



HAL
open science

Apport du LIDAR aéroporté à la compréhension des hydrosystèmes - Exemple de la Montagne de Reims

Julien Berthe

► **To cite this version:**

Julien Berthe. Apport du LIDAR aéroporté à la compréhension des hydrosystèmes - Exemple de la Montagne de Reims. Géographie. Université de reims Champagne-Ardenne, 2024. Français. NNT : . tel-04491099

HAL Id: tel-04491099

<https://hal.science/tel-04491099>

Submitted on 5 Mar 2024

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE

Discipline : GEOGRAPHIE

Spécialité : Géographie physique

Présentée et soutenue publiquement par

Julien BERTHE

Le 10 janvier 2024

APPORT DU LIDAR AÉROPORTÉ À LA COMPRÉHENSION DES HYDROSYSTÈMES

EXEMPLE DE LA MONTAGNE DE REIMS

Thèse dirigée par M. Alain DEVOS

Co-dirigée par M. Nicolas BOLLOT

JURY

M. Jérôme BURIDANT,	Professeur des Universités,	Université de Picardie Jules Verne,	Président
M. Alain DEVOS,	Professeur des Universités,	Université de Reims Champagne-Ardenne,	Directeur de thèse
M. Nicolas BOLLOT,	Maître de Conférences,	Université de Reims Champagne-Ardenne,	Co-Directeur
M. Denis MERCIER,	Professeur des Universités,	Sorbonne Université,	Rapporteur
M. Christophe GAUCHON,	Professeur des Universités,	Université de Savoie,	Rapporteur
Mme Emmanuèle GAUTIER,	Professeur des Universités,	Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne,	Examineur
M. Olivier LEJEUNE,	Maître de Conférences,	Université de Reims Champagne-Ardenne,	Examineur



Berthe Julien, *Apport du LIDAR aéroporté à la compréhension des hydrosystèmes - Exemple de la Montagne de Reims*. Thèse de doctorat : Géographie physique, Reims, Université de Reims Champagne-Ardenne, GEGENAA, 2024, 1 vol, 412 p. 203 figures, 27 tableaux, 15 annexes, 350 réf.



Remerciements

Tout d'abord, mes sincères remerciements vont aux membres du jury chargés d'évaluer ce travail de thèse. En premier lieu, je remercie Denis Mercier, professeur à Sorbonne Université à Paris, et Christophe Gauchon, professeur à l'Université de Savoie, pour avoir accepté de juger ce travail et d'en être les rapporteurs. Un grand merci également à Emmanuèle Gautier, professeure à Sorbonne Université à Paris et Jérôme Buridant, professeur à l'Université Jules Verne de Picardie d'avoir accepté de participer au jury de cette thèse. Avec Alain Devos, Nicolas Bollot et Olivier Lejeune vous constituez un jury extrêmement diversifié à l'image de la grande diversité d'approches et d'objets abordés dans ce travail.

Au Chapitre des organismes et des personnes indispensables à la réalisation de cette thèse,

Je remercie le Grand Reims et l'Université Reims Champagne-Ardenne (URCA), pour le financement de l'allocation doctorale m'ayant permis de vivre sereinement mes recherches durant ces trois années de thèse.

Je tiens également à remercier l'ONF et le PNR de la Montagne de Reims pour avoir fourni, dans le cadre d'une convention avec l'URCA, les données LiDAR qui sont le cœur de cette thèse. Je remercie tout particulièrement Solène Du-Puy de l'ONF et Émilie Renoir-Sibler du Parc avec qui nous avons régulièrement collaboré dans le cadre d'événements de vulgarisation qui font partie des temps forts de la thèse.

Mes remerciements vont également au Groupe d'Étude sur les Géomatériaux et Environnements Naturels, Anthropiques et Archéologiques (GEGENAA), mon laboratoire, qui a financé une partie de mes déplacements sur le terrain. Je remercie en particulier Olivier Lejeune et Gilles Fronteau qui ont souvent pris sur leurs lignes budgétaires pour me payer des campagnes de mesure, des stagiaires et du matériel.

Enfin, je remercie tous les acteurs du territoire, les mairies, les organismes publics, les groupements forestiers et les propriétaires m'ayant ouvert leur porte pour visiter et parfois même pour réaliser des études plus invasives sur leur terrain. Je vous remercie pour votre disponibilité, pour l'intérêt que vous avez porté à mes travaux et pour toutes les informations que vous m'avez transmises en tant que les plus grands spécialistes de votre territoire.

Au-delà des aspects techniques, pécuniaires et administratifs, certaines personnes ont contribué à ce travail de thèse qui ne serait clairement pas ce qu'il est sans eux.

Alain Devos, tout ce travail n'aurait pas abouti sans ton immense soutien, aussi bien professionnel que personnel. Toute l'aide que tu m'as apportée m'a permis de surmonter mes déboires et de me replonger dans mes recherches et dans ma thèse.

Nicolas Bollot, comme je te l'ai déjà dit, tu es le gardien de but de notre équipe. Même si tu es rarement dans la lumière, tu es indispensable à notre réussite. Je te remercie pour tout ce que tu fais pour moi et pour la géographie physique. Je te remercie d'avoir été là à chaque fois que j'en avais besoin.

Olivier Lejeune, je te remercie d'abord pour la bonne humeur que tu véhicules au quotidien dans l'équipe, mais ta contribution va bien au-delà. Tu t'es toujours montré disponible pour les stagiaires, comme pour moi. Tu m'as fait découvrir d'autres terrains et tu as participé à élargir ma réflexion. Et surtout, tu m'as aidé à avancer au quotidien, même lorsque la motivation me quittait et que j'arrivais morose dans ton bureau à 7 h du matin.

Pierre-Yves Ancelin, scientifiquement, tu m'as ouvert à la géographie humaine et tu as été mon interlocuteur privilégié dans ma réflexion sur les méthodologies. Mais, par-dessus tout, tu as été un véritable ami. Tu es la personne avec qui j'ai passé le plus de temps ces deux dernières années. Je n'oublierai ni les séances de sport à 6 h du matin pour nous libérer l'esprit, ni les nuits entières passées ensemble à travailler. Je te remercie d'être tel que tu es.

Julie Berthe, je te remercie d'avoir éliminé la plupart des fautes de cette thèse, mais aussi d'avoir toujours été à mes côtés, même lorsqu'il m'est arrivé de me tromper. Ton soutien indéfectible a été indispensable à ma réussite.

Enfin Flavie Lefèvre, tu as été ma relectrice officielle. Tes retours ont également participé à la qualité de ce manuscrit. Comme pour chaque personne citée dans cette partie, ton apport va évidemment bien au-delà de ce travail. Ton caractère solaire a littéralement illuminé mes journées.

De nombreuses autres personnes ont également apporté leur pierre à ce véritable édifice :

D'abord les érudits locaux qui m'ont transmis une part de leurs connaissances. Notamment, M. Guérin avec qui j'ai longuement échangé et M. Charpy qui m'a fourni sa base de données qui regorge encore d'éléments exploitables.

Je remercie par ailleurs mes stagiaires. Kossi pour son travail sur la digitalisation des fossés. Simon pour son travail sur la topographie de l'endokarst de Verzy. Svetlana pour avoir

téléchargé et archivé tous les cadastres napoléoniens. Camille, Mamadou et Rémi pour m'avoir aidé dans les campagnes de mesures hydrométriques. Cédric pour avoir largement participé à la numérisation de la carte archéologique de la Gaule de la Marne. Je pense aussi à Antoine, Paul, Valentin, Mathilde, Pierre et à mes étudiants de licence 3 géographie 2022-2023 qui ont nourri ma réflexion sur l'étude des cadastres napoléonien, des polémoformes, des sources d'eau, des zones humides et de l'endokarst. Enfin je remercie Théo Krauffel, ingénieur d'étude au GEGENAA, tu es arrivé tout à la fin de ma recherche mais tu as su me donner les petits coups de main qui me manquaient.

Je remercie également Samuel, mon frère jumeau. Parmi les souvenirs que nous partagerons, il y aura celui d'avoir réalisé une thèse en même temps. Nous ne nous sommes pas engagés dans le même domaine, mais nous avons pu discuter des nombreux points de concordance méthodologiques entre nos deux thèses. Cela m'a souvent beaucoup aidé. Finalement, je suis tel que je suis parce que tu es tel que tu es. Je t'en remercie.

Enfin, je ne peux clore ces remerciements sans évoquer mes amis Marie-Eve, Olivier, Emmeline, Julie, Manon, Taki, Françoise et ma famille, Christophe (mon papa), Gabriel (mon frère), Christiane et Angelo (mes grands-parents), Jonathan, Lyndsay, Etienne et Baptiste pour m'avoir soutenu tout au long de ma thèse et avoir toujours été présent pour moi tout au long de ma vie. Vous avez servi d'échelle pour mes photos de terrain, vous m'avez accompagné dans mes nuits de travail. Vous avez supporté mon rythme, même lorsque j'écourtais les soirées entre amis et lorsque j'amenais ma thèse en vacances. Au titre des remerciements spéciaux, je remercie Tiziana (ma maman). Tu m'as transmis ta détermination. C'est parfois une source de grande frustration, mais également une qualité indispensable dans mon travail. Enfin, Prudence, tu es ma meilleure amie et tu m'acceptes comme je suis, tu m'aides à me canaliser et, à ce titre, je te dois énormément.

Résumé

Apport du LIDAR aéroporté à la compréhension des hydrosystèmes - Exemple de la Montagne de Reims

Le LiDAR aéroporté est principalement utilisé en archéogéographie sous couverture forestière et en géographie pour restituer les pratiques des sociétés sur le territoire et pour l'approche hydrogéomorphologique dans les corridors fluviaux. Mais les hydrosystèmes et le forçage anthropique des interfluves du Grand Est restent peu étudiés malgré une couverture LiDAR satisfaisante. La Montagne de Reims, correspondant à la terminaison orientale de la cuesta Île-de-France est utilisée comme atelier expérimental pour caractériser, par l'approche LiDAR, d'une part la structure de l'hydrosystème et d'autre part son évolution durant l'Holocène. C'est un espace singulier (surface de 250 km²) paradoxalement à fort potentiel de valorisation patrimoniale mais conditionné majoritairement à la forêt privée, limitant son accès et sa connaissance. La démarche consiste à croiser les données LiDAR à une analyse spatiale multicritères et multiscalaire sous SIG, à plusieurs échelles de temps (vision diachronique), avec l'approche expérimentale de terrain. Le traitement d'une géodatabase permet non seulement de discriminer les morphologies de l'hydrosystème selon des critères génétiques, historiques et hydrodynamiques mais aussi de comprendre leur organisation spatiale. Il montre que l'hydrosystème résulte d'une longue histoire polyphasée. Les paramètres structurant son organisation spatiale s'inscrivent dans un emboîtement d'échelle. L'échelle géologique (conditions de dépôt du Paléogène) conditionne les disparités aquifères d'est en ouest. Le Quaternaire explique l'opposition entre les versants nord et sud en commandant le degré d'incision des vallées et les processus géomorphologiques (mouvements de terrain, karstification). À l'échelle historique, les forçages humain et climatique conditionnent les disparités hydrologiques entre les plateaux et les vallées. Enfin, un modèle conceptuel de l'hydrosystème actuel de la Montagne de Reims est proposé.

Mots-clés : LiDAR, hydrosystème, forçage anthropique, Système d'Information Géographique, Montagne de Reims

Abstract

Contribution of airborne LIDAR to the understanding of hydrosystems - Example of the Montagne de Reims

Airborne LiDAR is mainly used in archaeogeography under forest cover and in geography to reconstruct the practices of societies on the land and for the hydrogeomorphological approach in river corridors. However, the hydrosystems and anthropogenic forcing of the interfluves of the Grand Est region remain understudied, despite a satisfactory LiDAR coverage. The Montagne de Reims, corresponding to the eastern end of the Île-de-France cuesta, is used as an experimental site to characterize, using the LiDAR approach, both the structure of the hydrosystem and its evolution during the Holocene. This is a singular area (surface of 250 km²) which paradoxically has a high potential for heritage valorization, but is mainly conditioned by private forests, limiting its access and understanding. The approach consists of cross-referencing LiDAR data with a multi-criteria and multi-scalar spatial analysis using GIS, on several time scales (diachronic vision), with the experimental field approach. Processing a geodatabase not only allows us to discriminate between hydrosystem morphologies according to their genetic, historical and hydrodynamic criteria, but also to understand their spatial organization. It shows that the hydrosystem is the result of a long, multi-phase history. The parameters structuring its spatial organization are part of an overlap of scales. The geological scale (Paleogene deposit conditions) conditions aquifer disparities from east to west. The Quaternary explains the opposition between north and south slopes by controlling the degree of valley incision and geomorphological processes (landslides, karstification). On a historical scale, human and climatic forcings condition hydrological disparities between plateaus and valleys. Finally, a conceptual model of the current hydrosystem of the Montagne de Reims is proposed.

Keywords: LiDAR, hydrosystem, anthropic forcing, Geographic Information System, Montagne de Reims.

Abréviations

Abréviation	Signification
AD 51	Archives départementales de la Marne
AEP	Alimentation en Eau Potable
ALGP	Artillerie Lourde Grande Puissance
ALVF	Artillerie Lourde sur Voies Ferrées
BD	Base de Données
BNF	Bibliothèque Nationale de France
BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
BSS	Banque du Sous-Sol
C.A.	Corps d'Armée
CAG	Carte Archéologique de la Gaule
CAH	Classification Ascendante Hiérarchique
CBR	Chemins de fer de la Banlieue de Reims
CIVC	Comité interprofessionnel du vin de Champagne
CLC	Corine Land Cover
DMG	Dernier Maximum Glaciaire
EC	Écart-type
EQM	Erreur Quadratique Moyenne
ESPG	<i>European Petroleum Survey Group</i> (liste des systèmes de coordonnées géoréférencées)
ETP	ÉvapoTranspiration Potentielle
GCTA	Groupe de Canevas de Tir des Armées
GEGENAA	Groupe d'Étude sur le Géomatériaux et Environnements Naturels, Anthropiques et Archéologiques
GNSS	<i>Global Navigation Satellite Systems</i>
ID	Identifiant, désigne généralement un identifiant unique
IGN	Institut national de l'information géographique et forestière
INPN	Inventaire National du Patrimoine Naturel
JMO	Journal de Marches et des Opérations
LD	<i>Local Dominance</i> ou Dominance locale
LiDAR	<i>Light Detection And Ranging</i>
LRM	<i>Local Relief Model</i> ou modèle de relief local
MNS	Modèle Numérique de Surface
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MR	Montagne de Reims
n	Effectif
NAO	Oscillation Nord-Atlantique
NGF	Nivellement Général de la France
ONF	Office National des Forêts
Pmm	Précipitations
PNR	Parc Naturel Régional
RBD	Réserve Biologique Dirigée
SHD	Service Historique de la Défense
SIC	Site d'Importance Communautaire
SIG	Système d'Information Géographique
SVF	<i>Sky-view Factor</i> ou facteur d'ensoleillement
TCA	Terres Cuites Architecturales
TPI	<i>Topographic Position Index</i> ou Index de position topographique
UNESCO	Organisation des Nations Unies pour l'Éducation, la Science et la Culture
URCA	Université de Reims Champagne-Ardenne
X	Longitude
Y	Latitude
Z	Altitude
ZNIEFF	Zone Naturelle d'Intérêt Écologique, Faunistique et Floristique

Sommaire

Remerciements	1
Résumé	5
Abstract	7
Abréviation.....	8
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	13
PARTIE 1 : LA MONTAGNE DE REIMS	23
Introduction de la partie 1.....	24
1.1 Qu'est-ce que la Montagne de Reims ?.....	26
1.1.1 Origine et premiers usages du nom « Montagne de Reims »	26
1.1.2 Pays et Région dits de la Montagne de Reims	29
Conclusion partielle de la partie 1.1	35
1.2 Contexte physique	35
1.2.1 Contexte morphostructural et sa mise en place.....	36
1.2.2 Modalités d'écoulement en Montagne de Reims.....	48
1.2.3 Réseau hydrographique actuel	50
1.2.4 Les glacis	53
1.2.5 Mouvements de terrain.....	56
1.2.6 Le karst de la Montagne de Reims.....	61
Conclusion partielle de la partie 1.2	66
1.3 Évolution de l'occupation humaine	67
1.3.1 Préhistoire	69
1.3.2 Protohistoire ou Âge des métaux (de -2500 à -27 av. JC)	73
1.3.3 Antiquité romaine (de -27 av. J.C. à 476).....	80
1.3.4 Moyen Âge (de 476 à 1492)	82
1.3.5 Époque moderne (1492 à 1789).....	85
1.3.6 Époque contemporaine (de 1789 à l'actuel)	85
Conclusion partielle de la partie 1.3	91
1.4. Environnement passé et présent de la Montagne de Reims.....	92
1.4.1 Éléments d'évolution paysagère avant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG)	92
1.4.2 La phase cataglaciale post-DMG.....	93
1.4.3 La dynamique Holocène et l'anthropisation du milieu.....	96
1.4.4 Climat actuel de la Montagne de Reims	102
1.4.5 Biogéographie de la Montagne de Reims	112
Conclusion partielle de la partie 1.4	118
Conclusion de la partie 1	122
PARTIE 2 : MATÉRIELS ET MÉTHODES.....	125

Introduction de la partie 2.....	126
2.1. Bases de données	127
2.1.1. LiDAR.....	127
2.1.2. Informations géographiques géoréférencées sous SIG	137
2.1.3. Informations géographiques non géoréférencées sous SIG	142
2.2. Campagne de mesures de terrain	150
2.2.1. Tomographie électrique	151
2.2.2. Topographie souterraine	153
2.2.3. Mesures hydrologiques	155
2.3. Élaboration du SIG Montagne de Reims	158
2.3.1. Intégration des bases de données existantes	158
2.3.2. Protocole de production des BD thématiques LiDAR	173
2.3.3 Intégration des données de terrains	183
2.4. Exemple de méthode d'exploitation du SIG Montagne de Reims	184
2.4.1. Étude karstique.....	184
2.4.2 Morphométrie des mouvements de terrain et typologie	188
Conclusion de partie 2.....	192
Introduction de la partie 3	193
PARTIE 3 : RÉSULTATS ET DISCUSSIONS	193
3.1 Les morphologies naturelles révélées au LiDAR.....	195
3.1.1 Mouvements de terrain en Montagne de Reims	195
3.1.2 Le karst de la Montagne de Reims.....	212
3.2 Structures anthropiques révélées au LiDAR	237
3.2.1 Les fossés	238
3.2.2 Sites d'extraction	246
3.2.3 Les polémoformes.....	259
3.2.4 Les ouvrages hydrauliques.....	270
3.2.5 Les structures n'ayant pas fait l'objet d'un inventaire exhaustif.....	280
Conclusion de la partie 3	296
PARTIE 4 : STRUCTURE, INSCRIPTION ET FONCTIONNEMENT DE L'HYDROSYSTÈME.....	299
Introduction de la partie 4 :	300
4.1 Hydrosystème de la Montagne de Reims	301
4.1.1 L'hydrosystème de la vallée de la Lingonne	301
4.1.2 Les Vallées aveugles de Ville-en-Selve.....	302
4.1.3 Schéma hydraulique du système karstique de Verzy.....	304
4.1.4. Anthropisation de la Livre	309

Conclusion partielle : Schéma conceptuel de l'hydrosystème de la Montagne de Reims..	310
4.2 Essai de contextualisation temporel de l'hydrosystème	314
4.3 Comportement hydrodynamique des écoulements	321
4.3.1 Dynamique hydrologique des mares du plateau : comportement hydrodynamique des mares	321
4.3.2 Comportement hydrodynamique des cours d'eau de la Montagne de Reims.....	329
Conclusion partielle Partie 4.3.....	339
Conclusion de la partie 4	341
CONCLUSION GÉNÉRALE	349
ANNEXES	357
Bibliographie	383
Table des figures	403
Liste des tableaux	411
Tables des Annexes	412

INTRODUCTION GÉNÉRALE

- **Cadre réglementaire et institutionnel**

La présente thèse s'intègre dans un appel à projet doctoral intitulé « Molimo » pour « Morphologie lidar de la Montagne de Reims ». Ce projet est financé pour moitié par le Grand Reims et pour moitié par l'URCA du 1^{er} octobre 2020 au 30 septembre 2023. Celui-ci a pour but de valoriser un jeu de données LiDAR mis à disposition dans le cadre d'un conventionnement entre l'ONF (Office National des Forêts), le Parc Naturel de la Montagne de Reims (PNR Montagne de Reims) et l'URCA (Université de Reims Champagne-Ardenne) représentée par le GEGENAA (Groupe d'Étude sur le Géomatériaux et Environnements Naturels, Anthropiques et Archéologiques, UR 3795).

L'appellation Montagne de Reims définit initialement un « Pays » ou une région naturelle à l'ouest du département de la Marne (Gallois, 1908). Néanmoins, dans le cadre de cette thèse, son emprise est définie comme celle du Parc Naturel Régional de la Montagne de Reims au 1^{er} octobre 2020. Les regroupements communaux et les changements de communes partenaires intervenus depuis n'ont ainsi pas été pris en compte. Ce choix a été réalisé au regard de la grande variabilité de l'espace concerné par cette appellation, mise en évidence par l'étude de son histoire (*cf.* partie 1.1). Ce territoire constitue un vaste espace de 530 km² dont le secteur le plus forestier est couvert par un vol LiDAR (245 km², soit 46 % de la surface du PNR qui comprend 80 % de sa forêt).

- **Enjeux**

Le GEGENAA porte, depuis plus de deux décennies, une attention particulière à la Montagne de Reims par l'intermédiaire d'études géomorphologiques sur le karst et les mouvements de terrain. En affectant la ressource en eau et le vignoble champenois, ces deux composantes du milieu physique impliquent des enjeux socio-économiques et sanitaires incontournables du territoire marnais. Une pluralité d'enjeux émane également des problématiques environnementales et patrimoniales, comme en attestent les nombreux « labels » attribués à ce territoire (Fig. 0.1).



Fig. 0.1 : Labellisations de la Montagne de Reims.

La prise en compte des enjeux écologiques se traduit sur le territoire par la mise en place de divers dispositifs réglementaires :

- La « labellisation » de 18,5 km² de Sites d'Importance Communautaire (SIC) classés en zone Natura 2000, dont l'objectif est de protéger des espaces atypiques dans le contexte biogéographique local (e.g., pâtis, les chaînages d'étangs, massifs forestiers).
- Les ZNIEFF de type 1 qui couvrent 22,5 km². Il s'agit « d'espaces homogènes écologiquement définis par la présence d'espèces, d'associations d'espèces ou d'habitats rares, remarquables ou caractéristiques du patrimoine naturel régional. Ce sont les zones les plus remarquables du territoire » (INPN, Inventaire National du Patrimoine Naturel).
- Les ZNIEFF de type 2 dont la superficie atteint 93,4 km². Ces zones « intègrent des ensembles naturels, fonctionnels et paysagers, possédant une cohésion élevée et plus riche que les milieux alentour » (INPN) et concernent des espaces plus vastes.
- Deux réserves biologiques dirigées (RBD) de l'ONF (0,7 km²) qui sont dédiées à la protection de milieux naturels ou d'espèces vulnérables, voire menacées. Il s'agit d'une part de la Réserve biologique dirigée des Faux de Verzy, hêtres tortillards (*Fagus sylvatica* var. *tortuosa*) dont le port tortueux leur vaut une réputation mondiale. Cette réserve a été mise en place afin de sauvegarder l'un des principaux peuplements français de hêtres tortillards, avec plus de 700 individus. En parallèle, la Réserve biologique dirigée des mares de Verzy est consacrée à la préservation de 69 mares (1,42 ha) réparties dans 7 secteurs éclatés (9,77 ha). Par extension, les RBD permettent également la protection d'espèces animales telles que la Bouvreuil pivoine (*Pyrrhula pyrrhula*), le

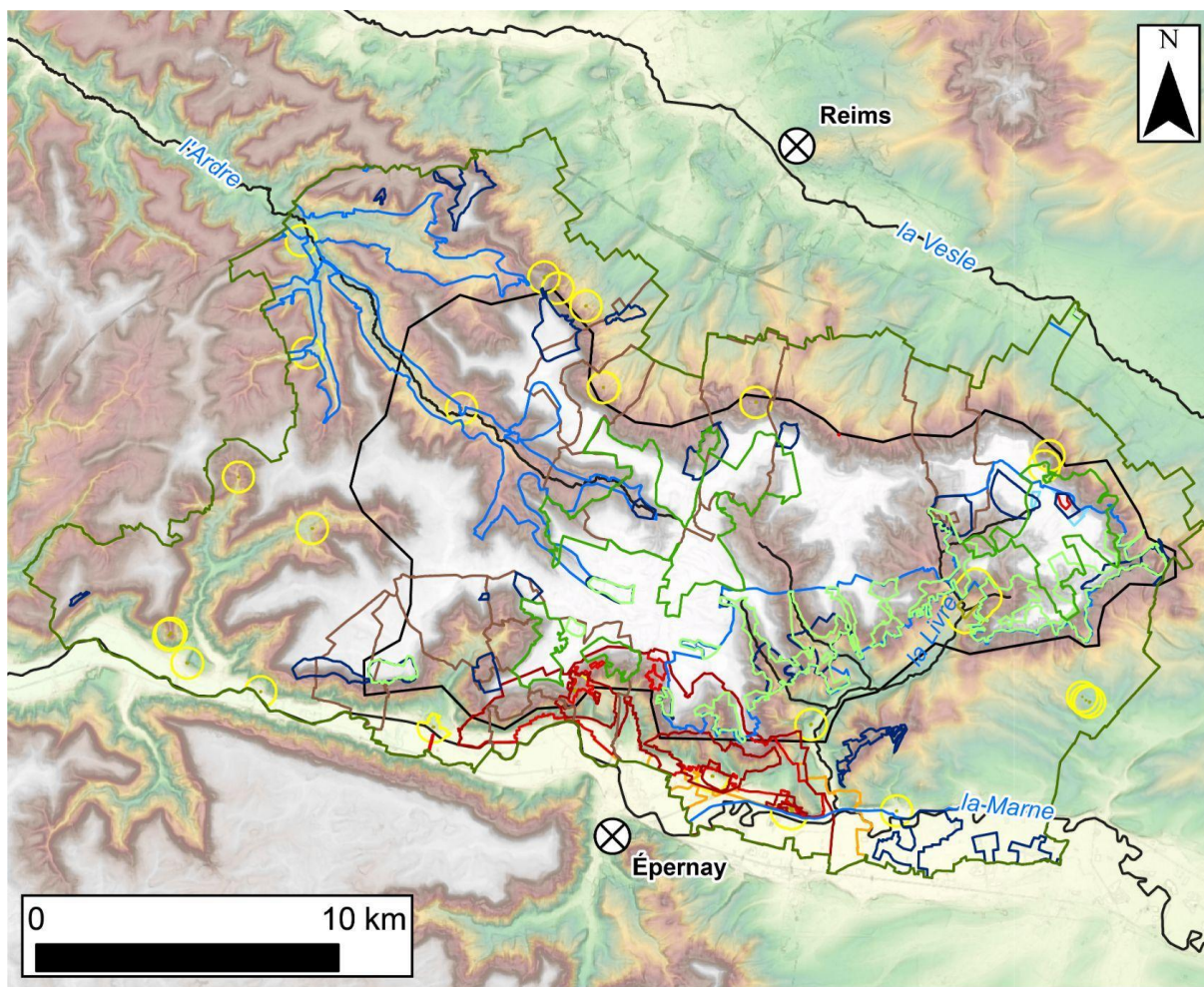
Gobemouche gris (*Muscicapa striata*), la Linotte mélodieuse (*Linaria cannabina*), le Pic épeichette (*Dryobates minor*) ou le Pouillot siffleur (*Phylloscopus sibilatrix*), cinq espèces d'oiseaux inscrites sur la liste rouge nationale de l'Union Internationale pour la Conservation de la Nature.

- Trois géosites faisant l'objet d'une fiche à l'INPN.
- Des dispositifs de protection des ressources en eau (Aires d'alimentation de captage, Périmètres de protection des captages) pour la collectivité locale du Grand Reims et la commune de Trépail.

En parallèle, les enjeux patrimoniaux se manifestent à travers la mise en place de différents « classements » :

- L'inscription des Coteaux, Maisons et Caves de Champagne (2015, 37 km²), dont la vaste zone d'engagement englobe presque la totalité de la zone d'étude, et des sites funéraires et mémoriels de la Première Guerre mondiale (Front Ouest) au patrimoine mondial de l'UNESCO.
- La labellisation Forêt d'Exception[®] depuis 2017 qui consacre les forêts possédant un riche patrimoine forestier. Elle concerne les trois forêts domaniales du PNR Montagne de Reims et représente 35 km² en Montagne de Reims.
- 29 bâtis classés ou inscrits au titre des Monuments Historiques impliquant une surface protégée de 23,1 km².
- Deux « Sites Patrimoniaux Remarquables » de la Marne d'une surface de 11,6 km² qui ont pour but la protection et la mise en valeur du patrimoine paysager.

La Figure 0.2 objective la majorité de ces dispositifs *via* une vue en plan. La superficie couverte par un dispositif réglementaire autre que le PNR Montagne de Reims (c. 50 %) atteste de l'intérêt porté à ce territoire. La densité élevée dans certains secteurs est ainsi susceptible de générer une superposition atteignant jusqu'à six dispositifs différents (Fig. 0.3).



Dispositifs réglementaires	
Forêt d'Exception®	Inscription au patrimoine mondial de l'Unesco
Natura 2000 (sic2012)	Site classé ou inscrit de Champagne-Ardenne
ZNIEFF de type 1	Périmètre de protection des Monuments Historiques
ZNIEFF de type 2	Parc Naturel Régional de la Montagne de Reims
Réserve biologique dirigée	Habillage
Site géologique de l'INPN	Emprise du survol LiDAR
Patrimoine remarquable de la Marne	Commune repère
Monument Historique de la Marne	Réseau hydrographique

Fig. 0.2 : Emprise spatiale de la plupart des dispositifs réglementaires mis en place pour la gestion du territoire de la Montagne de Reims (données : BD TOPO® et BD ALTI® 75 m de l'IGN, dispositifs réglementaires de l'INPN).

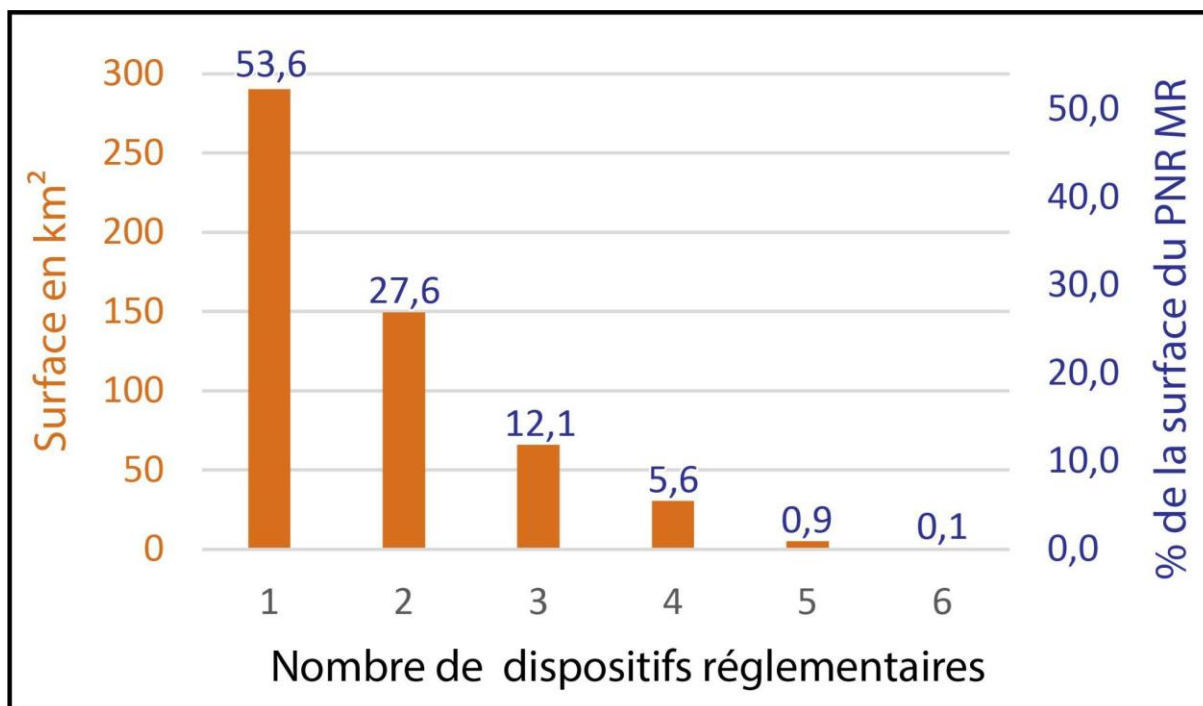


Fig. 0.3 : Emprise spatiale des dispositifs de protection de l'environnement et du patrimoine de la zone d'étude (la valeur 1 correspond aux zones où le seul dispositif de protection est le PNR ; données : dispositifs réglementaires de l'INPN).

D'autres enjeux existant ne se matérialisent pas ou pas encore sous forme de « label ». C'est le cas de la fonction culturelle du massif qui accueille 200 000 visiteurs par an (ONF, 2018), ce qui en fait le site naturel le plus visité de l'ex-région Champagne-Ardenne. Il en est de même pour la fonction hydrodynamique du massif qui constitue un dôme piézométrique important entre la Vesle et la Marne. Il joue ainsi un rôle essentiel dans l'alimentation en eau de ces cours d'eau, sur les rives desquels les villes de Reims et d'Épernay se sont développées.

Les spécificités territoriales de la Montagne de Reims, attestées par un nombre élevé et diversifié d'enjeux, s'inscrivent dans un contexte foncier essentiellement privé (65 % de la surface forestière), limitant considérablement l'accessibilité de ce massif dans le cadre de son étude.

- **État des connaissances**

La Montagne de Reims semble n'avoir bénéficié que de peu d'intérêt depuis la fin du Moyen Âge, ce qui entrave la compréhension du paysage actuel. C'est en tout cas ce que suggère la rareté des documents manuscrits et planimétriques. Au XVII^e siècle, les plans d'arpentage informent sur l'occupation du sol et les activités associées (moulins, fermes, sylviculture, agriculture, pâturage, etc.).

Jusqu'au XVIII^e siècle, les seules œuvres relatant partiellement l'histoire de ce massif sont les écrits ecclésiastiques et les ordonnances seigneuriales. Bien que susceptibles d'apporter à la connaissance du territoire et à l'évolution des propriétés en Montagne de Reims, ces sources n'ont pas été exploitées de façon exhaustive compte tenu du caractère chronophage d'une telle entreprise pour un non-historien.

À partir du XVIII^e siècle, l'essor des sociétés savantes (*e.g.*, Société d'Étude des Sciences Naturelles de Reims - SESNR, Société d'Archéologie Champenoise - SAC) et l'apparition de récits de voyages (*e.g.*, Joanne 1880) engendrent la rédaction de nombreuses études géographiques descriptives. Ces productions, relativement scientifiques ou non, renseignent sur les caractéristiques géologiques, botaniques, paysagères et archéologiques, constituant ainsi la base de la connaissance sur ce territoire. L'exploitation des données recueillies à l'époque (principalement des collections privées de fossiles et de vestiges archéologiques) s'avère néanmoins compliquée puisque lorsqu'il est indiqué, l'emplacement des observations et des prélèvements est généralement renseigné à l'échelle communale.

Il faut attendre le XX^e siècle pour voir apparaître les premiers travaux géoscientifiques en Montagne de Reims. Poinot (1946) décrit les mouvements de terrain comme le moteur local de l'érosion des versants et Tricart (1952) propose les premiers travaux portant sur l'histoire géologique et géomorphologique de l'est du bassin de Paris. Ces études généralistes sont à la base d'une deuxième phase de travaux universitaires dans les années 1980 qui prennent la forme de cartes géologiques produite par les analyses stratigraphique, l'étude des fossiles et de la lithologie donnant lieu à des datations et décrivant traditionnellement les usages et les potentiels usages du territoire. Ces cartographies présentent également des processus géomorphologiques du massif comme les mouvements de terrain et l'exokarst. Le travail cartographique et les forages réalisés lors de la levée des cartes géologiques locales permettent en effet de préciser les spécificités stratigraphiques de la Montagne de Reims, paléo-rivage où transgressions et régressions marines sont à l'origine d'un grand nombre de variations latérales de faciès durant le Cénozoïque (Laurain *et al.*, 1979, 1981 et 1986 ; Laurain et Meyer, 1985 ; Leroux et Allouc, 1988 ; Duprat, 1997). Ces variations expliquent en partie la versatilité des mouvements de terrain et du karst sur la zone d'étude. Les décennies 1980-1990 sont également marquées par les premiers travaux scientifiques consacrés à des phénomènes géomorphologiques, qu'il s'agisse des travaux de Rodet (1992) tentant d'expliquer les modalités d'écoulement du karst, ou de Marre (1987) proposant des interprétations géomorphologiques précises de la répartition des mouvements de terrain par l'intermédiaire d'une approche spatiale.

Depuis les années 2000, la spécialisation des études se poursuit afin d'améliorer la compréhension du fonctionnement géomorphologique de la Montagne de Reims. Dès 2010, Van Den Eeckhaut *et al.* (2005 et 2010) réalisent une cartographie des zones de susceptibilité aux mouvements de terrain, augmentée et précisée par la thèse d'Ortonovi en 2021. Une approche, à l'intersection de la karstologie, de l'hydrologie et de l'hydrogéologie, émerge également avec les recherches menées par Lejeune (1999 et 2000), Lejeune *et al.* (2001, 2004 et 2007) et Devos *et al.* (2007). Ces travaux révèlent, en particulier, des contrastes d'écoulement importants dans les vallées drainant la Montagne de Reims.

Cet état de la bibliographie met toutefois en évidence une carence concernant la zone d'interfluve que ce relief. Très peu de données permettent de reconstituer l'évolution des paysages, du Pléistocène à nos jours.

Par ailleurs, les hydrosystèmes naturels, anthropisés depuis le Néolithique, sont généralement étudiés dans les corridors fluviaux (Lespez *et al.*, 2005 ; Gautier *et al.*, 2018). Sur les interfluves, les contributions scientifiques, plus rares, portent le plus souvent sur le domaine karstique, telles que les thèses réalisées sur la forêt de Trois Fontaines dans le Barrois (Jaillet, 2000, Bensaadi, 2020), ou en forêt de Trampot dans le Haut-Pays (Devos, 1996, 2010). Actuellement, la plupart des travaux sur les interfluves n'abordent pas directement les hydrosystèmes. Il s'agit d'approches s'appuyant, au même titre que la présente thèse, sur l'existence de données LiDAR, et qui par l'intermédiaire d'une approche archéologique (Georges-Leroy *et al.*, 2011, Forêt de Haye), voire archéogéographique (Fruchart, 2014, Forêt de Chailluz ; David, 2014 et 2023, Forêt de Compiègne et de Fontainebleau, Ollive *et al.* 2016 ; bassin-versant d'Outremont), définissent certains éléments de l'hydrosystème (*e.g.*, fossés), sans appréhender leur impact sur l'écoulement des eaux. C'est notamment le cas de l'inventaire cartographique des anomalies topographiques réalisé sur le « LiDAR Montagne de Reims » par David en 2019 (*cf.* partie 2.1.2).

Ce travail de thèse a ainsi pour vocation de combler cette lacune grâce à une approche géographique principalement basée sur des analyses géoscientifiques. Ces dernières conjuguent données acquises sur le terrain et données numériques exploitées sur Système d'Information Géographique (SIG). Il s'agit particulièrement de l'exploitation des données issues d'une campagne de mesures lasergrammétriques aéroportées commanditée par l'ONF et le PNR Montagne de Reims. Les données microtopographiques qui en résultent ouvrent de nouvelles perspectives dans l'étude de ce massif largement inaccessible.

- **Objectifs**

Cette contribution présente plusieurs objectifs. Elle vise à caractériser l'organisation spatiale de l'hydrosystème de la Montagne de Reims à partir de l'approche LiDAR en discriminant les morphologies naturelles et anthropiques qui participent aux écoulements et en les datant par une datation relative ou absolue. Il s'agit également de proposer une reconstitution morphogénétique de l'hydrosystème depuis le Pléistocène. Enfin, elle initie l'étude du comportement hydrodynamique actuel du massif encore inconnu à ce jour.

- **Plan**

Ce travail s'organise en quatre parties.

La première partie, monographique, a pour but de contextualiser physiquement et humainement le site d'étude. Le premier volet aborde les aspects géologiques et géomorphologiques, de la mise en place des dépôts jusqu'à leur démantèlement par les processus géomorphologiques tels que l'incision des vallées. Le second volet s'intéresse à l'évolution climatique et environnementale et à l'occupation humaine, du Pléistocène à nos jours, afin de présenter les paramètres géographiques qui concourent à la construction des écoulements (naturels et anthropisés) et au fonctionnement de l'hydrosystème.

La deuxième partie présente le matériel et les méthodes, numériques et de terrain, utilisées. Une approche pluridisciplinaire, globale, multi-sectorielle, multiscalaire et diachronique a été employée. Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) créé à partir des données LiDAR constitue la ressource centrale de la thèse. Son analyse a été réalisée grâce à un croisement de toutes les ressources existantes, cartographies actuelles et anciennes, données textuelles, bases de données publiques (IGN, BRGM, ONF, *etc.*) et bases de données universitaires, telles que celles issues de mesures de terrain. Dans un second temps, les méthodes concourant à la réalisation de nouvelles bases de données thématiques d'informations géographiques sont présentées. Ces dernières, discriminées en fonction de leur forme, de leur fonction hydrodynamique et de leur génétique, participent *in fine* à la création d'un SIG « Montagne de Reims », dont les méthodes d'exploitation sont explicitées. Sa finalité est d'améliorer la compréhension actuelle et passée de l'hydrosystème de la Montagne de Reims.

Dans la troisième partie, ce SIG « Montagne de Reims » est détaillé, base de données par base de données, dans le but de décrire chaque élément de l'hydrosystème. Pour cela, sont proposées une typologie et une analyse spatiale de la répartition de chaque forme cartographiée, afin

d'apporter des éléments de réponse sur leurs processus morphogénétiques et leur fonctionnement.

Enfin, la quatrième partie est dédiée à l'interprétation des résultats. En s'appuyant sur des études de cas, il s'agit d'abord de replacer les entités au sein de l'hydrosystème pour voir dans quelle mesure elles entrent mutuellement en connexion. Cela aboutit finalement à la proposition de deux modèles conceptuels, un modèle d'évolution depuis le Pléistocène et un autre fonctionnel.

PARTIE 1 : LA MONTAGNE DE REIMS

Introduction de la partie 1

La Montagne de Reims correspond à la partie la plus orientale des plateaux tertiaires du Bassin parisien, située entre les percées cataclinales de la Vesle au nord, et de la Marne au sud. À ce titre, la Montagne de Reims est une véritable zone de contact entre le centre du bassin (formation tertiaire) et l'auréole de la craie du Crétacé supérieur. Cet éperon, essentiellement argilo-sableux, domine le plateau crayeux de près de 200 m sur son versant nord et de 230 m au Sud. Le versant Nord correspond au talus de la côte d'Île-de-France (Cuesta tertiaire). Le versant sud-est, quant à lui, inféodé à la vallée de la Marne et ses quelques affluents de rive gauche (*e.g.*, la Livre, le Brunet). Dans le dispositif des cuestas de l'Est de la France (Fig. 1.1), la côte d'Île-de-France est sans doute l'une des moins hautes, mais elle marque les paysages par une forte dominance qui tranche avec les plâtitudes du plateau crayeux. Ainsi, les variations d'altitude liées à l'encaissement du réseau hydrographique, les changements géologiques à l'échelle locale induits par les nombreuses variations de faciès (zone d'extension terminale des mers tertiaires), ainsi que l'histoire de l'occupation humaine, font de la Montagne de Reims un territoire plein de contrastes.

Afin de caractériser cette originalité, cette partie présente une monographie de la Montagne de Reims abordant quatre sujets :

- L'origine du territoire désigné sous le vocable 'Montagne de Reims ».
- Le contexte physique de la Montagne de Reims.
- L'évolution environnementale et climatique du Pléistocène à nos jours ;
- L'évolution de l'occupation humaine pendant la même période.

Cette étape paraît fondamentale car l'interprétation des données LiDAR n'est permise que grâce à la connaissance des éléments morphogènes impactant le paysage.

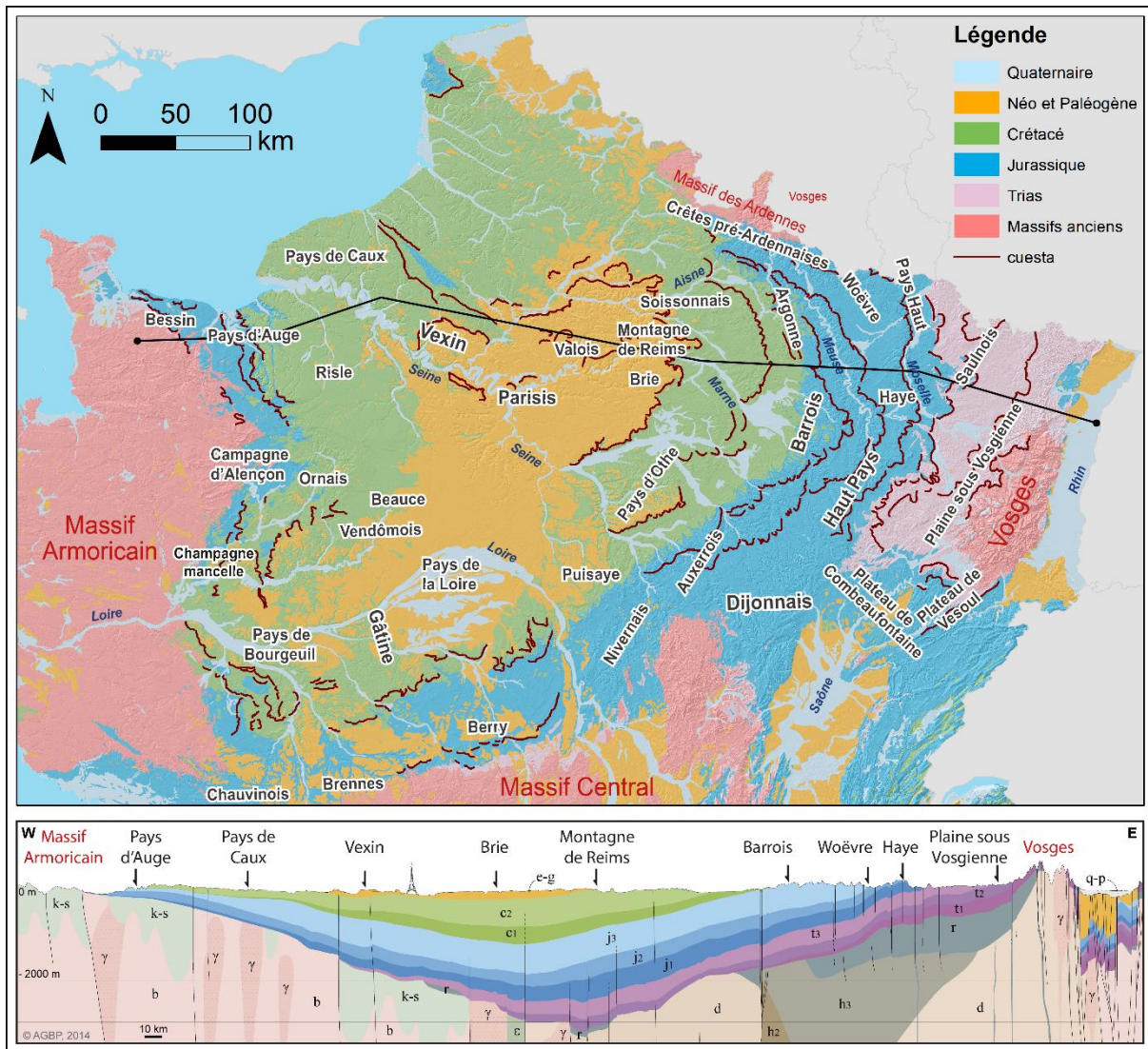


Fig. 1.1 : Carte géologique de la France au 1/1 000 000 (Données : BD Million-Géol du BRGM, BD ALTI® 25 m de l'IGN et Cuesta d'après Battiau-Queney, 1993) et sa coupe (d'après Gély, 2014).

1.1 Qu'est-ce que la Montagne de Reims ?

Pour comprendre à quoi correspond la Montagne de Reims, deux grands axes sont développés à propos de l'origine de cette dénomination et de la définition de ce territoire en tant que Pays ou région naturelle.

1.1.1 Origine et premiers usages du nom « Montagne de Reims »

Pour commencer, la Montagne de Reims ne tire pas son nom d'une origine géologique (cf. partie 1.2). Effectivement, il est très courant en France de retrouver des espaces qui prennent la dénomination de « Montagne » malgré une proéminence inférieure à 300 m (e.g., les lieux-dits de « La Montagne des Grès » au sud d'Amiens, de « La Montagne du Prieuré » à Locronan au nord de Quimper, ou plus anciennement de la Région dite de « La Montagne » en Côte d'Or qui désignait le plateau boisé surplombant les vignes au sud de Dijon ; Gallois, 1908). « La Montagne » désigne également le revers de la côte de Moselle entre la vallée de l'Orne et le Pays messin, dont la mémoire a été conservée par la toponymie des villages (e.g., St-Privat-la-Montagne, Montois-la-Montagne, Malancourt la Montagne). Globalement, tous les espaces qui surplombent et se distinguent par une végétation différente sont susceptibles d'être localement appelés « Montagne ».

La première occurrence du terme « Montagne de Reims » remonte à 1363, « *in montana remensi* » dans *Necrologium ecclesia Rhemensis* Longnon (1908). Il existe en 1212 dans le cartulaire de l'abbaye de Saint-Remy un « *praepositus de montana* », un chargé de la montagne (Fray, 2009) qui suppose probablement un usage du terme « Montagne de Reims » antérieur à sa première citation. L'existence de ce territoire est attestée et ses limites sont reconnues avant 1312 par l'inventaire des paroisses du Doyenné de la Montagne (*DECANATUS DE MONTANA*) qui s'est maintenu jusqu'à la Révolution française et dans lequel Longnon (1908) identifie ce territoire comme étant la Montagne de Reims. La liste des paroisses (*parrochiarum*) permet de représenter l'emprise du Doyenné (Fig. 1.2). Toutefois, aucun autre indice géographique ne permet de localiser la Montagne de Reims entre les XIV^e et le XVIII^e siècles. En 1623, la « carte du Pays et Diocèse de Reims » par Jean Jubrien de Châlons ne mentionne pas la Montagne de Reims. Et il en est de même en 1644 dans « la carte du Diocèse de Reims, Duché et Pairie, avec le Duché de Rethelois » réalisé par Jean Boisseau de Paris qui localise pourtant certaines forêts

(e.g., la Forêt de Villers-Cotterêts, les Bois des Ardennes), ce qui laisse entendre que la dénomination reste jusque-là locale.

En 1757, les cartes de Cassini semblent être les premières cartographies à utiliser le terme de « Montagne de Reims » en localisant les « Bois de la Montagne de Reims ». Cette dénomination sera conservée dans une partie des cartes postérieures telles que le « Plan d'une partie de la Champagne et de la Montagne de Reims » (Inconnu, 1771). À partir du XIX^e siècle, l'appellation évolue pour devenir la « Forêt de la Montagne de Reims », comme l'imaginent la carte d'État-Major (Dépôt de la Guerre, 1820-1866), la « Carte de l'arrondissement de Reims » (Service vicinal, 1884) et les cartes actuelles. Ces cartes localisent les Bois ou la Forêt de la Montagne de Reims accolés à l'est du Doyenné de la Montagne, ce qui ne permet pas de visualiser l'ensemble du territoire appelé « Montagne de Reims » mais simplement une vision *a minima* (Fig. 1.2).

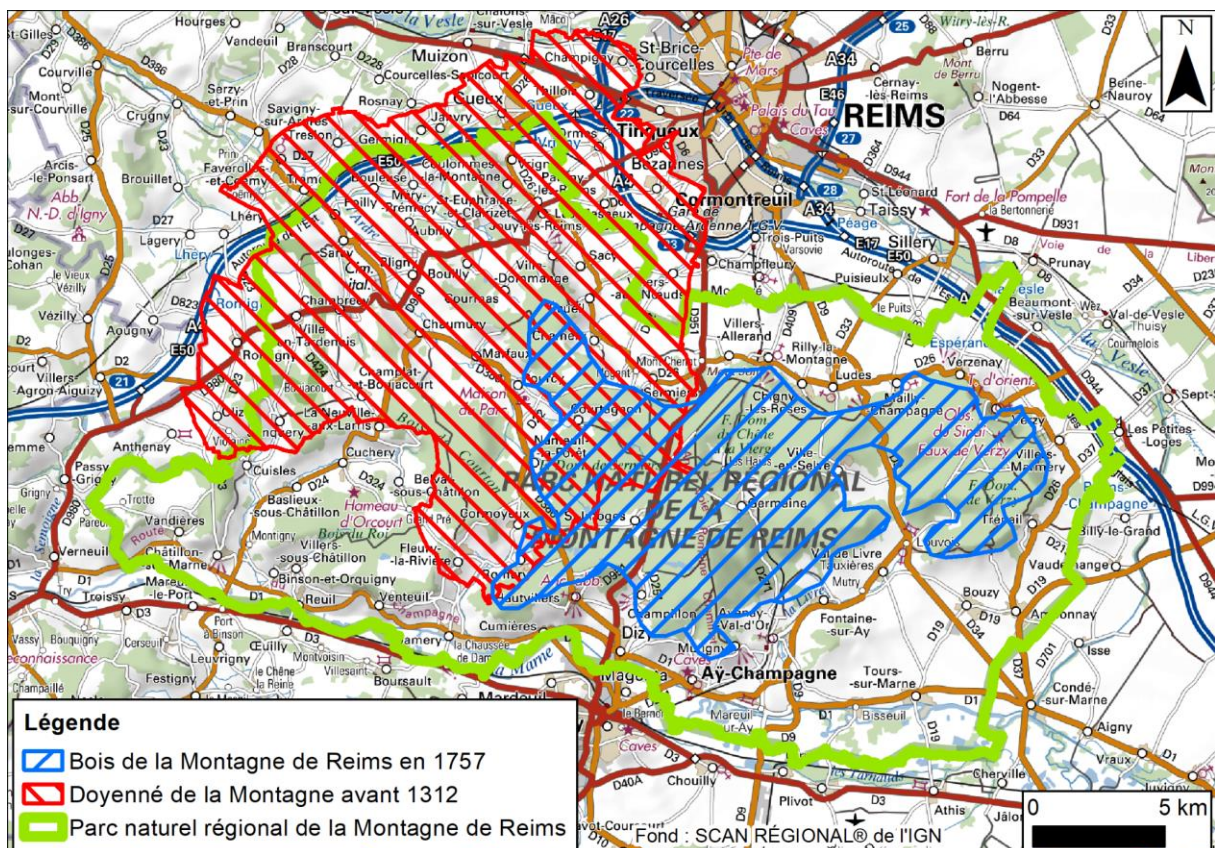


Fig. 1.2 : Emprise de la Doyenné de la Montagne de Reims avant l'an 1312, du Bois de la Montagne de Reims en 1750 et du PNR Montagne de Reims en octobre 2020 (données : SCAN REGIONAL®, BD TOPO® et d'après Longnon, 1908 ; Cassini de Thuty, 1757).

De façon concomitante à l'apparition de ces premières cartes, les premiers états descriptifs de ce territoire apparaissent avec le récit de voyage de Joanne (1880) ou les descriptions géographiques de Chantriot (1897), concernant notamment la partie forestière du massif.

Aujourd'hui, deux communes sont identifiées par leur toponyme comme constitutive du territoire de la Montagne de Reims, soit Rilly-la-Montagne et Coulommès-la-Montagne, toutefois initialement citées comme Risetus et Coloma vers 850 (Chossenot, 2004). Elles gagnent le suffixe « la-Montagne » en 1801 après la Révolution française (Motte et Vouloir, 2023).

Il est possible à partir de la bibliographie de poser deux hypothèses principales sur l'origine du toponyme « Montagne de Reims ». Ce dernier peut venir du Doyenné dit « de La Montagne » établi au moins depuis 1212 et qui aurait vu son nom tomber dans le langage courant et converti en Montagne de Reims avec une extension du toponyme à la forêt adjacente. La seconde hypothèse est simplement une origine ancestrale de la dénomination de Montagne du territoire saillant au sud de Reims. Aucun élément ne permet de trancher pour une de ces deux hypothèses.

Un autre questionnement est pourquoi le Doyenné de la Vesle « *DECANATUS DE VIDULA* » qui comprend les communes de Villers-Allerand à Verzy, plus haut en altitude, présentant une plus forte prééminence et constituant la partie terminale de la cuesta d'Île-de-France ne s'est pas vu initialement attribué ce nom de Montagne.

Finalement, l'origine du terme « Montagne de Reims » et l'emprise de ce territoire n'est pas encore bien connue, car ni la toponymie, ni la cartographie, ni les archives n'apportent de réponses précises.

Pour répondre à la question « qu'est-ce que la Montagne de Reims ? », les parties suivantes présentent les différents « Pays » ou régions naturelles qui la constituent et l'entourent, afin de mettre en évidence sa spécificité régionale.

L'espace circonscrit dans le PNR Montagne de Reims en 2020 semble ne jamais avoir appartenu à un territoire unique. Longnon (1908) décrit le découpage religieux du massif. Qu'il s'agisse des doyennés ou des diocèses, aucune entité ne regroupe réellement l'emprise du PNR, ni avant, ni après 1312. Certaines cartes, comme celle de Robert de Vaugondy en 1750 sur « la partie septentrionale du gouvernement général de la Champagne », montrent une division sur la ligne de partage des eaux Vesle-Marne du massif entre les « Pays » du Rhémois et de la

Champagne. Aujourd'hui encore, les communautés de communes de Reims et d'Épernay séparent le massif en deux.

1.1.2 Pays et Région dits de la Montagne de Reims

Qu'est-ce qu'un « Pays » ?

D'après Gallois (1908) la notion de « Pays » précède la notion de région naturelle. Les « Pays » sont de trois types :

- Le premier type correspond aux noms historiques comme les découpages administratifs anciens tombés dans le langage courant. Ils peuvent être les noms de grands territoires comme la Normandie, qui ne suivent généralement pas de logique géographique, mais une logique historique. Il peut s'agir à l'inverse des noms de petits territoires, comme le Vexin, qui suivent souvent une logique géographique.
- Le second type, dérivé du nom de villes (*e.g.*, le Laonnais pour Laon, le Soissonnais pour Soissons), matérialise l'aire d'attraction de ces agglomérations.
- Enfin, le troisième type est associé à la dénomination d'un territoire qui semble ancestral et dont l'origine ne peut être rattachée à aucune limite administrative. Ils peuvent être qualifiés de noms populaires, car ils sont mis en place par le peuple pour désigner les territoires qu'ils fréquentent. C'est le cas notamment du Pays de Jeanne d'Arc qui a une appartenance uniquement historique.

Finalement, les « Pays » peuvent être définis comme des territoires ayant une histoire commune et qui regroupent généralement des entités paysagères homogènes, souvent attachées à une identité territoriale et un mode de vie dont les frontières ne se matérialisent sur aucune carte, car elles relèvent de la culture populaire.

Les cartes présentant à la fois les noms de « Pays » et le terme Montagne de Reims sont rares. Seule « la carte géognostique du plateau tertiaire parisien » réalisée par Raulin (1843) semble en faire l'exercice. Cette carte permet de localiser la Montagne de Reims avec le toponyme « Bois de la Montagne de Reims » directement à l'est du Tardenois et à l'ouest de la Champagne qui l'englobe.

Il est important de signaler que tout l'espace français n'est pas découpé en « Pays » joints les uns aux autres. Les géographes du XVII^e siècle ont toutefois proposé un découpage en régions

naturelles dont les noms étaient généralement empruntés à ceux des « Pays » afin de diviser le royaume en unités jointes dans l'espace.

Ce découpage, réalisé à plusieurs échelles, se base sur les paramètres physiques les plus impactants sur le territoire en fonction de l'échelle choisie. À petite échelle, c'est le climat qui permet de discriminer en France les régions naturelles que sont la région méditerranéenne et la région océanique, possédant chacune une unité paysagère forte. À grande échelle, la géologie et l'altitude génèrent l'existence d'unités naturelles distinctes. Leurs limites peuvent être franches (*e.g.*, la cuesta d'Île-de-France entre Brie et Champagne), ou plutôt floues (*e.g.*, la limite entre la Champagne et la Lorraine). En définitive, à cette époque, l'objectif de décrire en régions naturelles un territoire est d'en faire une description initiale en négligeant l'installation humaine afin de mieux la qualifier ensuite.

Ces critères de définition différents font que bien qu'ils puissent être égaux et porter le même nom, les « Pays » et les régions naturelles, ne présentant généralement pas la même emprise, peuvent être égaux, superposés ou emboîtés les uns dans les autres.

Les travaux de Gallois (1908) révèlent que l'emprise de la Montagne de Reims comprend plusieurs territoires : la Champagne, le Vignoble champenois, le Tardenois et une zone non attribuée à un Pays ou à une région naturelle (Fig. 1.3). Ils nous permettent également d'apprécier leurs caractéristiques, ainsi que ce qui les singularise entre eux, et vis-à-vis des Pays avoisinants.

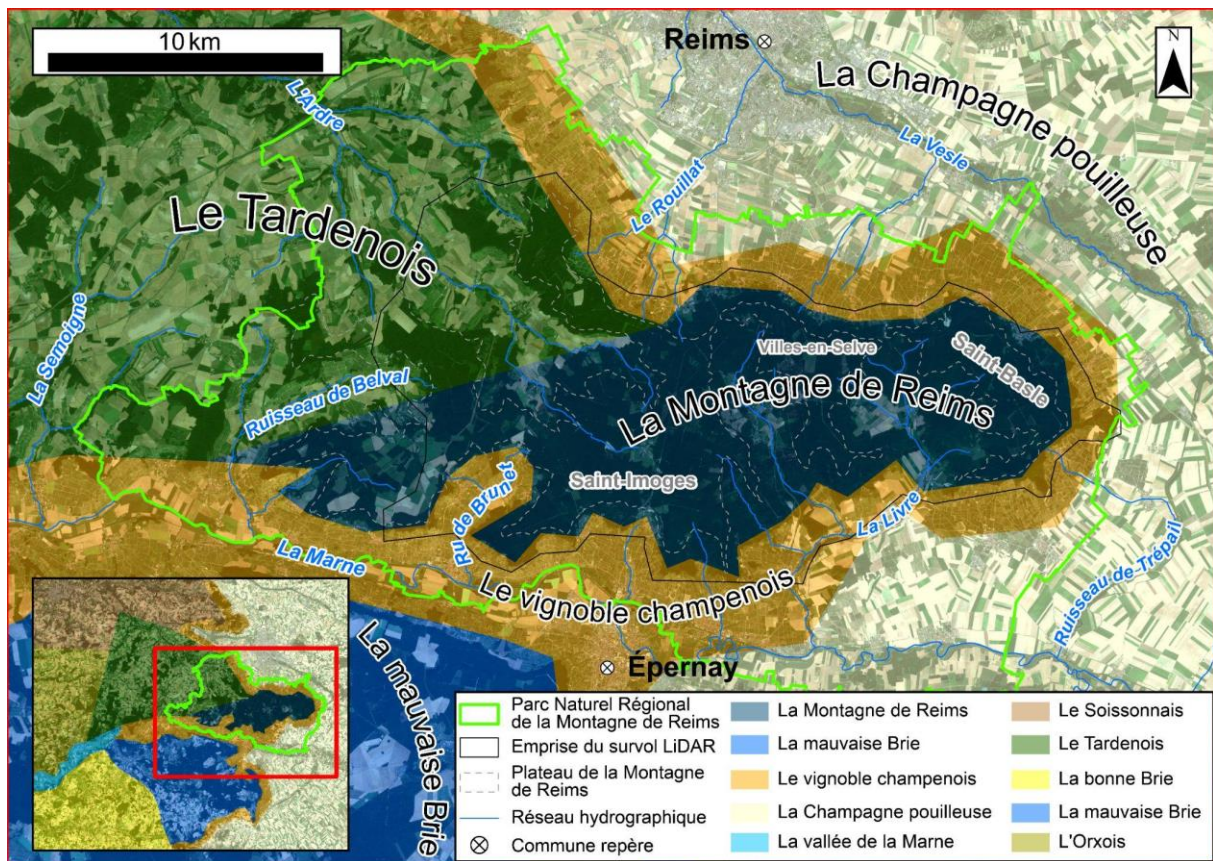


Fig. 1.3 : Les régions naturelles de la Montagne de Reims (données : image Sentinel-2, BD TOPO® et d'après Gallois, 1908).

Il est intéressant de comprendre en quoi ces « Pays » diffèrent de leurs voisins. C'est la raison pour laquelle lister les grands traits des « Pays » avoisinants en se basant sur les travaux de Gallois (1908) est nécessaire.

La région naturelle de la Brie se caractérise par sa géologie : de la craie à la base, sur laquelle reposent des calcaires couverts de marnes, puis des Argiles à Meulière qui imperméabilisent et arment un plateau couvert de limons. Ce plateau, légèrement incliné vers le centre du bassin de Paris, atteint 200 m au niveau de la Côte des Blancs. Il est percé d'est en ouest par des vallées parallèles (*e.g.*, le petit Morin). La Brie se caractérise aussi par une forte humidité, si bien que la forêt se change en marécage lors des fortes pluies, que les bonnes terres doivent être drainées et que les extractions de meulière génèrent des mares. L'occupation du sol est également caractéristique de la Brie avec des vallées très fertiles et céréalières, coiffées de forêts très denses. Les habitats sont dispersés (fermes) ou se constituent en petits villages de faible densité. L'observation visuelle des orthophotographies de l'IGN de 2022 montre à ce titre le caractère persistant de ces espaces bâtis, ainsi que la remise en eau d'étangs présentés comme asséchés en 1908.

L'emprise de la Brie a évolué depuis sa première mention au XI^e siècle, au gré de l'évolution des acteurs du territoire cours de l'histoire. La Brie a été divisée temporairement entre les diocèses avec le diocèse de Meaux, de Soissons, de Troyes et de Sens. Les comtes de Champagne et les rois de France ont également altéré l'emprise de la Brie en associant chacun à leur territoire le nom de Brie, participant ainsi à son étalement. Par ailleurs, parmi les Pays qui la composent issus de la culture populaire, la partie occidentale est appelée simplement Brie et la partie orientale est appelée Brie Champenoise. Cette dernière est par exemple elle-même découpée en plusieurs entités telles que la Brie pouilleuse, adjacente au PNR de la Montagne de Reims. Également appelée mauvaise Brie, ou Brie des Étangs, elle est identifiée comme la partie la plus humide et la plus boisée de la Brie, sur laquelle la culture est permise par les avancées agricoles améliorant la fertilité des sols (*e.g.*, le drainage, l'amendement).

Une région naturelle sans nom, correspondant au Tardenois, au Soissonnais et à l'Orchois, est décrite par Gallois (1908). Elle est ainsi comprise entre la Marne au sud, la forêt de Villers-Cotterêts et de Compiègne à l'ouest, la forêt de Saint-Gobain au nord et la cuesta d'Île-de-France à l'est. Elle se distingue par une plus grande diversité d'affleurements géologiques. Les argiles en fond de vallée sont surmontées de sables cuisiers et d'une assise de calcaires grossiers qui assure l'horizontalité du sol, détermine la forme du plateau d'une puissance supérieure à 10 m et affleure dans les vallées. Le tout est enfin surmonté de sables et calcaires marneux, et parsemé de lambeaux quaternaires. L'ensemble est incisé par de nombreux cours d'eau principaux (*e.g.*, la Marne, la Vesle, l'Aisne) et possède un pendage du nord-est vers le sud-ouest. Orientés d'est en ouest, ces derniers sont alimentés par de nombreux affluents d'orientation nord-sud. L'ensemble de la géologie et de l'hydrosystème produit une unité géographique de grands plateaux découpés par des rivières et couverts, soit de terres agricoles sur les plaines limoneuses calcaires, soit de forêts.

Le Tardenois, ou le Tartenois selon les sources, est initialement un *pagus* de l'époque romaine qui disparaît au IX^e siècle. Il reste néanmoins administrativement maintenu en désignant un des archidiaconés du diocèse de Soissons, circonscrit entre la Vesle au nord, la Marne au sud, la ligne Braine-Château-Thierry à l'ouest et la départementale Fismes-Dormans à l'est. Il existe avant et après le XI^e siècle de nombreuses communes dites « en-Tardenois » (Longnon, 1908). Or, peu d'éléments culturels, paysagés ou géologiques permettent d'imaginer que cet espace ait pu constituer un « Pays » au-delà d'un simple territoire administratif. Gallois (1908) propose même l'idée, qu'en l'absence de Ville-en-Tardenois et de Fère-en-Tardenois, le suffixe aurait depuis longtemps été oublié.

Ce sont les géographes et géologues du XVII^e au XIX^e siècle qui font revivre le toponyme du Tardenois avec la caractérisation d'une région naturelle éponyme dont l'emprise diffère quelque peu. Elle se situe à l'est de l'Ourcq, au sud de la vallée de la Vesle, au nord de la vallée de la Marne et de ses affluents directs et semble s'arrêter la limite tracée par Châtillon-sur-Marne et Villers-Allerand. Les limites nord, sud, est et ouest sont donc globalement les mêmes, mais définies sur des critères naturels. La limite orientale se caractérise par le niveau d'incision des argiles par les cours d'eau, qui érodent le plateau calcaire jusqu'aux argiles sous-jacentes sans atteindre la craie. Cette région naturelle se caractérise également par ses plateaux forestiers découpés par de petites rivières et des cultures plus tardives dues à l'altitude plus élevée.

De même, le Soissonnais, qui était initialement un « Pays » basé sur l'aire d'influence de Soissons, est désormais considéré comme une région naturelle limitée à l'est par la cuesta d'Île-de-France, au nord et à l'ouest respectivement par la forêt de Saint-Gobain et par la forêt de Compiègne, au sud-ouest par la cuesta bartonienne et au sud-est par la limite nord du Tardenois.

Cette région se définit par de larges vallées caractérisées par des lignes de sources au contact lithostratigraphique entre calcaire et argile. Les plateaux calcaires les plus horizontaux du secteur sont recouverts de limons et constituent un ensemble drainant. Cela conditionne l'implantation humaine caractéristique de ce secteur, avec des cultures variées, mais toujours céréalières sur les plateaux et des villages regroupés et calés sur les niveaux de sources des vallées forestières.

L'Orceois, ou l'Orxois dans son écriture actuelle, est un nom issu d'un pagus gallo-romain, Il disparaît au X^e siècle après intégration du pagus au Comté de Champagne.

Le toponyme revit également sous l'impulsion des géographes du XVII^e au XIX^e siècle qui l'emploient pour désigner une région naturelle. Cette dernière est limitée au nord par une ligne de collines qui la sépare du Soissonnais, à l'est par le Tardenois, au sud par la vallée de la Marne et à l'ouest par la vallée de l'Ourcq, entre la Ferté-Milon et Lizy-sur-Ourcq qui marque la confluence de l'Ourcq à la Marne.

Elle se distingue du Tardenois par des plateaux plus réguliers d'une altitude plus faible, et se démarque de la Brie par sa pauvreté en calcaire et par des vallées parallèlement alignées d'est en ouest qui produisent des plateaux allongés. Au niveau de l'occupation humaine, les plateaux sont cultivés et les bois y sont plus rares que dans les régions avoisinantes.

La Champagne actuelle est issue d'un ancien découpage administratif tombé dans le langage vernaculaire. En effet, le comté de Champagne tel que proclamé en 1065, regroupe le comté de Troyes et de Meaux. À cette époque, le territoire de Reims appartient pour sa part à l'archevêque de Reims depuis 1023. Ce n'est qu'en 1336 qu'il est rattaché à la Champagne, lorsque le Comté de Champagne intègre définitivement le royaume de France. Durant cette période, le terme Champagne s'étend dans la culture populaire pour désigner les plateaux secs de la craie qui correspondent globalement à la région naturelle appelée Champagne pouilleuse, Champagne sèche ou plaine de Champagne.

La surface de la région naturelle de la Champagne correspond à l'auréole de craie du Crétacé de l'est du Bassin parisien. Elle est caractérisée par sa faible ondulation, un plateau extrêmement poreux où se perdent des cours d'eau (déclin du débit spécifique ; Devos, 2010) et par conséquent, une densité de drainage de deux à trois fois inférieure par rapport au Tertiaire, à l'ouest de la cuesta d'Île-de-France (Ortonovi, 2021). Cette particularité est remarquée dès le début du XX^e siècle par Gallois (1908) qui s'appuie sur cette constatation pour expliquer une plus forte dispersion de l'habitat en Champagne, tel qu'encore observé aujourd'hui. Cet espace est totalement voué à l'agriculture, à l'exception des taches forestières persistantes sur les avants-buttes et buttes-témoins tertiaires (géologie moins propice) et au droit des grands camps militaires (Suippes, Mourmelon, Mailly).

Le vignoble champenois, qui n'a jamais constitué un « Pays » à part entière, est défini comme une région naturelle qui se matérialise au niveau des versants de la cuesta d'Île-de-France visibles dans le paysage, car soulignés par la présence de coteaux viticoles. Cette zone fait la transition entre la Champagne sèche et les « Pays » des plateaux tertiaires.

Enfin, l'espace limité à l'ouest par le Tardenois et cerclé sur ses autres faces par le vignoble champenois constitue depuis le XVIII^e le territoire de la Montagne de Reims. Ce dernier n'est, ni décrit en tant que « Pays », ni en tant que région naturelle. Cette zone, qui constitue les 4/5^e de l'emprise du survol LiDAR exploité dans ce travail (Fig. 1.3), manque donc cruellement d'une description physique qui sera l'objet de la partie suivante.

Conclusion partielle de la partie 1.1

La dénomination « Montagne de Reims » est probablement issue de l'usage et de la dérivation de l'appellation initiale de « Montagne » pour désigner le relief entre Reims et Épernay par l'ensemble des habitants du territoire. Parallèlement, vers 1212 (DECANATUS DE MONTANA), ce terme est utilisé pour désigner un territoire de l'administration religieuse. Il faut toutefois attendre 1363 pour observer la première occurrence textuelle du terme « *in montana remensi* » entérinant définitivement cette désignation.

La bibliographie sur la Montagne de Reims met en évidence des limites territoriales extrêmement mobiles dans le temps et dans l'espace. L'emprise de ce territoire finit par se dessiner en négatif des territoires avoisinants, alors définis par les géographes en tant que régions naturelles.

Dans le cadre de cette étude, il semble donc nécessaire de dresser le portrait de ce territoire si peu connu et dont l'emprise spatiale sera limitée à l'emprise du Parc Naturel Régional de la Montagne de Reims.

1.2 Contexte physique

Cette partie se propose de combler au moins en partie la lacune identifiée dans la partie précédente en analysant chacun des aspects physiques de cet espace. Elle permet aussi, au-delà de la caractérisation de ce territoire, d'identifier les objets géomorphologiques susceptibles d'être observés au moyen de la campagne LiDAR.

Dans un premier temps est abordé le contexte morphostructural de sa mise en place à nos jours, dans le but de comprendre les potentialités géologiques du massif. Sont ensuite étudiées les modalités d'écoulement de l'eau en Montagne de Reims en s'intéressant aux différentes nappes d'eau qui alimentent les écoulements et en décrivant les vallons qui les conduisent en surface. La géomorphologie de la zone d'étude est enfin présentée afin de mettre en évidence les principaux objets naturels observables en Montagne de Reims.

1.2.1 Contexte morphostructural et sa mise en place

Le dispositif morphostructural de la Montagne de Reims est à la fois conforme à celui de l'est de la France et original. La région correspond bien au revers de la terminaison orientale de la côte d'Île-de-France dont le tracé est festonné au nord, mais franchement découpé au sud par la percée cataclinale de la Marne et par ses vallées tributaires. Son revers est représenté dans les formations tertiaires. Son front de côte est typique au nord de Reims et dans le bassin de l'Ardre médiane, avec les formations dures du Lutétien qui arment le plateau. En revanche, dans la Montagne de Reims, il est non conventionnel, car sans binôme de dureté habituel. Les formations tertiaires tendres sur le revers reposent sur la craie en contrebas, sans dépression orthoclinale dégagée. Cette « fausse cuesta » responsable de l'étagement des plateaux se transforme à l'ouest et au nord en véritable cuesta dite du « Lutétien » (Fig. 1.4). Dans sa partie occidentale, un nouvel étagement de plateau s'opère, avec la côte du Bartonien, délimitant le Tardenois du Soissonnais. Cette dernière est présente en rive gauche de l'Ardre alors que sa rive droite draine les plateaux calcaires du Lutétien. Sa lisibilité dans le paysage est perturbée par les affluents anaclinaux de rive gauche de l'Ardre.

L'histoire géologique de la Montagne de Reims n'est pas simple en raison des nombreuses phases de transgressions et de régressions marines qui ont marqué les dépôts géologiques locaux, générant des variations importantes dans les faciès et dans les épaisseurs des strates géologiques (Fig. 1.5). Ces variations conditionnent non seulement les ressources en eau, le comportement hydrodynamique des masses d'eau, les reliefs, les géomatériaux mais également la pierrosité du milieu qui détermine les potentialités morphologiques en élévation ou en creux révélées au LiDAR. Les formations géologiques de la Montagne de Reims sont présentées « de bas en haut » en précisant leurs rôles dans l'hydrosystème, leurs potentialités pour les géomatériaux et logiquement, leurs caractéristiques géomorphologiques.

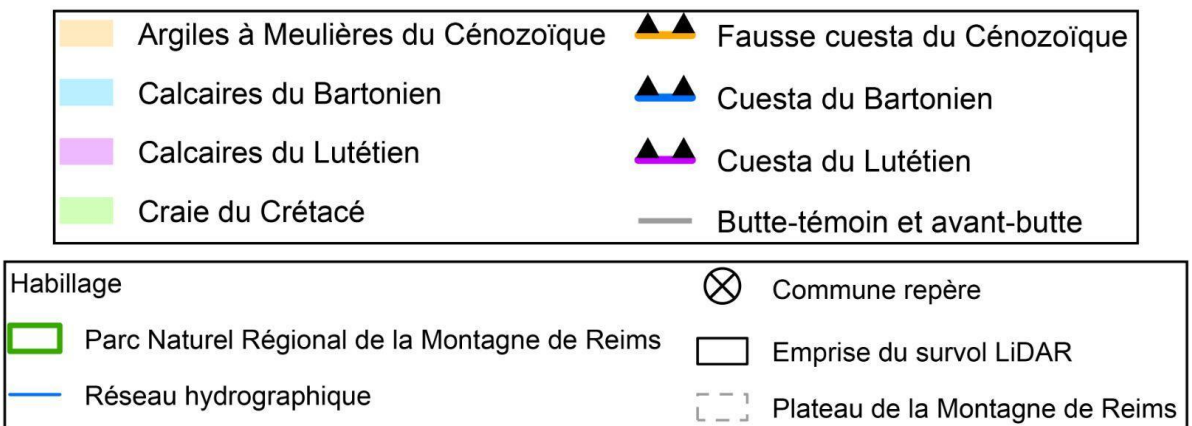
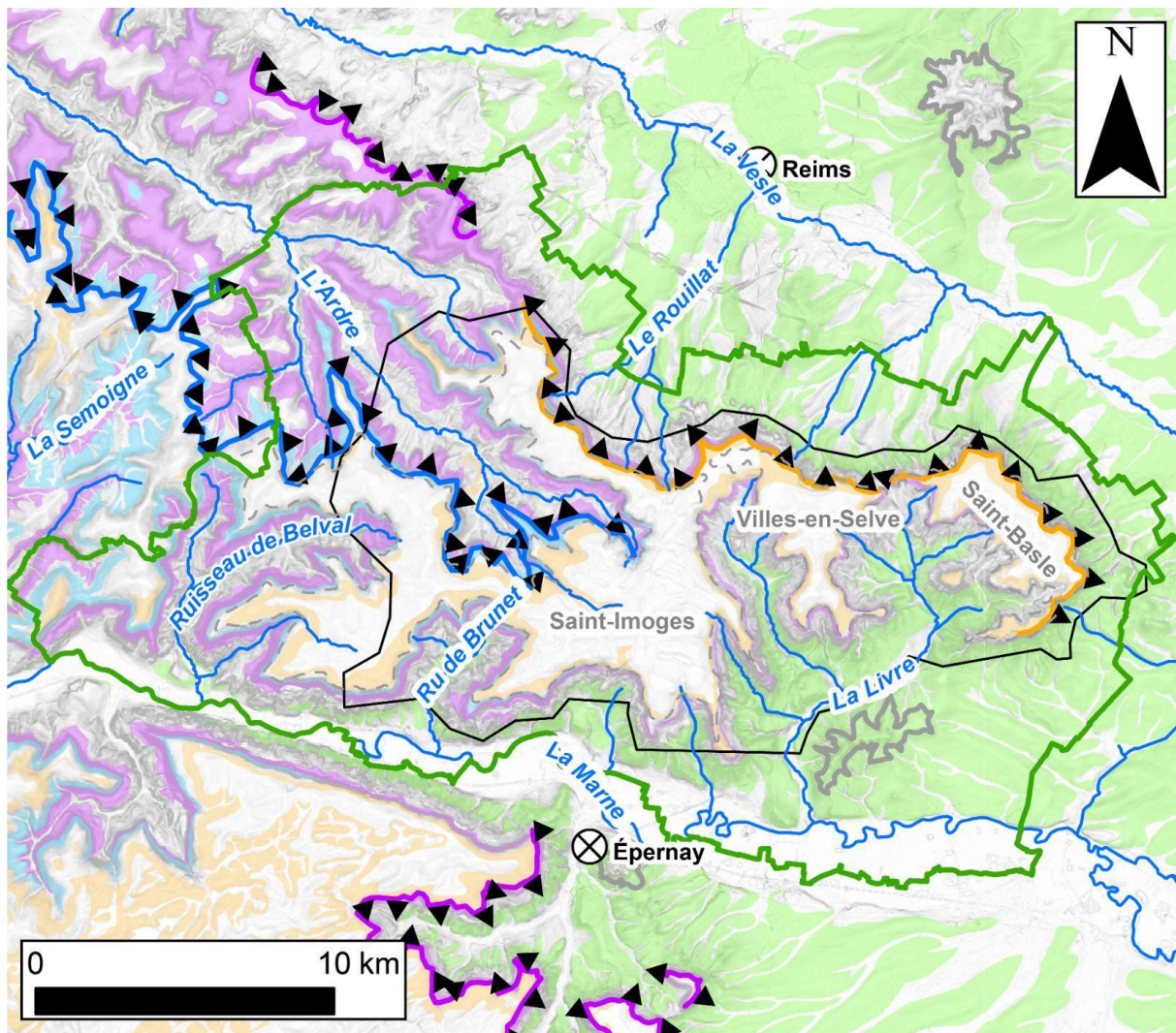


Fig. 1.4 : Dispositif de cuestas de la Montagne de Reims (données : BD TOPO® et BD ALTI® 25 m).

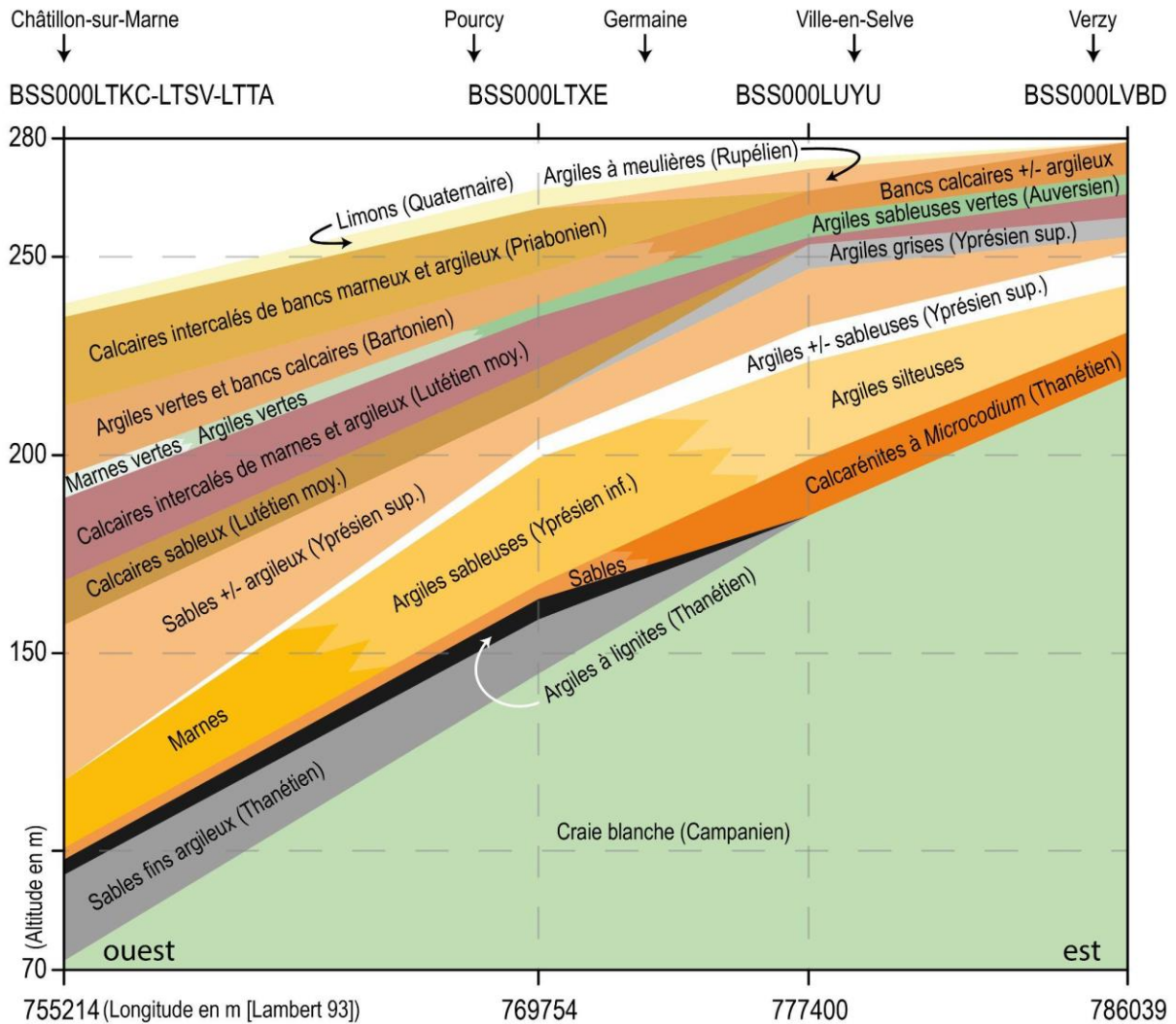


Fig. 1.5 : Log lithostratigraphique de la Montagne de Reims d'est en ouest (les forages sont localisés en Fig. 1.9).

- La craie comme soubassement de la Montagne de Reims :

Les craies du Crétacé supérieur (du Turonien supérieur au Campanien) arment le plateau de la Champagne sèche ou pouilleuse. Elles constituent le substratum de la région de Reims et les tréfonds de la Montagne de Reims, dans sa périphérie et au fond des vallées. Les dépôts maastrichtiens sont absents en Champagne.

C'est une roche carbonatée, perméable et poreuse, potentiellement karstifiable, qui constitue la principale ressource en eau de la région (nappe de la craie). Ce n'est que dans la partie supérieure de la formation crayeuse qu'est retrouvé l'aquifère productif de la craie où elle est fortement fracturée par la détente mécanique. La zone saturée est subaffleurante dans les vallées de la Vesle au nord et de la Livre, alors qu'elle est plus profonde sur les interfluvés, notamment

en Montagne de Reims qui détermine un dôme piézométrique entre les vallées de la Vesle et de la Marne.

Si la formation crayeuse est forte d'une puissance importante de 270 m (*cf.* forage BSS : BSS000KFGR), elle reste gélive donc particulièrement sensible aux actions périglaciaires du Pléistocène. À ce titre, elle constitue une dépression entre les reliques de la surface sommitale du Néogène (Leroux et Harmand, 2003) de l'Argonne à l'est et de la Montagne de Reims à l'ouest. La mollesse des reliefs champenois soulignée par Tricart (1952) renforce l'appellation de « Montagne » à la zone d'étude qui domine de 200 m les fonds de vallées indigènes à la craie. L'ablation périglaciaire est telle, que les témoins de la fantômisiation antérieure à l'incision des vallées restent rares, même dans les caves de Champagne (Devos *et al.*, 2011).

La topographie du toit de la craie souligne un bombement anticlinal au droit de la vallée de la Marne vers Épernay (Duprat, 1997) et des failles peu profondes absentes des cartes géologiques, notamment sur le tracé de l'Ardre. Mais le pendage général vers l'ouest domine globalement. À l'est de la Montagne de Reims, le toit de la craie affleure à 220 m alors qu'à l'ouest, il apparaît dans les vallées à moins de 150 m d'altitude (Fig. 1.5). Des couloirs de craies hydrofracturées d'orientation principale nord-nord-ouest/sud-sud-ouest, mis en évidence par Allouc *et al.* (2020), affectent la craie en Champagne sèche sans être vérifiés en Montagne de Reims.

Par le jeu de l'incision des vallées durant le Pléistocène, une dualité entre le versant nord et le versant sud de la Montagne de Reims apparaît nettement pour la craie. Cette dernière reste perchée et confinée sous les formations tertiaires sur le versant septentrional, mais affleure davantage et à plus basse altitude sur le versant méridional, dans les bassins de la Livre et de la Germaine. Une ligne de sources, souvent karstiques, jalonne la partie supérieure de l'affleurement et fixe les villages viticoles du versant septentrional de la Montagne de Reims. Mais à l'aval, les vallons incisant la craie restent secs.

Ce dispositif structural conditionne les dépôts tertiaires qui reposent sur la craie dont la mise en affleurement depuis le Paléocène a largement altéré l'ensemble à l'est de la Montagne de Reims.

Dès le Thanétien, et jusqu'au Lutétien, les transgressions marines affectent la région dont la partie orientale reste exondée, déterminant un continent crayeux où l'altération, la

fantômisation en zone noyée, peut s'exercer (Quinif et Bruxelles, 2011). Les formations corrélatives à l'altération continentale sont associées aux Marnes à blocs de craie durcie (Laurain *et al.*, 1986).

À l'inverse, à l'ouest, la sédimentation marine domine durant le Paléogène, ce qui inscrit l'actuelle Montagne de Reims sur un site particulier d'interface entre le continent crayeux à l'est et les mers paléogènes à l'ouest. Cela détermine des faciès continentaux, littoraux, estuariens et marins très diversifiés selon les conditions paléogéographiques. Ces conditions sont particulièrement contrastées dès le Thanétien.

- Le Thanétien :

Dans la région de Reims, le Thanétien repose sur la craie et présente de multiples faciès compte tenu de ses conditions de dépôts (Laurain *et al.*, 1986 ; Duprat, 1997). Absent au sommet de l'anticlinal de la Marne (Fig. 1.8), il est bien présent sur son versant septentrional, notamment dans la Montagne de Reims avec des faciès littoraux et marins, sableux, gréseux, voire argileux. Selon Duprat (1997), la partie orientale de la Montagne de Reims s'inscrit dans un cône de déjection d'un paléo-fleuve champenois affecté d'une dérive littorale à cordons de galets. Ces conditions de dépôts nourrissent les sables thanétiens d'une matrice calcaire formant des calcarénites à *Microcodium* affleurantes en périphérie de la Montagne de Reims, mais qui disparaissent à l'ouest (Fig. 1.5), car remplacées par les sables marins de Châlons-sur-Vesle. Ailleurs, les Marnes de Chenay, corrélatives à une sédimentation estuarienne, coiffent la craie d'une formation imperméable en rive droite de la Vesle et entretiennent aujourd'hui des zones humides. La grésification continentale des sables thanétiens peut générer également des grès dont la dureté conditionne aujourd'hui des replats structuraux caractéristiques sur le front de la côte d'Île-de-France, en bordure septentrionale de la Montagne de Reims. Des dépôts continentaux synchrones au Thanétien se manifestent également sous la forme de calcrètes (Ambonnay) et de travertins (Louvois) sur la craie (Fig. 1.6).

Les calcarénites à *Microcodium* sont potentiellement karstifiables selon leur degré de grésification et leur calcimétrie. Comme présenté plus bas, ils joueront un rôle important dans la karstogenèse de la craie. Ils sont présents sur le front de côte et sur le versant nord de la vallée de la Marne, mais sont relayés par des sables argileux plus à l'ouest de la Montagne de Reims. Ils représentent aussi un géomatériau exploité en carrières à ciel ouvert (sables appelés localement « beurge ») ou plus rarement en carrières souterraines (grès).

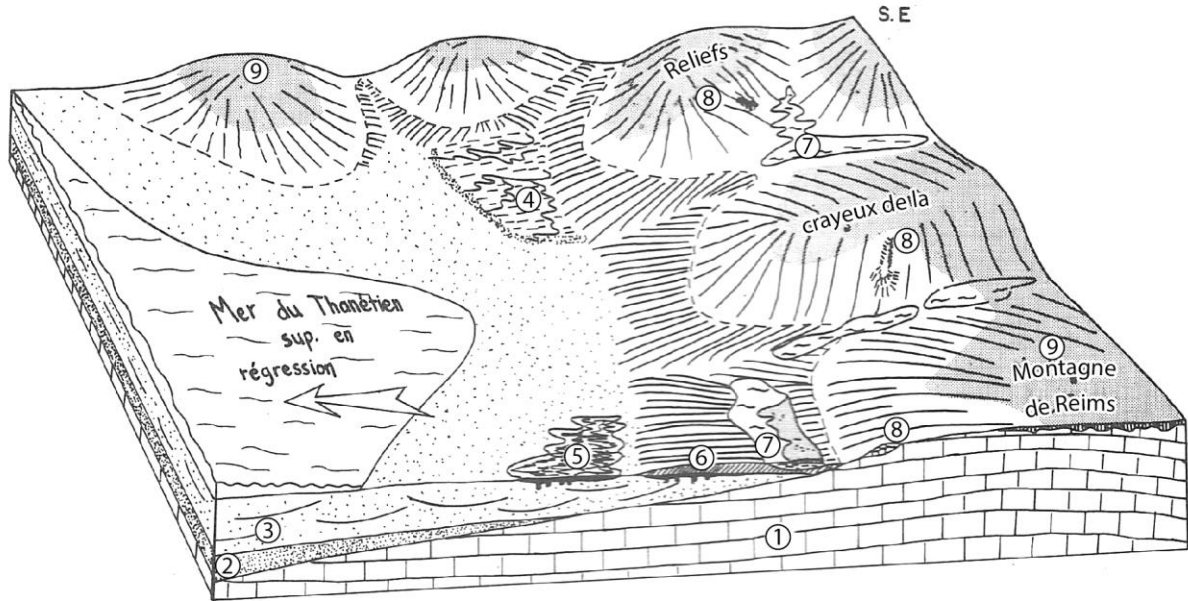


Fig. 1.6 : Contexte paléogéographique de la région de Reims au Thanétien (d'après Laurain et Meyer, 1986).

1. Craie de Reims ; 2. Tuffeau du Moulin compensé ; 3. Sables de Châlons-sur-Vesle ; 4. Conglomérat de Cernay ; 5. Grès ferrugineux ; 6. Sables de Châlons-sur-Vesle supérieurs ; 7. calcaires et Marnes de Rilly, Chenay et Breuil ; 8. Travertins de Sézanne et Louvois ; 9. Calcrètes. Les dépôts 2 et 3 sont marins, les dépôts 4 à 6 sont fluvio-marins et les dépôts 7 à 9 sont continentaux.

- L'Yprésien :

L'Yprésien repose sur les formations essentiellement sableuses du Thanétien et constitue la partie supérieure du front de cuesta.

L'Yprésien inférieur se distingue par son faciès sparnacien riche en marnes, argiles et sables ligniteux (Fig. 1.5). Compte tenu de ses caractéristiques, il est considéré comme aquiclude et semble favorable au ruissellement. Riche en lignite (les niveaux atteignent 20 à 25 m de puissance), il est exploité en carrières à ciel ouvert ou « cendrières » pour l'amendement des vignes. Les niveaux argileux représentent de bonnes potentialités pour la terre cuite architecturale et sont aussi exploités en carrières aériennes et plus rarement en souterrain (e.g., mines d'argiles de Louvois).

L'Yprésien supérieur représenté par son faciès cuisien est franchement sableux avec des sables gris, verdâtres, marins, estuariens et fluviaux. Sa puissance varie fortement d'est en ouest et peut se confondre avec le faciès sparnacien (Fig. 1.5) lorsque ce dernier est sableux. Mais à l'est de la Montagne de Reims, il est franchement argileux.

L'Yprésien présente donc un couple aquifère/aquiclude qui détermine une nouvelle ligne de source, ainsi que des zones humides perchées sur les versants et le front de côte au-dessus des calcarénites karstifiables du Thanétien. À ce titre, il favorise la karstification de ce dernier en lui fournissant l'énergie mécanique (concentration des eaux) et chimique (sables micacés fins acides). Il fournit des sables fins pour la fabrication des briques, tuiles et donc également exploités en carrières à ciel ouvert.

- Le Lutétien :

Le Lutétien, connu pour son calcaire grossier au centre du bassin de Paris, présente d'importantes variations latérales de faciès et de puissance dans la région de Reims et surtout dans la Montagne de Reims (Fig. 1.5), située en limite orientale des transgressions lutétiennes (Fig. 1.7). Quasiment absent et argileux dans la terminaison orientale de la Montagne de Reims, il passe progressivement à l'ouest à des calcaires sableux connus pour leurs gîtes fossilifères riches en *Campaniles Giganteum* (Courville, 2012) avant de passer au calcaire grossier dans la vallée de l'Ardre où il arme les plateaux en rive droite comme au nord de Reims. Dans ces secteurs, le calcaire grossier est exploité en carrières souterraines ou « creutes », qui existent également dans la haute vallée de l'Ardre avec des puissances de l'ordre de 15 m. L'étude de ces creutes montre que le Lutétien est peu capacitif mais reste transmissif avec son réseau de diaclases de détente mécanique (Devos *et al.*, 2012 ; Bollot *et al.*, 2014).

Dans la Montagne de Reims, il s'inscrit dans un complexe de plusieurs formations argileuses avec l'Yprésien et le Ludien coiffé par les Argiles à Meulières au sommet des plateaux. Le Lutétien supérieur continental, franchement argileux (marnes, argiles vertes et blanches) intègre ce complexe qui offre de belles opportunités pour les carrières et le travail de la tuile comme à Montchenot, Rilly-la-Montagne, Verzenay et au Cran-de-Ludes. Les similitudes argileuses et la rareté des affleurements sont telles que l'Éocène supérieur est représenté « indifférencié » sur la carte de Reims (Laurain *et al.*, 1986).

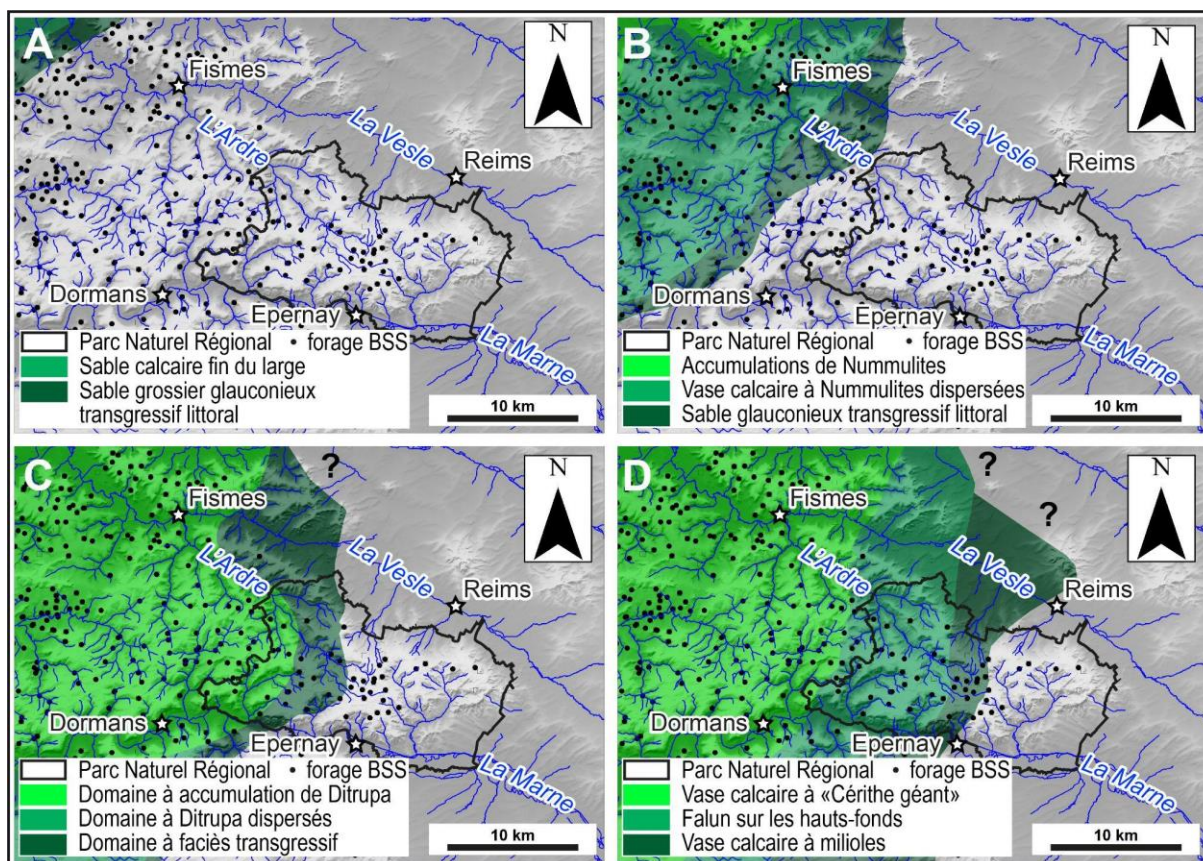


Fig. 1.7 : Cartons paléogéographiques du Lutétien dans la région de Reims (d'après Bollot, 2014, données : BD TOPO®).

La vignette A présente l'extension des dépôts au Lutétien inférieur et les vignettes B, C, et D présentent la succession des dépôts durant le Lutétien moyen.

- Le Bartonien et le Ludien

Le Bartonien et le Ludien, qui arment les plateaux de la Montagne de Reims, forment un niveau peu épais d'une dizaine de mètres, de calcaires et de marnes à bancs décimétriques. Ils peuvent être assimilés à une nappe perchée qui entretient des zones humides sur le sommet des versants et alimente les cours d'eau. Dans leur course, ces derniers recoupent les formations éocènes sous-jacentes avant d'atteindre la craie.

Mais à l'ouest, le Bartonien inférieur devient sableux en s'épaississant (Fig. 1.5), et constitue un front de côte de cuesta en rive gauche de l'Ardre. Il en découle trois plateaux étagés, avec le Tardenois au sud, le Soissonnais au nord qui domine la Champagne crayeuse, alors que dans la majeure partie de la Montagne de Reims, l'étagement se limite au plateau tertiaire dominant la craie (Fig. 1.4).

- Les Argiles à Meulières :

Dans la Montagne de Reims, les Argiles à Meulières drapent les plateaux d'une gangue argileuse à blocs de meulières originales, surtout à l'est, avec des gros blocs compacts à cassures tranchantes qui contrastent avec l'ouest où les meulières sont cavernueuses. C'est une formation d'altération des calcaires et des argiles sous-jacents. La meulière est largement exploitée en carrières pour le bâti et l'empierrement. Les Argiles à Meulières franchement imperméables entretiennent des zones humides avec des sols lourds hydromorphes difficiles à travailler à faible pierrosité, à l'exception des secteurs où les limons éoliens sont suffisamment épais (Thiry, 1999).

- Le Stampien :

Des sables stampiens subsistent en lambeaux à Verzenay. Ces sables blancs, riches en fer (pisolithes ferrugineuses), déterminent des sols ferrallitiques vraisemblablement contemporains à la formation des meulières (Laurain et Meyer, 1986).

En définitive, la Montagne de Reims présente une triple dichotomie, à la fois spatiale (d'est en ouest, du nord au sud), verticale et orographique :

- Par sa situation en bordure des mers paléocènes et éocènes, elle présente de fortes variations latérales de faciès et de puissance d'est en ouest (Fig. 1.5). À l'est, les formations tertiaires sont minces, plutôt homogènes et perchées sur la craie qui constitue la majorité du talus (Fig. 1.8). À l'ouest, elles sont épaisses et diversifiées.
- Par l'incision différentielle du réseau hydrographique durant le Pléistocène, elle oppose son versant septentrional massif, au tracé à peine festonné (versant Vesle) à son versant méridional, découpé par des vallées profondes tributaires de la Marne (Fig. 1.9).
- Par le millefeuille géologique tertiaire reposant sur la craie, la surface des plateaux homogène, humide à faible pierrosité s'oppose aux versants des vallées et au front de cuesta où affleurent des formations diversifiées (calcaires, argiles, sables, grès), riches en lignes de sources, en zones humides de pente, et en carrières.

La faible pierrosité (Fig. 1.10) des plateaux argileux détermine davantage de formes en creux qu'en élévation, révélées au LiDAR. Le réseau du paléoparcellaire risque de s'exprimer par des fossés et non pas par des murs construits avec des moellons ramassés à la volée en surface. Par contre, sur les versants ou dans les talwegs, les formes en élévation risquent de perturber davantage le cheminement des eaux.

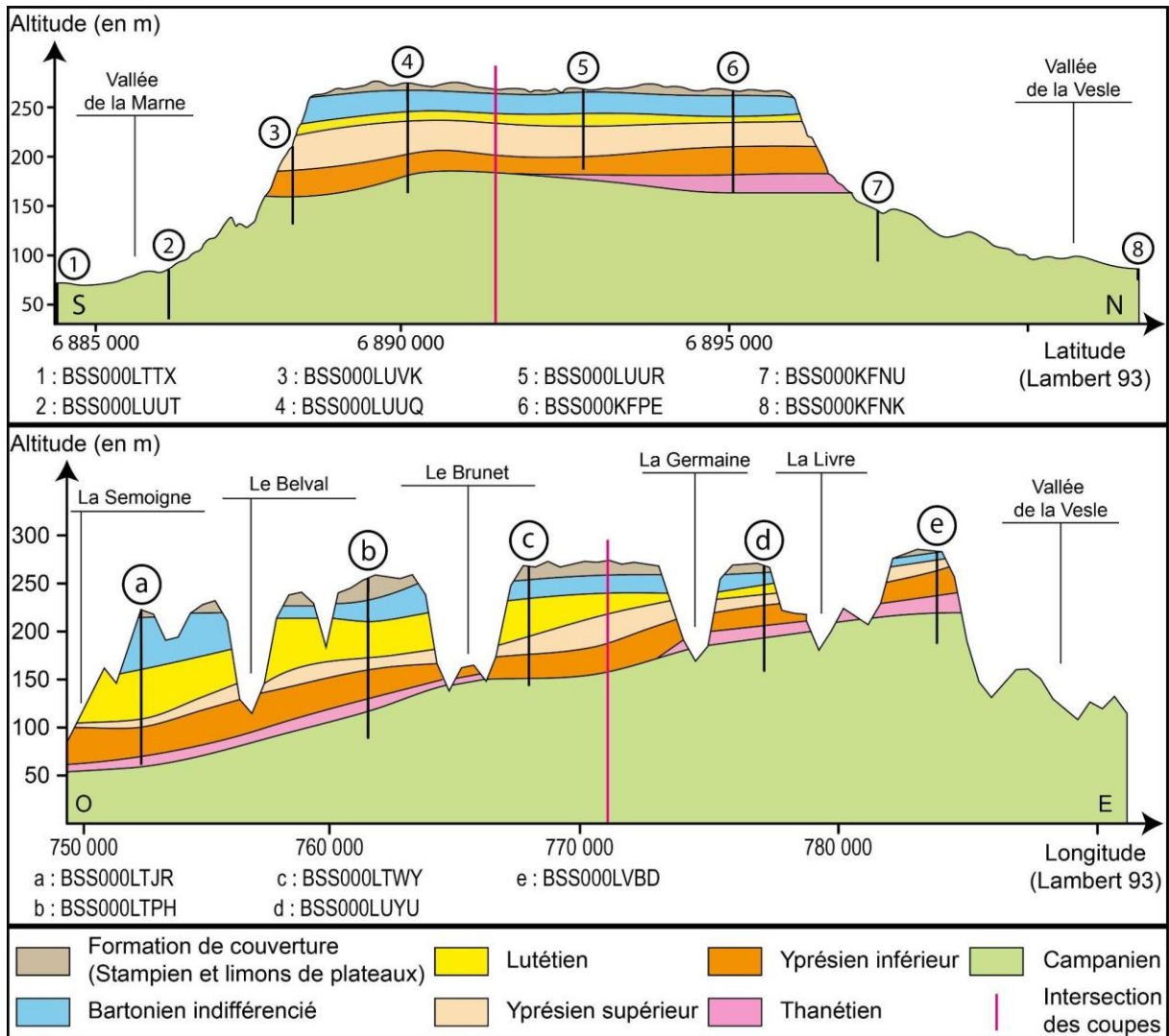


Fig. 1.8 : Coupe géologique simplifiée longitudinale et latitudinale de la Montagne de Reims. Les tracés des coupes sont localisés en Annexe 1.1.

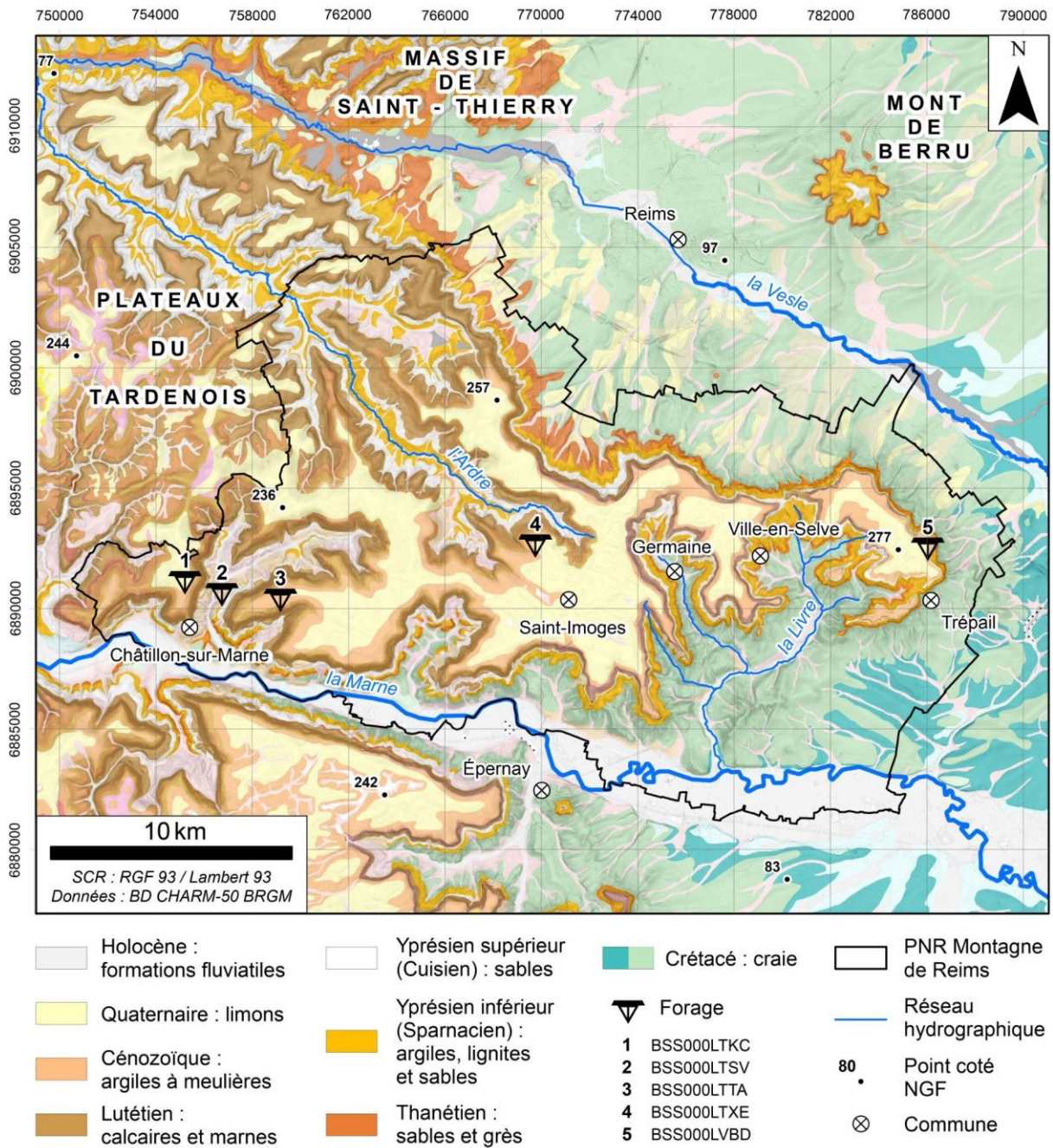


Fig. 1.9 : Carte géologique simplifiée de la Montagne de Reims (données : BD TOPO® et Bd Charm-50).

Cette carte présente notamment les forages du log lithostratigraphique de la figure 1.5.

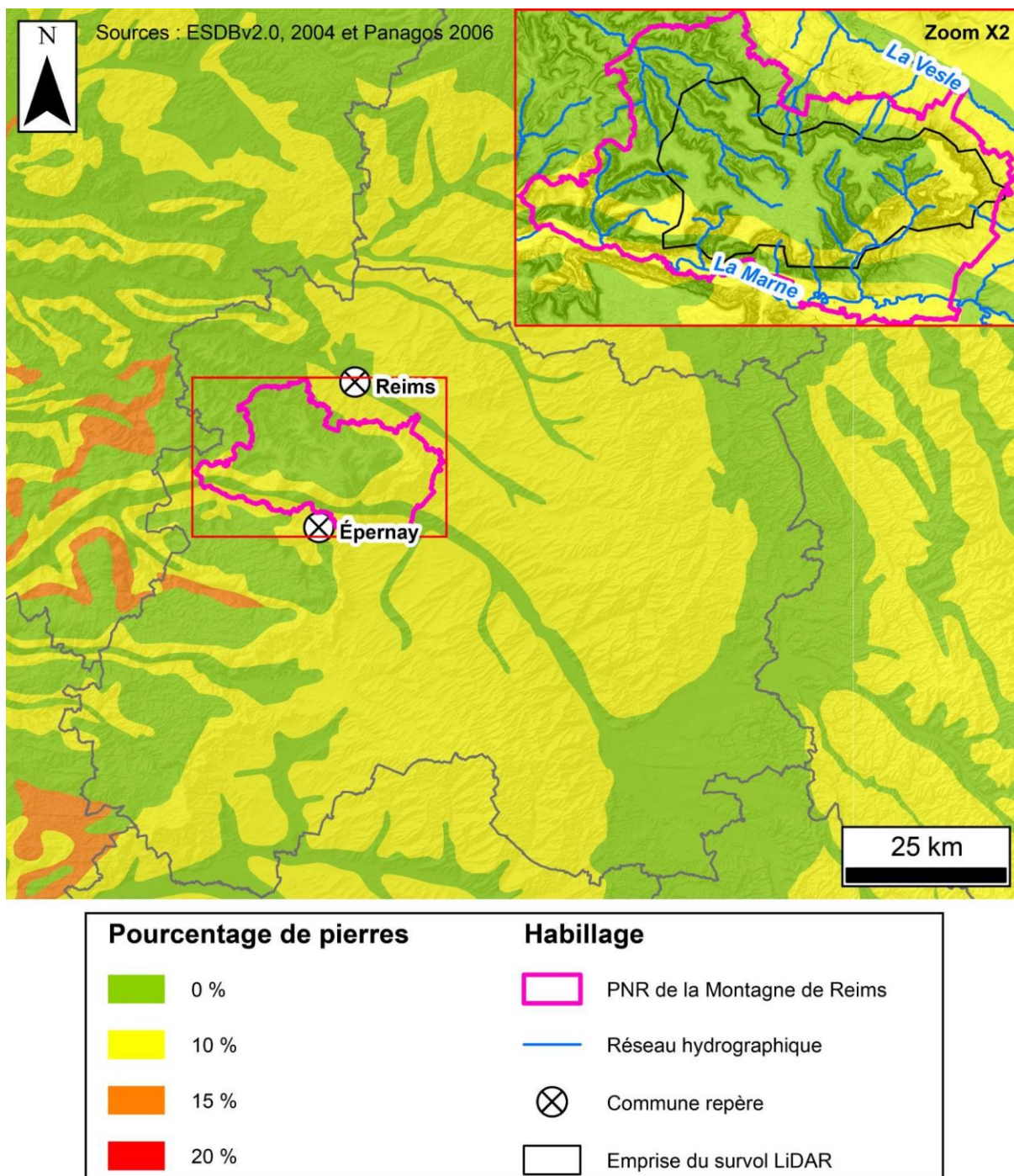


Fig. 1.10 : Carte de la pierrosité des sols du Parc Naturel de la Montagne de Reims (données : Panagos, 2006, ESDB v2.0, 2004, BD TOPO® et BD ALTI® 75 m de l'IGN, contours des départements d'OSM).

1.2.2 Modalités d'écoulement en Montagne de Reims

Les formations géologiques du Tertiaire constituent un millefeuille majoritairement argileux sur la craie, ce qui induit de fortes potentialités au ruissellement. Mais dans le détail, il faut distinguer la surface des plateaux aux versants des vallées.

La surface des plateaux drapée par les Argiles à Meulières déterminent des sols hydromorphes, qui en l'absence de pentes, entretiennent des zones humides laissées à la forêt. Ces plateaux sont répulsifs pour l'occupation humaine qui se limite aux carrières de meulière.

Les limons de plateau sont plus propices à la culture, mais avec un nécessaire drainage anthropique. Dans ce contexte, la moindre dépression ou forme en creux (*e.g.*, fossé) détermine une mare ou des plans d'eau alimentés par les précipitations, le ruissellement et des sources hélocrènes et limnocrènes.

Ces zones humides de plateau ont été définies sur des critères biologiques et pédologiques et représentent une surface de 52 km² du PNR Montagne de Reims soit 10 % du secteur d'étude (ASCONIT, 2014). L'objet du LiDAR sera précisément de les caractériser dans leur organisation spatiale.

En revanche, le millefeuille des formations tertiaires détermine de nombreux aquifères perchés calcaires et sableux peu productifs qui se vidangent sur les versants par des lignes d'émergences étagées essentiellement au sommet du Bartonien, dans le Lutétien, dans l'Yprésien, voire dans le Thanétien (Fig. 1.11). Ces sources rhéocrènes génèrent un écoulement qui s'organise sur le versant et dans les vallons. Une fois encore, la moindre morphologie en creux ou en élévation a une répercussion hydrologique sur le versant.

Les cours d'eau sont soit endoréiques avec des pertes localisées (front de karstification dans le Thanétien) ou diffuses sur la craie, surtout sur le versant nord de la Montagne de Reims (Fig. 1.11), soit exoréiques en alimentant le réseau hydrographique de la Livre au sud.

Les vallées sont donc généralement humides, riches en sources et drainées par un réseau pérenne à alimentation binaire avec du ruissellement provenant de la surface des plateaux, ainsi que par des écoulements de bases issus de la vidange aquifère. Mais au contact avec la craie sous-jacente, ils se perdent en zone non saturée (surtout sur le versant nord) ou à l'inverse, rabattent la nappe de la craie par drainage aquifère.

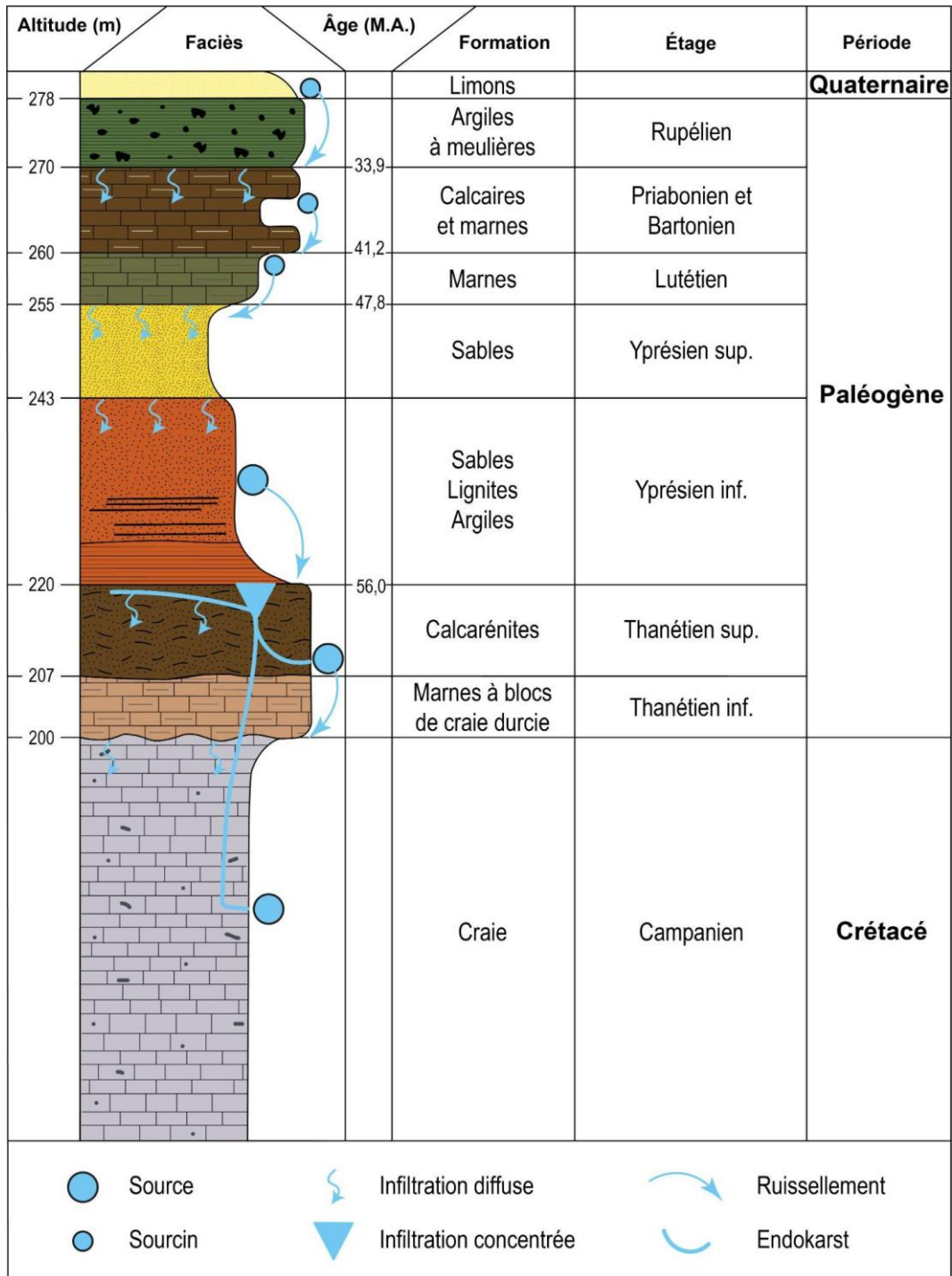


Fig. 1.11 : Log lithostratigraphique présentant les modalités de circulation de l'eau (d'après Laurain, 1981, Lejeune, 2000 et Pettelat, 2021).

1.2.3 Réseau hydrographique actuel

La Montagne de Reims est située entre la rivière Marne au Sud et la rivière Vesle au nord. L'hydrographie de la Montagne de Reims subit donc deux influences très différentes selon qu'est considéré son flanc méridional ou septentrional.

Ainsi, la Marne, issue du plateau de Langres bajocien, traverse ensuite l'ensemble des cuestas et des plateaux du Jurassique avant d'arriver au pied de la Montagne de Reims. Avec un cours de plus de 200 km et un bassin-versant à Reuil (Fig. 1.12) de 7540 km², elle est la rivière allogène la plus importante du secteur. Son module actuel (code hydro de la station de Reuil : F613 0001 02), de l'ordre de 54 m³/s, comme ses débits passés, ont façonné une vallée profonde dont l'incision, par rapport au plateau de la Montagne de Reims, dépasse les 200 m. Forte de cette incision, la Marne a généré un important réseau hydrographique de rive droite qui vient grignoter le flanc sud de la Montagne de Reims. Ainsi, nous pouvons observer son plus grand affluent local : la Livre qui possède elle-même plusieurs cours d'eau tributaires (*e.g.*, la Lingonne, la Germaine). Plus en aval, des petites vallées bien incisées coupent le revers du plateau (le Cubray, le Champillon, le Brunet, le Belval ; Fig. 1.13).

Au nord, la Vesle est un cours d'eau indigène à la craie. À l'aval de Reims, à la station hydrométrique de Châlons-sur-Vesle (code hydro : H641 2020), le bassin-versant n'est que de 828 km² et le module de 3,3 m³/s. L'incision de la rivière est de l'ordre de 170 m, finalement assez proche de l'incision du côté Marne, mais l'empatement de la cuesta dans ses formations superficielles crayeuses donne au relief une impression de mollesse. Il y a, par conséquent, peu d'affluents de rive gauche venant en amont déstructurer en amont le front de la cuesta qui reste ainsi, très rectiligne. En revanche, à l'aval de sa percée cataclinale, la Vesle rencontre son affluent le plus grand : l'Ardre avec un bassin-versant de 297 km² à Fismes et un module légèrement supérieur à 1 m³/s. Cette rivière naît sur les formations tertiaires imperméables de la Montagne de Reims. Elle est alimentée par les pluies, ainsi que par les multiples petits niveaux de source rhéocrènes du millefeuille tertiaire au gré de fluctuations des faciès géologiques. Cela va creuser une vallée profonde marquée par de nombreux affluents (*e.g.*, le Brouillet, le Noron, la Brandeuille) qui vont, eux aussi, venir éroder le plateau.

Ces trois entités hydrographiques, dont le fonctionnement diffère et qui ont eu des rôles variés dans la structuration géomorphologique de la Montagne de Reims, sont à l'origine du découpage de notre terrain d'étude en trois plateaux : le plateau de Saint-Basle dans la partie orientale, le plateau de Ville-en-Selve au centre, et le plateau de Saint-Imoges à l'ouest.

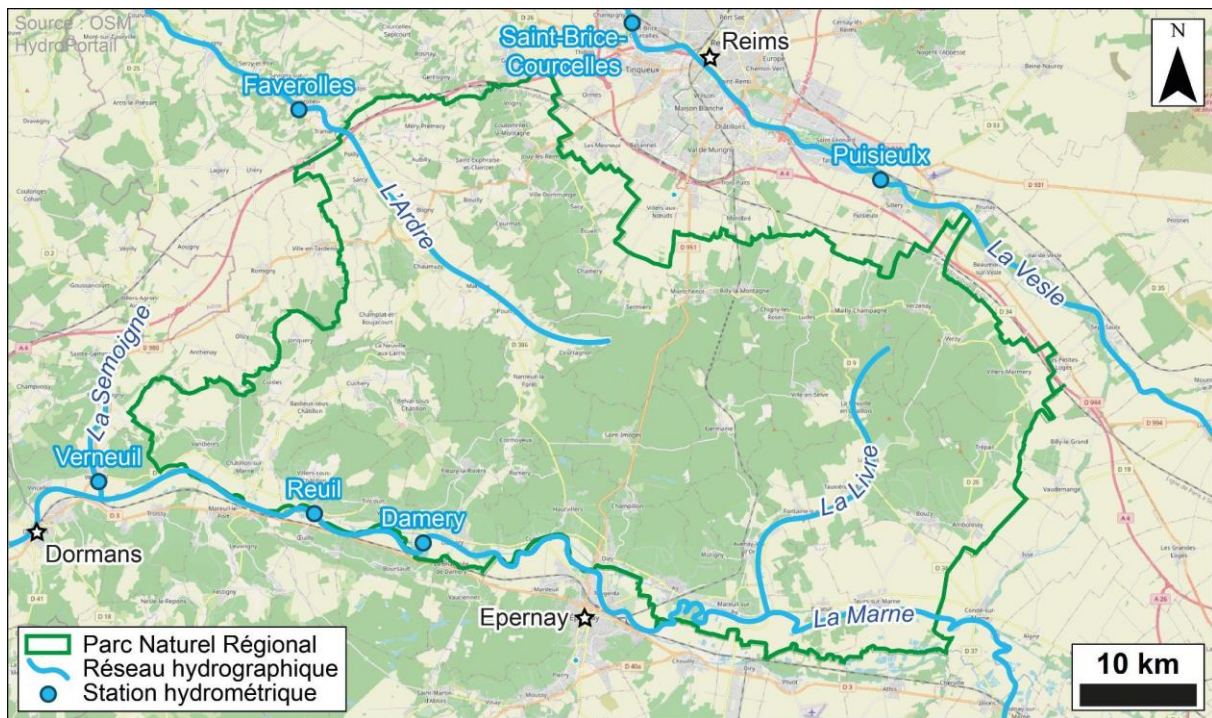


Fig. 1.12 : Réseaux de stations hydrométriques dans les environs du PNR Montagne de Reims (Données : Fond OSM et BD TOPO®).

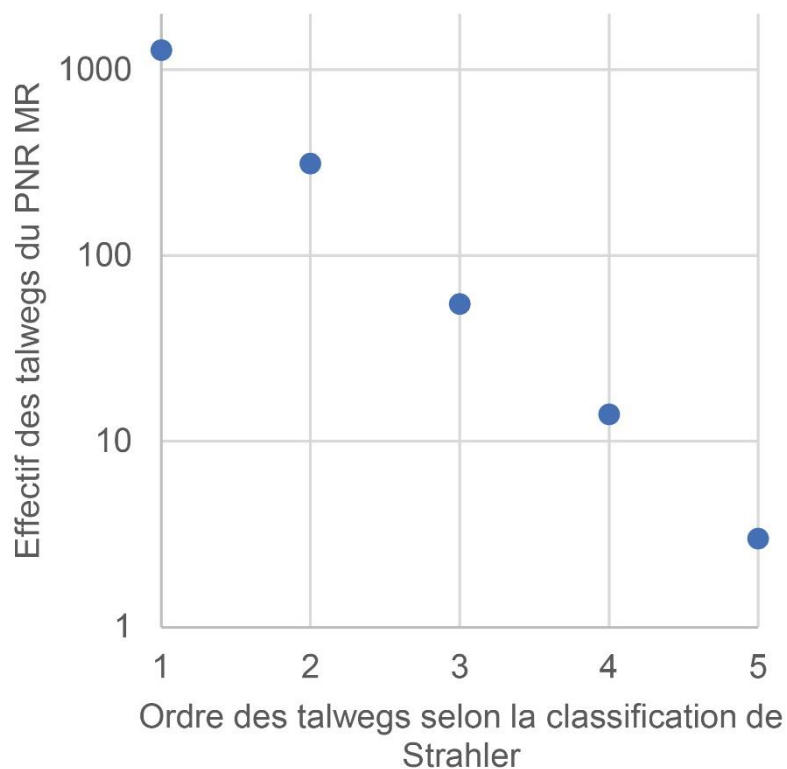
La dichotomie hydrographique entre le versant nord et sud de la Montagne de Reims, liée à la situation d'interfluve entre Marne et Vesle, est frappante, comme le montre l'ordination des talwegs selon Strahler réalisée à l'échelle du PNR Montagne de Reims (Fig. 1.14). L'ensemble du réseau de talwegs est dense et remarquablement hiérarchisé par rapport à la Champagne crayeuse. La densité de vallons ($2,2 \text{ km/km}^2$) est effectivement très importante pour une région de bas plateaux, ce qui confère à la région un modelé ondulé de crêtes étroites, loin des revers inclinés et tabulaires d'autres cuestas de l'est de la France. Plus de 1000 vallons d'ordre 1 sont dénombrés, à l'origine d'un réseau de talwegs bien hiérarchisé, puisqu'il existe une relation mathématique qui relie les effectifs des différents ordres de vallons (Fig. 1.13). Mais dans le détail, le versant sud est très découpé comparé au versant nord. En limite du PNR Montagne de Reims, l'Ardre et la Livre présentent des ordres 5 alors que sur le versant nord, ils dépassent rarement l'ordre 2 et sont même majoritairement des ordres sans affluents (ordre 1). Les vallons affluents de rive gauche de la Vesle festonnent péniblement le front de cuesta alors qu'au sud, le revers est découpé en plateaux relictuels par les vallons denses et mieux hiérarchisés des réseaux hydrographiques du Belval, du Brunet et surtout de la Livre (Fig. 1.14).

Les ordres 1 correspondent à des vallons qui ondulent à peine les plateaux sur les Argiles à Meulière ou naissent sur les versants à différentes altitudes, car alimentés par des sources étagées et rhéocrènes. La surface des plateaux, manifestement non drainée, contraste donc

fortement avec les versants où les ordres 1 se connectent en ordre 2, dans de nombreuses formes d’amphithéâtres ou « Cuves » séparés par des éperons. Cette caractéristique évase fortement les bassins supérieurs du réseau hydrographique, notamment sur le versant Marne.

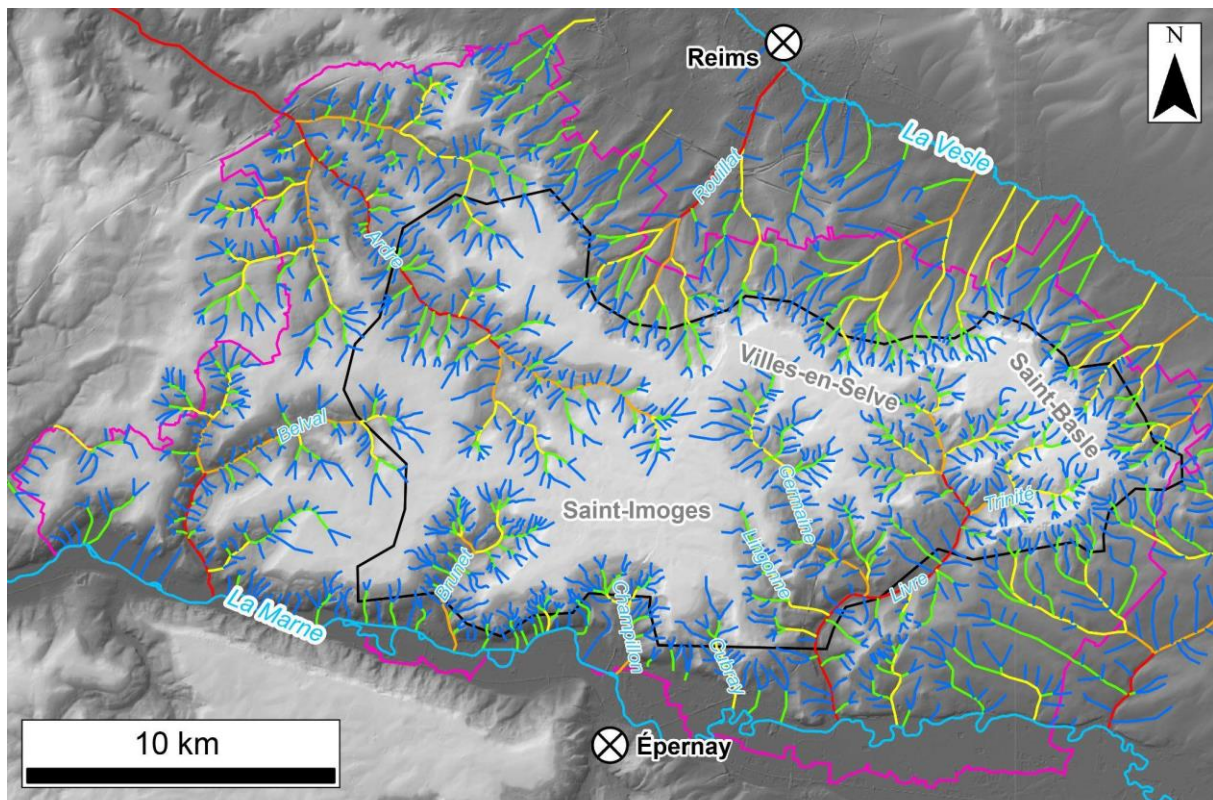
Ces ruisseaux se raccordent aux vallées principales par des ravins qui incisent les têtes de vallons tributaires et les formations tertiaires. Sculptés généralement dans les calcaires bartoniens, ils concentrent les écoulements issus des plateaux et des sources étagées. Il s’agit ici du même schéma que dans les autres cuestas de l’Est de la France, où des ravins burinent les versants des vallées dans la traversée des roches dures comme dans le Barrois (Jaillet, 2000) ou le bassin supérieur de la Marne (Lejeune, 2005).

Les têtes de vallons et les versants sont également marqués par des mouvements de terrain qui modifient l’hydrosystème et son fonctionnement hydrodynamique.



Ordre des vallons	Linéaire en km	Effectif	Densité par km ² de PNR
1	737,8	1274	1,38
2	224,7	312	0,42
3	92,2	55	0,17
4	41,3	14	0,08
5	27,3	3	0,05

Fig. 1.13 : Statistique générale issue de la classification des talwegs par la méthode de Strahler dans l’emprise du PNR de la Montagne de Reims.



Ordnation des vallons selon la méthode de Strahler



Habillage

- ⊗ Commune repère
- Contour Lidar
- ▭ Parc naturel régional
- Réseau hydrographique

Fig. 1.14 : Cartographie des vallons détectés à partir du RGE ALTI® 1 m de l'IGN classifié selon la méthode de Strahler.

1.2.4 Les glacis

Le front de côte au nord et à l'est de la Montagne de Reims se présente dans sa partie sommitale par un versant réglé en pente forte et rectiligne qui recoupe les formations tertiaires. Ce versant réglé est estompé et partiellement régularisé par des dépôts de pente de type « head » (Wiedemann, 1976 ; Cozeret, 1987) et localement par l'exploitation des géomatériaux en carrière. Les formations du *head* sont hétérométriques, composées de blocs et de fragments de meulière ou de calcaires bartoniens enveloppés dans une matrice argilo-sableuse. Le tracé rectiligne de ce versant réglé est aussi marqué par des reculés pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de rayon qui témoignent d'instabilités plus importantes de type glissement.

Vers 225 m d'altitude, le versant réglé se raccorde à un niveau de glacis perché au-dessus d'une à deux autres générations de glacis, dont la plus récente rejoint la plaine alluviale de la Vesle. Ces glacis ne sont présents qu'au nord et à l'est de la Montagne de Reims, car le fond de vallée

de la Vesle est plus éloigné du plateau que la Marne au sud. Si certains glacis, d'accumulation, sont encore bien conservés et forment une croupe longiligne comme à Verzy à l'est de la Montagne de Reims, ils sont régulièrement dégradés, voire disséqués et seulement visibles par lambeaux. Ces lambeaux sont constitués de grèzes qui peuvent se raccorder aux formations plus en amont sur le versant (Fig. 1.15).

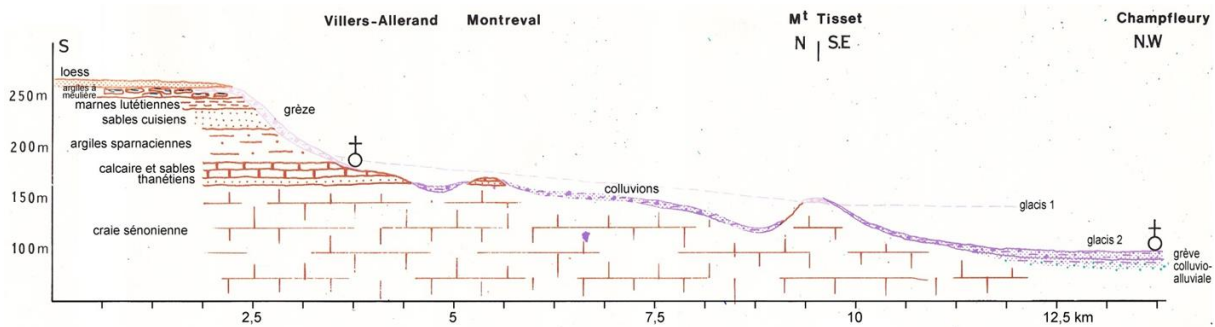


Fig. 1.15 : Système de glacis sur le versant nord de la Montagne de Reims (d'après Wiedemann, 1976).

Régulièrement (e.g., lieu-dit du « Haut Dû » à Trépail, à Craon-de-Ludes, à Villiers-Allerand), le versant réglé et le plus haut niveau de glacis sont séparés par le replat structural de la craie (parfois accompagné d'un col de flanc en amont) sur lequel peuvent encore reposer des lambeaux du Thanétien (e.g., au Moulin de Verzenay ; Fig. 1.16).

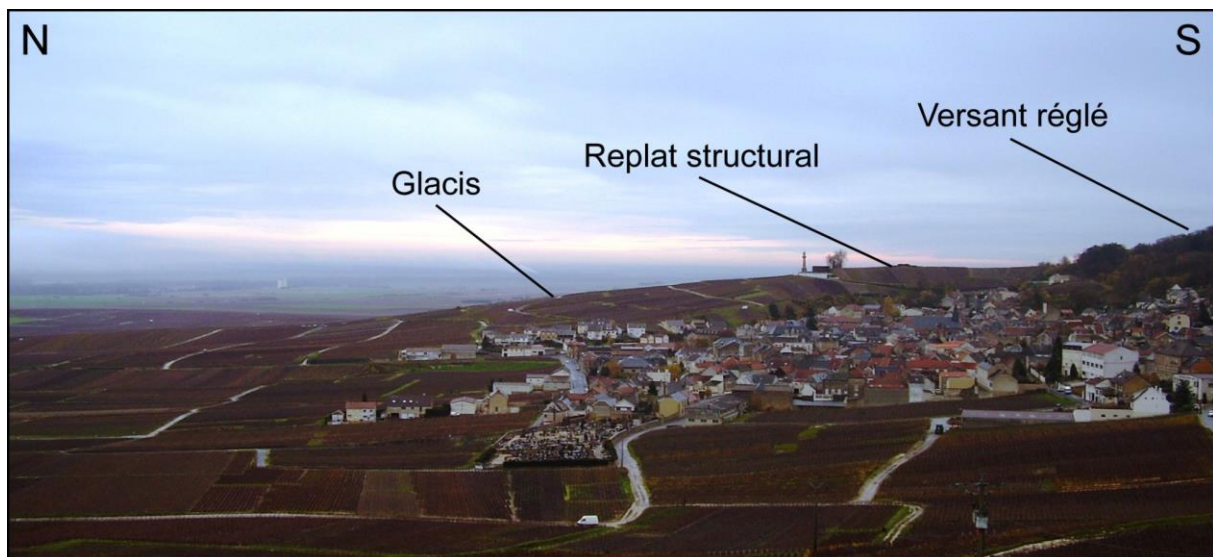


Fig. 1.16 : Replat structural du Phare de Verzenay (Bollot, 2014).

Ces replats structuraux marquent des interfluves, sous forme d'éperon, entre les nombreux vallons présents sur les versants de la Montagne de Reims. Ces vallons naissent généralement à une altitude d'environ 250 m où affleurent les sables de l'Yprésien supérieur ou des niveaux

plus sableux dans les formations de l'Yprésien inférieur. Ils peuvent aussi apparaître entre 200 et 230 m où affleurent les sables et les grès du Thanétien.

Les vallons qui incisent le front de côte ne sont majoritairement plus drainés et sont donc l'héritage d'écoulements périglaciaires. Certains sont toutefois encore drainés par un cours d'eau pérenne ou peuvent être remis en fonction lors d'épisodes pluvieux intenses. Ces vallons ont un profil en berceau et font suite à des ravins incisés dans les formations meubles de la base des terrains tertiaires. Dans la craie, ces vallons sont régulièrement dissymétriques avec un versant à pente forte à l'est taillé dans la craie et un versant en pente douce à l'ouest recouvert de colluvions dont la granulométrie témoigne de plusieurs épisodes de remblaiement (Fig. 1.17).

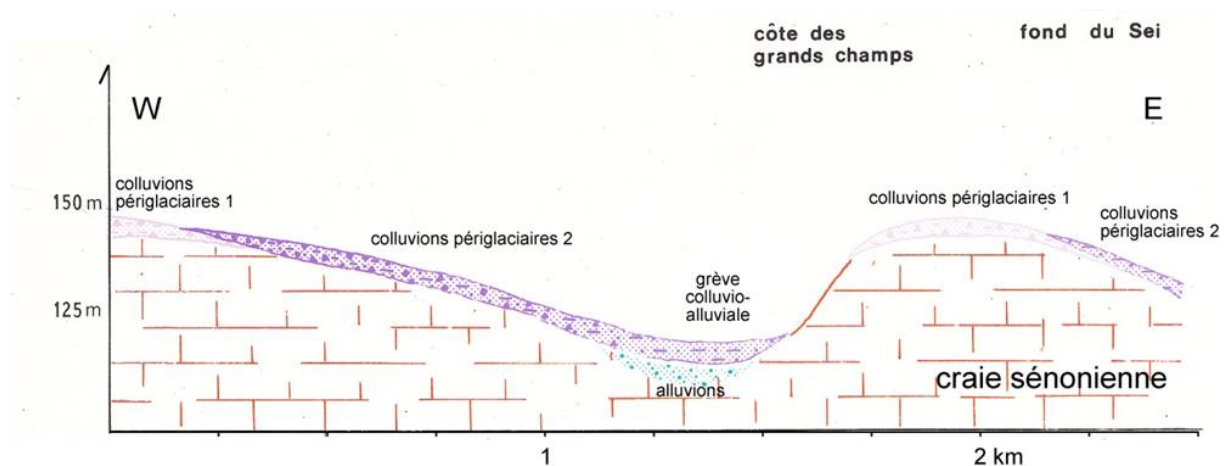


Fig. 1.17 : Dissymétrie des vallons sur le versant nord de la Montagne de Reims (d'après Wiedemann, 1976).

Vers l'aval, ces vallons s'élargissent et deviennent à fond plat pour atteindre la dépression orthoclinale et le fond de vallée de la Vesle.

Le rôle hydrodynamique des glacis est négligeable, car leur manteau colluvial reste essentiellement perméable et propice à l'infiltration généralisée. Malheureusement, l'emprise spatiale du vol LiDAR n'intègre que partiellement les parties supérieures des glacis, qui sont généralement couverts par les vignes. Leurs morphologies sont donc lourdement lissées par les travaux viticoles depuis plusieurs siècles. De plus, ils ne concernent que le versant nord et la terminaison orientale de la Montagne de Reims. À ce titre, ils ne seront pas étudiés dans cette contribution.

Il en est de même pour les croupes de craie dont la toposéquence montre une association avec, de haut en bas, des sols polygonaux cryoturbés, des sols striés, puis des graveluches ou grèzes

crayeuses à matrice limoneuse (Laurain *et al.*, 1995). Recouvertes par les vignes et la grande culture d'openfield, leurs morphologies sont lissées par des activités agricoles et viticoles multiséculaires. Sur ces formes, l'infiltration diffuse est dominante, ce qui se manifeste par des vallons secs, hérités du Pléistocène.

1.2.5 Mouvements de terrain

Les mouvements de terrain sont l'ensemble des phénomènes gravitaires affectant les formations superficielles ou le substrat. Ils sont davantage étudiés en montagne, car ils y sont plus spectaculaires. Ils affectent néanmoins les reliefs moins énergiques comme les cuestas du Bassin parisien.

À l'ouest de ce dernier, les instabilités sont fréquentes le long des côtes (Maquaire, 2000 ; Lissak, 2012) et en milieu continental dans le Pays d'Auge (Fressard, 2013). La craie du Cénomaniens, qui arme la corniche, repose notamment sur des alternances d'argiles, de sables et de marnes qui fragilisent les versants. Ces paramètres structuraux se combinent avec des facteurs dynamiques (*e.g.*, sapement, conditions climatiques, occupation des sols) qui déclenchent ou alimentent des mouvements de terrain pouvant causer d'importants dégâts. À l'est, plusieurs exemples de mouvements de terrain sont par exemple répertoriés sur la cuesta du Bajocien (Toffolini et Rat, 1990) ou encore en Belgique, dans le pays de Herve (région de Liège, Demoulin *et al.*, 2003) ou les Ardennes flamandes (Van Den Eeckhaut *et al.*, 2005 ; Dewitte *et al.*, 2010). Dans ces deux derniers cas, les études montrent régulièrement des mouvements de terrain anciens, parfois profonds, qui subissent des réactivations au gré de conditions météorologiques favorables ou des activités humaines.

En Champagne, et particulièrement dans la région de la Montagne de Reims, de nombreux mouvements de terrain ont été identifiés, notamment de type glissement. Malgré des reliefs peu énergiques, conformes aux autres exemples du Bassin parisien, plus de 260 mouvements ont en effet été recensés uniquement dans la région viticole de la Montagne de Reims et de la vallée de la Marne. Les premières traces écrites relatant des instabilités de versant apparaissent en 1947 et traitent du glissement dit des « Rosières » à Champillon, sur le versant sud de la Montagne de Reims (Poinsot, 1946). Elles évoquent le tracé de la route D251 (anciennement RN51), construite en 1852, qui a dû être rectifiée en 1936, car elle avait pris la forme d'un arc de cercle de 13 à 14 m de rayon. Ce segment en arc, aujourd'hui transformé en parking (Fig.

1.18), présente toujours de nos jours des indices (*e.g.*, déformations, fissures) prouvant que le glissement est toujours actif (Bollot, 2014 ; Ortonovi, 2021).

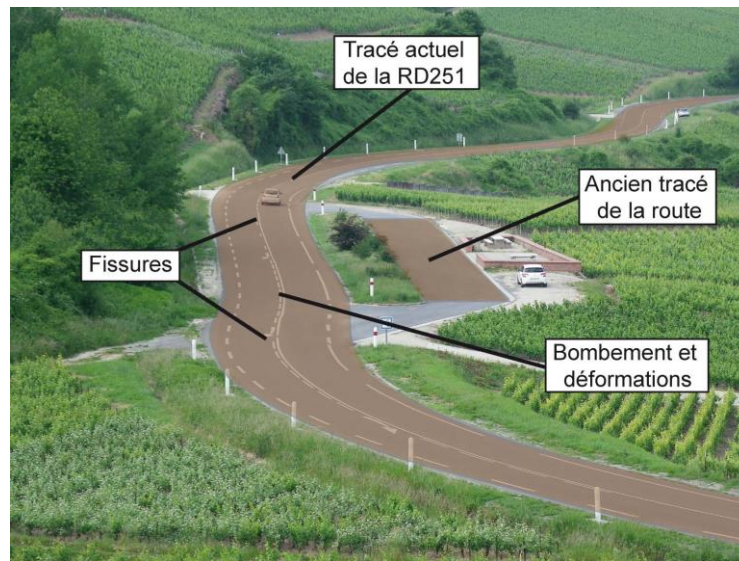


Fig. 1.18 : Déformations actuelles sur la RD 251 au niveau du glissement des Rosières (Bollot, 2014).

Par la suite, les glissements de terrain, principal type d'instabilités de la région, sont notés dans les travaux de cartographie géologique, mais leur ampleur est sous-estimée, montrant le faible intérêt qui leur était porté. Dans la notice de la feuille d'Épernay, Hatrival note tout de même : « *il est fréquent de retrouver ces couches glissées en masse sur le versant des vallées* » (Hatrival, 1977). Dans les années 1980, notamment suite aux glissements de Rilly-la-Montagne en 1986 (Marre, 1987) et de Cuis en 1988 (Guérémy et Vejux, 1987 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2010), l'étude des mouvements de terrain dans la région suscite un net regain d'intérêt. Ces travaux, qui portent sur des glissements qui se sont déclenchés dans des conditions climatiques tempérées, font évoluer l'interprétation des mouvements de terrain profonds de la région jusqu'ici expliqués par un sapement basal dans des ambiances périglaciaires. Dans les années 1990 et 2000, l'objectif est principalement d'inventorier les mouvements de terrain de la région, grâce notamment à la cartographie géomorphologique selon la méthode dite « champenoise » (Guérémy et Marre, 1996). Ces études montrent de très nombreux mouvements de terrain sur les versants de la Montagne de Reims (Cozeret, 1987 ; Rousseau, 1991 ; Marre et Laurain, 1996 ; Zornette *et al.*, 2006a et 2006b) et de la vallée de la Marne, où les instabilités sont coalescentes et drapent les versants (Bollot, 2014 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2010). En parallèle, la nature et l'origine de ces instabilités sont appréhendées (Framery, 1993) et des premières datations relatives sont apportées (Marre *et al.*, 1997 ; Marre, 2004). Trois générations de mouvements de terrain sont alors définies (Guérémy et Vejux, 1987 ; Guérémy, 1993) :

- une phase antérieure à la dernière phase froide : ces mouvements, les plus anciens, sont régularisés et complètement stabilisés ;
- une phase dit de l'Holocène (ou de la fin du Würm) : ces mouvements, les plus nombreux et les plus gros, sont aujourd'hui dormants ;
- une phase actuelle : ces mouvements sont principalement des réactivations partielles et superficielles des instabilités précédentes (Fig. 1.19).

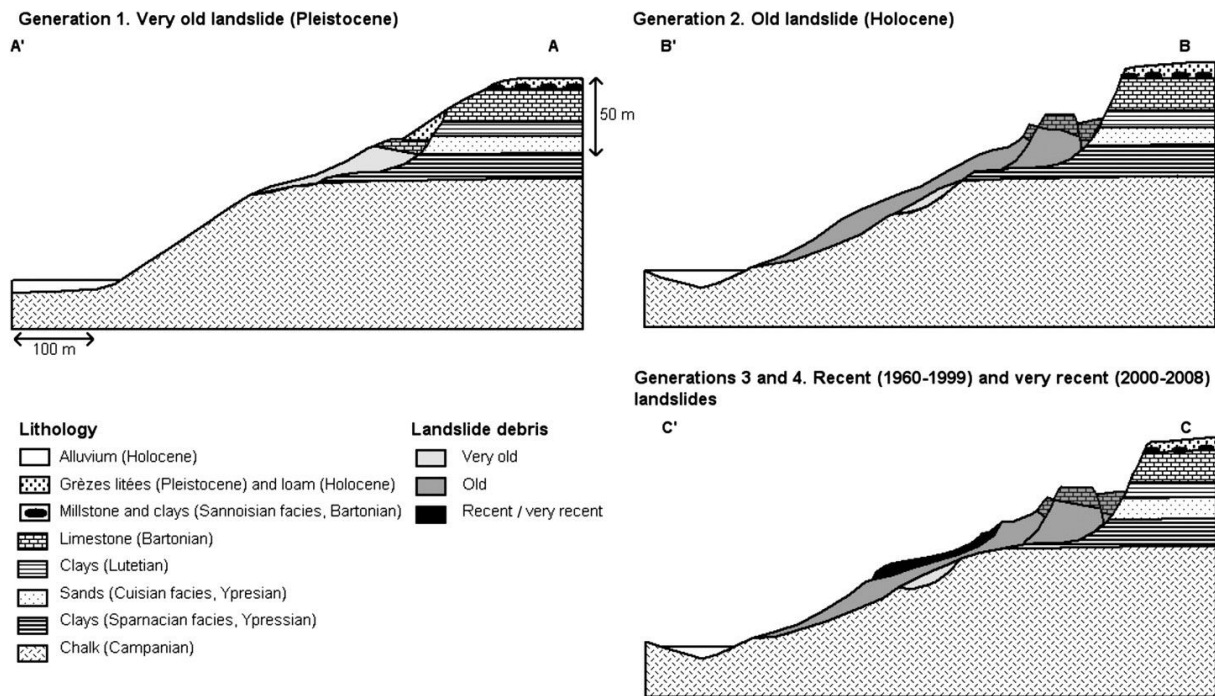


Fig. 1.19 : Générations de mouvements de terrain en Montagne de Reims (Van Den Eeckhaut, 2010).

En Montagne de Reims, ces instabilités sont précisées avec une cartographie plus fine malgré les problématiques d'accès aux propriétés privées. Elle révèle 84 mouvements de terrain, répartis en deux groupes, 27 sur le front de côte et 57 dans les versants vallées de la Marne et de ses affluents (Bollot, 2014, Fig. 1.20). Les mouvements qui affectent le front de cuesta sont régulièrement plus gros et plus profonds vers l'ouest, à l'instar de nombreux mouvements de terrain du secteur de la vallée de la Marne dans le vignoble champenois, où ils peuvent atteindre des profondeurs supérieures à 40 m (Bollot *et al.*, 2023). Sur le front de la Cuesta (versant nord jusqu'à Trépail) 24 des 27 mouvements identifiés comme rotationnels se trouvent en tête de vallons et sont estimés synchrones au dernier épisode de creusement des vallées (mais parfois toujours partiellement actifs). Les 3 derniers sont connectés à des formes karstiques où ils sont alimentés par le soutirage vers l'endokarst, comme à Verzy. Au sud, notamment dans la vallée de la Livre, la taille des mouvements est relativement constante, de l'ordre de 10 hectares en moyenne, et peuvent être de nature rotationnelle ou translationnelle (Fig. 1.20). Enfin, il

n'existe pas de mouvements de terrain sur la partie nord-ouest de la Montagne de Reims. Cela s'explique par l'extension des calcaires lutétiens (Fig. 1.7) qui stabilisent les versants et par l'incision des vallées, notamment de l'Ardre, dont le niveau de base est trop haut en altitude pour exhumer les argiles de l'Yprésien qui déstabilisent l'ensemble. Dans ces secteurs, les déséquilibres sont plus anciens, sûrement anté-Weichséliens et sous forme de cambrure de versants (Bollot, 2014).

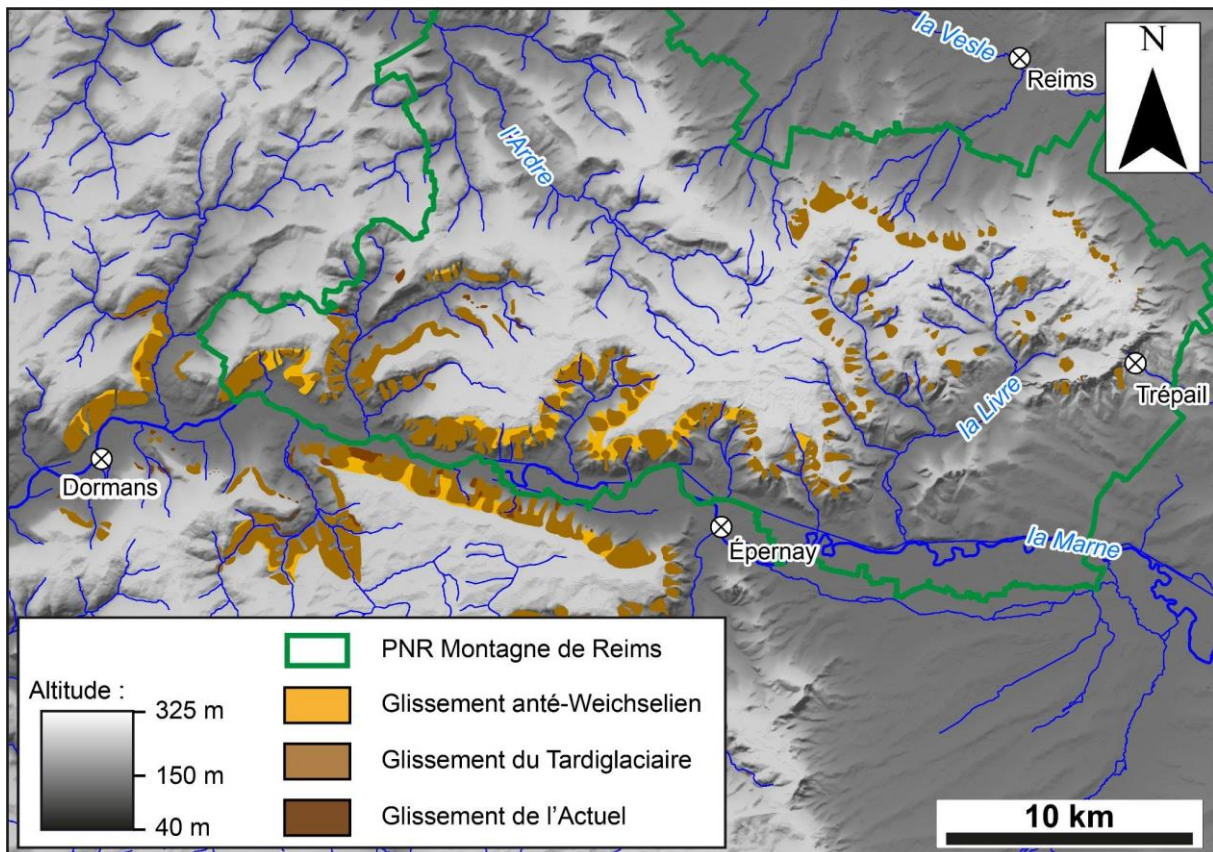


Fig. 1.20 : Cartographie des mouvements de terrain de type glissement de la vallée de la Marne et de la Montagne de Reims (d'après Bollot et al., 2023).

Les réactivations partielles et superficielles de ces mouvements de terrain profonds ont fait l'objet d'études pour comprendre leur fonctionnement et leur dynamique. Au nord de la Montagne de Reims, la combinaison d'investigations géophysiques, piézométriques et géomorphologiques sur le glissement de Montchenot révèle des phénomènes de drainage vers le corps du glissement depuis la zone cisailée, dont la fracturation favorise la circulation de l'eau (Bollot et al., 2022). Lorsque la masse glissée est saturée, des réactivations partielles et superficielles se déclenchent (Fig. 1.21).

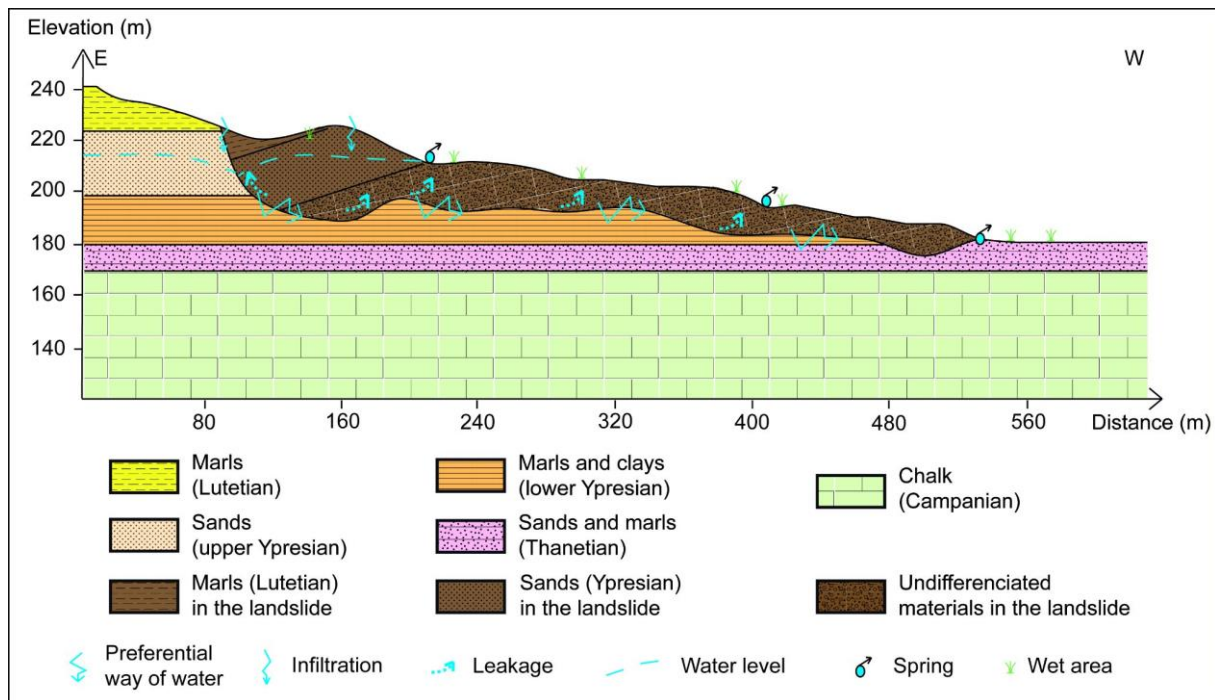


Fig. 1.21 : Circulation interne de l'eau dans le glissement de terrain de Montchenot et relations avec l'encaissant (Bollot et al., 2022).

Dans le vignoble champenois, le traitement des images satellites et ces connaissances ont permis de développer une cartographie de susceptibilité des versants aux mouvements de terrain. Les images Sentinel-2 ont en effet été étudiées pour détecter certaines formes d'instabilités anciennes, identifiées comme de la cambreur de versant, dans la région (Ortonovi et al., 2020) puis ont servi de base au calcul de différents indices, notamment le NDVI (indice de végétation par différence normalisé), et le NDWI (indice d'eau par différence normalisé). Ces recherches indiquent que les instabilités ont lieu dans des secteurs à fort contrastes (Ortonovi et al., 2021). Elles précisent en outre la spatialisation et la temporalité du risque sur de vastes surfaces et mettent également en avant la combinaison des forçages anthropiques et climatiques. Ces études sont le premier pas vers un modèle de susceptibilité des sols viticoles aux mouvements de terrain lorsqu'elles seront intégrées à des analyses multifactorielles plus complètes (Fang et al., 2020 ; Bui et al., 2020 ; Lissak et al., 2020).

Les mouvements de terrain modifient donc l'hydrosystème en entretenant des zones humides de versant au niveau des contre-pentes, en feutrant des lignes de source, en réorganisant des exutoires en limite des coulées, voire en perturbant l'infiltration rapide de type karstique.

1.2.6 Le karst de la Montagne de Reims

Le karst désigne les aspects géomorphologiques et hydrogéologiques résultant de la dissolution des roches karstifiables par un régime hydrologique spécifique. Il en résulte des formes de surface (exokarst) et des formes souterraines (endokarst).

Le karst affecte des roches carbonatées, mais aussi les roches dolomitiques et les marnes. Globalement, 40 % du territoire métropolitain est affecté par des morphologies karstiques (Nicod, 1995 ; BRGM et CEREMA, 2023). Cependant, tous les karsts ne se ressemblent pas. Il est possible de distinguer les karsts « nus », où la roche karstifiable est à l’affleurement ou recouvert par une faible couverture pédologique, et les karsts « couverts », lesquels connaissent un recouvrement important par un sol, par une formation superficielle d’une épaisseur notable ou par une couverture géologique. Cette discrimination des karsts permet aussi globalement d’associer les karsts nus aux reliefs de montagne et les karsts couverts, aux reliefs moins importants, dont font partie les bassins sédimentaires. Dans le bassin de Paris, les secteurs karstifiés sont nombreux (Fig. 1.22 ; Nicod, 1995) et correspondent en général aux parties sommitales et aux revers des nombreux plateaux calcaires des auréoles de cuestas (Lejeune et Devos, 2001).

À l’échelle des bassins sédimentaires, nous pouvons donc discriminer neuf types de karst (Dandurand *et al.*, 2022) en fonction de leur état d’activité (fantôme, actif), leur origine (périglacière, paléokarst tropical, hypogène), leur emplacement (littoral, couvert), les roches affectées (calcaire, dolomie) et leur situation (vallée, plateau, front de côte ; Fig. 1.23).

En ce qui concerne le karst de la Montagne de Reims, il a été identifié comme étant un karst de front de côte puisqu’on le localise essentiellement sur le versant nord du massif (Lejeune et Devos, 2001). Ceci constitue une des grandes originalités de ce karst qui se développe donc sur un espace contraint. Ainsi, cette bande étroite de front de côte est marquée par une zone de contact entre les roches imperméables, constituant la partie supérieure du front de la cuesta qui favorise le ruissellement des eaux, et les sables grésifiés à *Microcodium* à matrice carbonatée du Thanétien (également appelé dans la littérature beurge ou calcarénite) qui infiltre ces masses d’eau. Il est donc qualifiable de karst de contact lithostratigraphique. Ce schéma est toutefois complexifié par le fait qu’il est constitué d’au moins deux niveaux karstifiés, d’abord dans ces sables grésifiés, puis en dessous, dans la craie campanienne. Ce karst, dit « étagé » se retrouve surtout sous forêt, ce qui a pour incidence d’acidifier les eaux qui pénètrent la roche, favorisant ainsi la dissolution des carbonates : c’est donc un karst vert (Fig. 1.24).

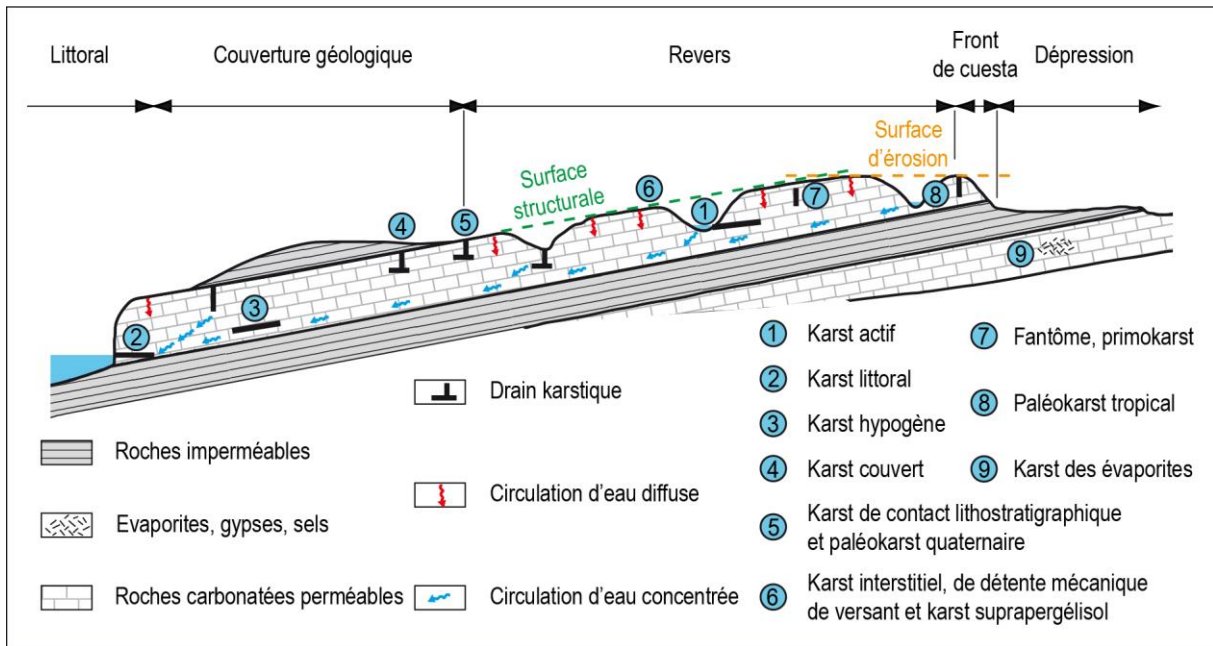


Fig. 1.23 : Typologie des karsts du bassin de Paris (d'après Dandurand et al., 2022).

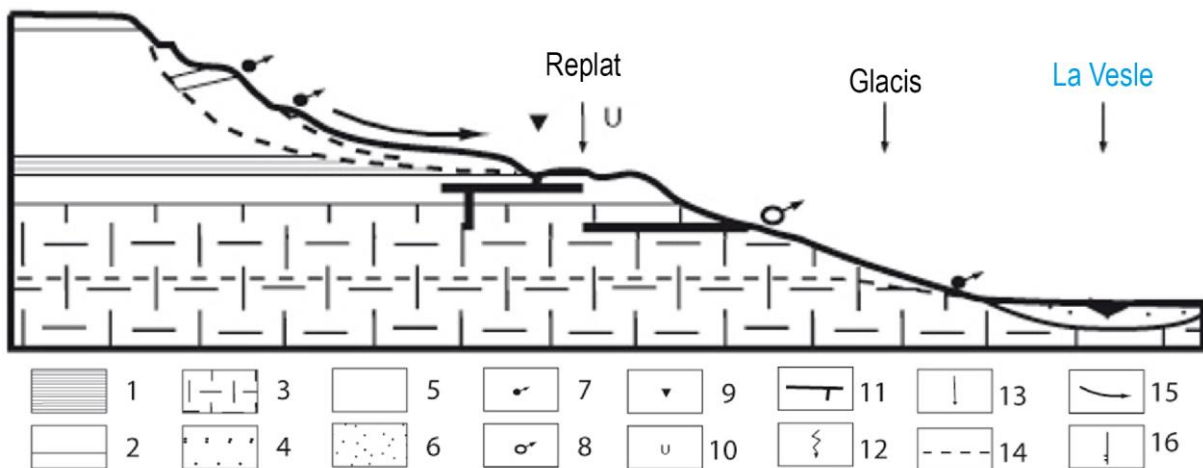


Fig. 1.24 : Schéma conceptuel de fonctionnement du karst de la Montagne de Reims (d'après Lejeune et Devos, 2001).

1. Argile ; 2. Calcaire ; 3. Craie ; 4. Sable ; 5. Autres roches ; 6. Alluvions ; 7. Source ; 8. Source karstique ; 9. Gouffre ; 10. Doline ; 11. Réseau endokarstique ; 12. Drainance ; 13. Perte localisée ; 14. Surface piézométrique ; 15. Ruissellement ; 16. Faille.

Cette originalité du karst de la Montagne de Reims, tant par sa position que par les roches affectées, est observée très tôt, en particulier par des explorateurs et des spéléologues qui, dès le début du XIX^e siècle, parcourent, inventorient et cartographient les réseaux souterrains du versant nord de la Montagne de Reims. Plusieurs réseaux sont ainsi cartographiés dans un but d'exploitation des eaux pour la consommation des villages alentour. C'est le cas de la Grande Fontaine de Verzy et de la Rivière souterraine de Trépail. Cette dernière, encore aujourd'hui utilisée pour l'AEP, est explorée et exploitée dès 1825 par le puisatier du village, qui creuse

une galerie artificielle afin d'accéder au réseau naturel et d'y capter directement les eaux de la rivière.

Ce sont quelques décennies plus tard que les premières topographies apparaissent en 1888 (Laurent, 1899) et surtout en 1902 par Martel, mais qui souvent mésestiment les dimensions de ces cavités. En parallèle, des observations de surface sont réalisées et quelques formes exokarstiques sont répertoriées (Moreau, 1913), sans qu'un lien clair soit établi entre la surface et les écoulements souterrains. Les aspects hydrodynamiques et fonctionnels ne sont que très peu étudiés et il faut attendre Poinot (1946) qui s'intéresse alors aux liaisons hydrokarstiques du massif.

Les décennies 1960-70 sont réservées aux spéléologues qui continuent à explorer la Montagne de Reims et peaufinent les topographies des rivières souterraines, faisant notamment passer la topographie de la rivière souterraine de Trépail de 400 m (Martel, 1902) à près de 1800 m en 1965 (Renaux et Dumont, 1970). Par la même occasion, toute une série de traçages colorimétriques est réalisée et montre un certain nombre de liaisons hydrogéologiques existant entre des dolines et les sources du front de la cuesta (Radet, 1962 ; Ellenberger, 1962). Les études restent cependant très ponctuelles.

Dans les années 1980-90, deux thèses s'intéressent à nouveau à cette zone. Il s'agit de la thèse de spéléologie de Chauvin (1986) qui parcourt une nouvelle fois l'ensemble des réseaux connus à la recherche de la faune endémique. Puis c'est au tour de Rodet (1992a et 1992b) qui, dans sa thèse sur les karsts de la craie, consacre un chapitre à ce karst de la Montagne de Reims. Ces recherches se cantonnent néanmoins à une description des phénomènes connus alors, sans vraiment interroger les aspects fonctionnels de ces entités karstiques, ni l'ampleur spatiale réelle de ce karst qui, pour l'instant, n'est reconnu que sur le flanc nord de la Montagne de Reims.

C'est au début des années 2000 qu'une cartographie des phénomènes exokarstiques connus est établie et qu'une exploration plus systématique est réalisée (Lejeune, 1999 et 2000). Ceci va permettre de mettre en évidence la présence systématique de l'exokarst sur les replats structuraux du Thanétien. Ces derniers apparaissent d'une manière sporadique en fonction du taux de carbonate dans cette formation géologique, mettant ainsi en évidence l'influence des conditions de dépôt de la strate thanétienne dans la karstogenèse actuelle. En effet, les *Microcodium* du Thanétien proviennent du démantèlement de la surface de la craie campanienne lors de la phase d'émersion post-crétacée (Laurain et Meyer, 1979 et 1986). Ils sont déposés sous forme d'un vaste cône de déjection (Duprat, 1996), correspondant à l'apex

d'un corridor fluvial séparant une paléo-Montagne de Reims au nord, du continent au sud. Ceci explique donc la présence de carbonates dans la matrice de ces sables, ainsi que leurs teneurs très variables (Lejeune *et al.*, 2007). Le report des réseaux souterrains sur la cartographie de l'exokarst a permis de mettre en évidence des liaisons entre l'extérieur et l'intérieur de ces replats et le rôle de la présence du karst sur le maintien de ces replats sur le versant, mettant en exergue le phénomène d'immunité karstique (Lejeune, 2000). Il est alors établi une relation intime entre la présence des replats structuraux, le karst, et les mouvements de terrain dont la réactivation, localement, va de pair avec l'activité karstique (Lejeune, 2000b).

D'un point de vue de la compréhension des écoulements, là aussi, de nombreux travaux ont été entrepris. Des traçages hydrogéologiques ont été réalisés puisque la connaissance des points d'injections et de restitutions avait sensiblement progressée. Ainsi, des liaisons hydrogéologiques dans la craie ont été mises en évidence sur des distances relativement longues (plurikilométriques) et avec des vitesses de circulation des eaux variant de 56 à 171 m/h. L'utilisation comme traceur naturel des *Microcodium* du Thanétien a aussi permis d'identifier des sources du pourtour de la Montagne de Reims comme d'origine karstique (Lejeune *et al.*, 2007). Enfin, plus récemment, d'autres travaux universitaires (Damien, 2019 ; Roche, 2007) ont affiné les données sur l'évolution géomorphologique de l'endokarst du flanc nord et entamer un travail sur les données LiDAR acquises par l'ONF et le PNR Montagne de Reims sur l'exokarst afin de compléter et de préciser les données de terrain acquises jusqu'à présent (Berthe *et al.*, 2021). Ce dernier travail met donc en exergue la dichotomie existante entre le flanc nord, dont le karst est maintenant bien connu, et le flanc sud de la Montagne de Reims, où, bien que les conditions de karstification soient tout à fait comparables au versant nord, la présence de formes karstiques est finalement assez marginale. La raison n'est alors pas à mettre au crédit de facteurs environnementaux différents, mais simplement en lien avec le statut des propriétés, essentiellement public sur le versant nord, mais plutôt à dominante privée au sud, donc un accès plus restreint pour les chercheurs et spéléologues.

Conclusion partielle de la partie 1.2

En conclusion de l'approche naturelle, la région est marquée par une dichotomie à la fois spatiale entre le versant nord et le versant sud, mais aussi verticale ou orographique.

- Une dichotomie entre le versant nord et le versant sud

Le versant nord, moins représentatif et plus découpé, s'inscrit dans le bassin-versant de la Vesle, avec des niveaux de base plus éloignés et des reliefs moins incisés. C'est une crête étroite essentiellement orientée d'est en ouest limitée par un front de côte festonné.

Le versant sud correspond à la majeure partie de la région, car il s'inscrit dans le bassin de la Marne. Il est plus incisé en trois plateaux séparés par des cols, avec de nombreuses vallées bien hiérarchisées qui conditionnent de multiples expositions, avec de nombreux affleurements propices aux lignes de sources, aux mouvements de terrain, et aux zones humides.

- Une dichotomie entre l'est et l'ouest

L'histoire géologique du Tertiaire dans la Montagne de Reims lui confère de fortes variations de puissance et de faciès d'est en ouest. À l'est, les formations majoritairement argileuses et moins épaisses coiffent une fausse cuesta avec des aquifères perchés au-dessus de la craie. À l'ouest, les formations sont plus diversifiées et plus épaisses dans un système d'étagement de plateaux au contact du Tardenois et du Soissonnais.

- Les contrastes entre les plateaux et les vallées

Le contraste entre les plateaux et les vallées est important avec des plateaux étroits, homogènes, car tous coiffés des Argiles à Meulières qui entretiennent des zones humides, des sols lourds, alimentées par des précipitations plus abondantes (océanisme orographique).

Les versants sont bien plus diversifiés avec de multiples expositions, des sites d'abris, de nombreux affleurements à la géologie contrastée qui détermine un étagement de sources donnant des écoulements endoréiques (vallées aveugles avec exutoire karstique) et exoréiques rattachés au réseau hydrographique de la Marne. Sur ces versants, des mouvements de terrain feutrent les lignes de sources et réorganisent les écoulements.

Mais la connaissance de l'hydrosystème de la Montagne de Reims est partielle, compte tenu de la répartition des postes climatiques, du statut foncier de la forêt (essentiellement privée), des enjeux viticoles prédominants et de l'hétérogénéité spatiale et thématique des problématiques

de recherches. La cartographie de l'exokarst reste lacunaire. Les modalités de drainage des plateaux sont inconnues, et surtout, la vision d'ensemble de l'hydrosystème et de son fonctionnement reste anecdotique, ce qui justifie l'utilisation du LiDAR aéroporté.

Cette méconnaissance de l'hydrosystème est également temporelle, car les approches diachroniques et spatiales restent lacunaires et partielles. Elle touche particulièrement le forçage anthropique sur les écoulements (occupation du sol, fossés, ouvrages hydrauliques, digues).

1.3 Évolution de l'occupation humaine

Cette partie a pour but de caractériser l'occupation humaine en Montagne Reims, d'évaluer l'impact de l'homme sur les hydrosystèmes et d'identifier les sites susceptibles d'être observés au LiDAR. Les périodes les plus anciennes, les moins documentées à l'échelle de la Montagne de Reims, sont abordées avec une ouverture géographique plus large donnant la possibilité d'extrapoler les informations disponibles aux échelles nationales et régionales.

Cette description des cadres préhistorique et historique de la Montagne de Reims se base essentiellement sur l'inventaire des sites proposé par la Carte Archéologique de la Gaule (CAG ; Chossenot, 2004). Malgré son nom, il ne s'agit pas d'une carte au sens conventionnel du terme, mais d'un inventaire manuscrit (*cf.* partie 2.3.1.3) apportant des informations spatiales, commune par commune. Sa retranscription cartographique sous SIG implique la saisie, la localisation par croisement de bases de données et la digitalisation de l'emplacement des sites. L'augmentation de cet inventaire des rapports de fouilles réalisés depuis l'émergence de l'archéologie préventive dans les années 70 (Garcia, 2020), n'a pas été effectuée compte tenu de son intérêt pour les zones urbaines (peu concernées par cette étude), ainsi que du caractère chronophage de cette entreprise. En revanche, les rares études traitant de la Montagne de Reims abordées dans les travaux de l'ONF (Davis et Robbins 2018) ont été intégrées à l'inventaire.

Sur les 66 communes du PNR Montagne de Reims, la CAG signale l'existence de 324 découvertes archéologiques, pouvant correspondre à des sites archéologiques ou du mobilier (dépôt monétaire ou de mobilier). 248 entrées (77 % des entités) ont pu être associées à un lieu-dit. À *contrario*, 76 entités n'ont pas pu être localisées à une échelle aussi précise. Il s'agit soit de mobiliers retrouvés en collection privée, dont la commune de découverte est connue, soit de

sites dont aucune localisation de découverte n'est indiquée. En l'occurrence, les objets dépourvus de commune de découverte, mais répertoriés *via* leur commune de conservation, n'ont pas été reportés dans la base de données géographique. Parmi les 324 entrées, l'absence de datation de 53 d'entre elles empêche également leur exploitation. Parmi les 248 entités localisées à l'échelle du lieu-dit, 32 ne possèdent pas de datation et permettent donc de ne tirer que de faibles conclusions sur l'occupation humaine d'un endroit spécifique. Ces éléments peuvent toutefois intégrer un faisceau d'indices autorisant des interprétations concernant une occupation plus générale.

La carte présentée en Figure 1.25 fait état d'une densité nettement supérieure de sites archéologiques sur la façade sud-est de la Montagne de Reims, ainsi que, plus ponctuellement, dans la vallée de la Marne.

Des tableaux statistiques, créés à partir de l'inventaire de ces 324 découvertes, sont employés afin de présenter l'histoire de l'occupation humaine de la Montagne de Reims et de sa région environnante. En parallèle, les cartes associées n'intègrent que les 216 entrées présentant à la fois un âge et une localisation à l'échelle du lieu-dit.

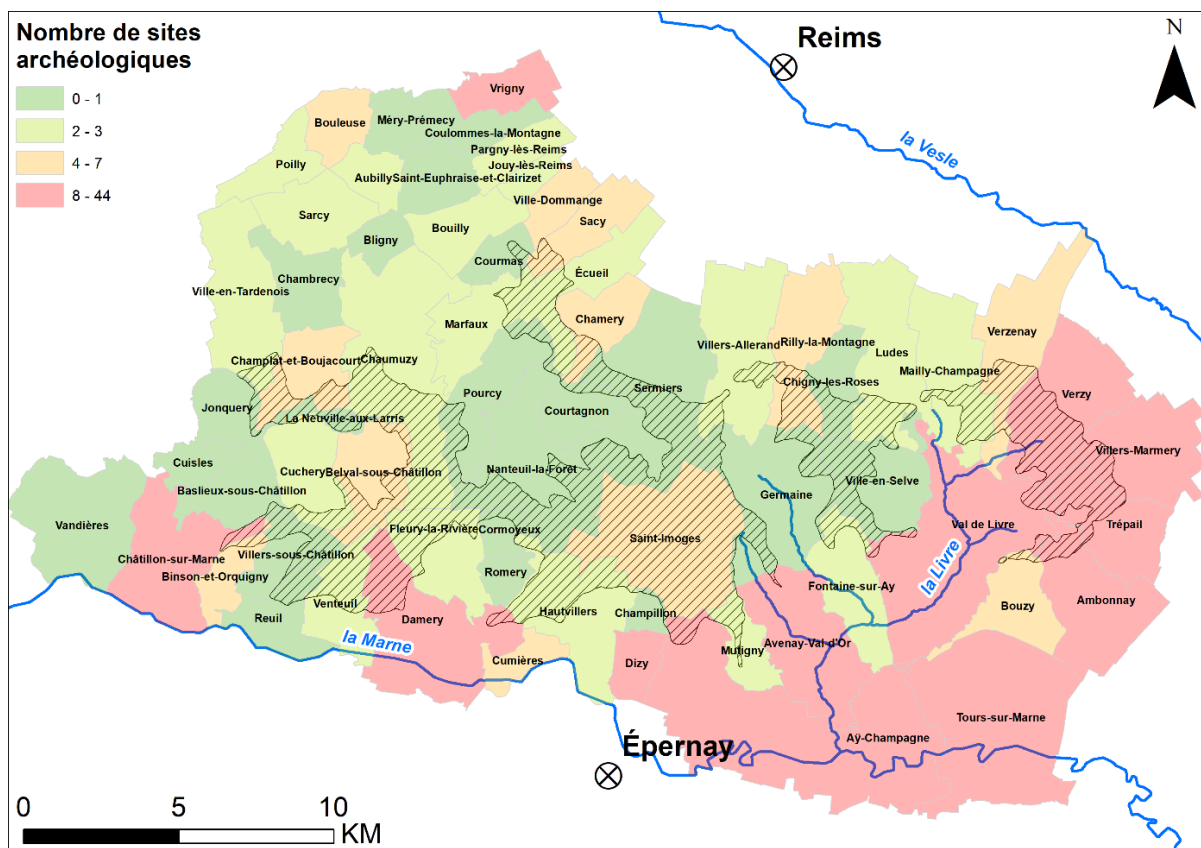


Fig. 1.25 : Carte de densité de sites archéologiques des 66 communes du PNR Montagne de Reims (Chossenot, 2004).

1.3.1 Préhistoire

La Préhistoire, définie comme l'intervalle chronologique situé entre l'apparition du genre *Homo* et l'invention de l'écriture, est divisée en trois périodes que sont le Paléolithique, le Mésolithique et le Néolithique. Le Paléolithique est considéré comme étant la période où toutes les populations correspondaient à des chasseurs-cueilleurs nomades (Lubbock, 1865). Il contraste avec les époques postérieures par le caractère peu morphogène en surface des occupations humaines. Les populations établissent des occupations devenant progressivement temporaires, voire saisonnières. Les vestiges et les sites associés, découverts dans des grottes ou des sédiments remaniés, ne sont *a priori* pas détectables au LiDAR. Même lorsqu'il s'agit de sites de plein air, ceux-ci restent d'ordre taphonomique sans modelé de surface. La technologie LiDAR ne semble également pas être un outil pertinent pour étudier le Mésolithique, dont l'émergence de constructions plus robustes et d'un semi-nomadisme ne semblent ne laisser aucune trace en surface.

- Le Paléolithique inférieur (- 3.3 Ma à - 300 000 ans) en France

Un assemblage lithique et des traces de boucherie retrouvés dans la grotte du Vallonnet dans le Var attestent de l'occupation humaine (nomade) la plus ancienne, datée avec fiabilité entre 1,2 et 1,1 Ma. (Cauche, 2022). Plus proche de la Montagne de Reims, des gisements de bifaces acheuléens remaniés dans les terrasses de la vallée de la Somme sont datés de 550 000 ans (Antoine *et al.*, 2016).

L'ensemble des traces archéologiques du Paléolithique inférieur concernent des habitats temporaires (campements), des outils en silex et des traces de boucherie liées à la consommation de grands mammifères (Gomez Pardo, 2022). Même si l'Homme semble présent dans toutes les régions de France à partir du MIS 11 (424 000 ~ 374 000 ans), avec une réduction des populations durant les périodes glaciaires (Djindjian, 2018), aucun site de cette époque n'est connu dans les environs directs de la Montagne de Reims.

- Le Paléolithique moyen (- 350 000 à - 45 000 ans) en France

Le Paléolithique moyen est marqué par l'apparition de rites funéraires et de pratiques artistiques. Le site de la Chapelle-aux-Saints présente par exemple une fosse empierrée et une fosse recouverte d'une dalle monolithique. Les défunts peuvent être accompagnés d'ossements ou de fleurs. Les premières grottes ornées et les premières flûtes apparaissent également à cette époque. Alors que la Dordogne atteste de la plus grande concentration de sites paléo-

mésolithiques, la région de la Montagne de Reims comporte deux sites répertoriés au sein des communes de Belleville-sur-Meuse à 100 km à l'est du PNR Montagne de Reims et Noyon à 80 km au nord-ouest du PNR (Auguste *et al.*, 2018).

- Le Paléolithique supérieur (de - 45 000 à - 10 000 ans) en France (Montoya *et al.*, 2020)

Cette période est marquée par la disparition d'*Homo neanderthalensis* et la progression d'*Homo sapiens*, ainsi que par une grande diversification, complexification et spécialisation des outils. Ces derniers ne sont plus seulement en silex, mais aussi en bois, en os et en ivoire. L'art se développe par ailleurs, comme l'attestent la complexification des peintures et le développement des parures et de la sculpture.

La fin du Paléolithique est marquée par un réchauffement climatique d'une dizaine de degrés, la montée des eaux conduisant à la formation de la Manche et la disparition des grands mammifères (*e.g.*, mammoth, rhinocéros, renne, bison) du territoire français actuel. Ces phénomènes sont concomitants avec la raréfaction de l'art pariétal. Les inhumations sont de plus en plus nombreuses, généralement en tombes individuelles et accompagnées d'offrandes.

Le site de Chézy-sur-Marne, situé à 29 km en aval du PNR sur la Marne, constitue le site le plus proche de la Montagne de Reims. Ce dernier est occupé lors du Dernier Maximum Glaciaire (DMG ; 19 ~ 17,5 ka BP) par un campement de plein air, périodique, organisé autour d'un foyer présentant de nombreux restes d'animaux chassés, de traces d'industrie lithique liée à l'exploitation des ressources animales secondaire (bois, os, peaux) et des parures de coquillages. Il permet d'envisager la potentielle existence de sites du Paléolithique supérieur dans la vallée de la Marne, au droit de la Montagne de Reims.

- Le Mésolithique (10 000 à 5 000 ans av. J.-C.) en France

Les changements climatiques de la fin du Paléolithique supérieur initient un changement faunistique (croissance du petit gibier au détriment des grands mammifères) et floristiques notables (disparition des biomes steppiques, émergence des forêts tempérées). Ces bouleversements écologiques poussent au perfectionnement des outils, comme l'arc, pour chasser des animaux plus petits et dispersés. Les Hommes, toujours nomades, produisent des habitats temporaires et des enclos (Gomez Pardo, 2022). Fère-en-Tardenois à 15 km du PNR Montagne de Reims, et plus généralement le secteur du Tardenois, regroupe l'une des plus grandes concentrations en microlithes connues, essentiellement représentés par des pointes de

flèches (Rozoy, 1994). Il existe un habitat réputé du Mésolithique en Montagne de Reims sur la commune de Vrigny au lieu-dit *Les Robogniers* (Fig. 1.26 ; Tab. 1.1).

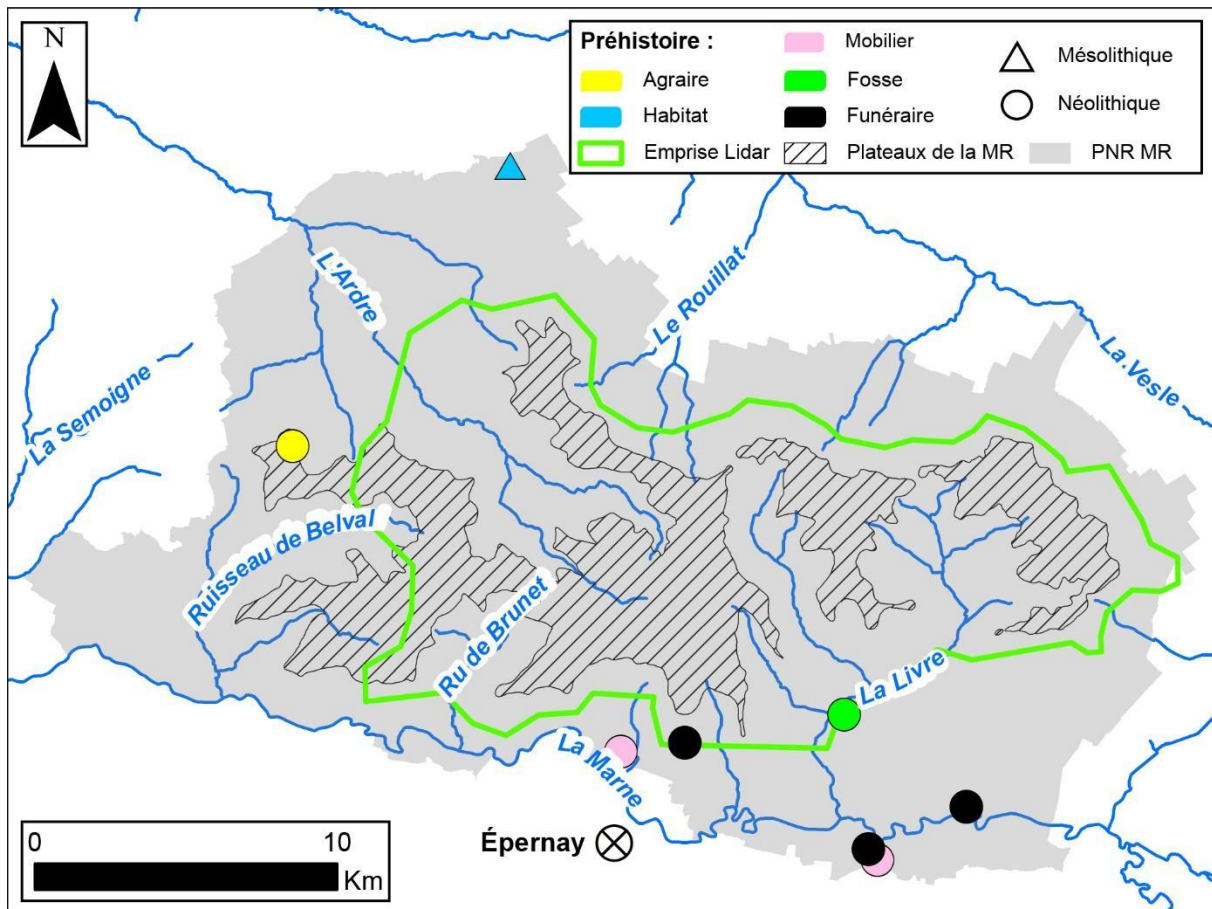


Fig. 1.26 : Sites archéologiques préhistoriques du PNR Montagne de Reims inventoriés par la CAG (données : Chossenot, 2004).

- Le Néolithique (6000 à 2200 av. J.-C. ; Demoule, 2007)

En France, la néolithisation arrive en 6 000 av. J.-C. par la Méditerranée occidentale *via* la voie maritime depuis le Proche-Orient, en remontant progressivement vers le Rhône. Les populations du Bassin parisien subissent les transformations propres au Néolithique vers -5400, *via* le Danube et le Rhin. Cette période se caractérise par des habitats légèrement trapézoïdaux et allongés, et des vases rubanés donnant leur nom à la culture dite « rubanée », dont 50 sites ont été trouvés dans le Bassin parisien.

La néolithisation apporte les premiers défrichements, l'invention de l'élevage (cerfs, chevreuils, sangliers, aurochs, castors) et des premiers outils utilisés pour l'agriculture et le bûcheronnage (*e.g.*, herminettes, faucilles, haches). L'occupation humaine, plus importante qu'au Mésolithique, se distingue dans l'est du bassin de Paris par des vestiges de la culture rubanée

(5800 à 4600 av. J.-C.). Cette culture, reconnaissable également par ses sépultures, laisse ensuite la place à la culture Cerny (4700 à 4300 av. J.-C.), développant de plus vastes camps, de l'élevage de grand bétail (*e.g.*, bœuf) et des monuments funéraires. Entre 4300 et 3500 av. J.-C., la civilisation Michelsberg domine la région dans laquelle s'intègre la Montagne de Reims. Les populations situées dans l'emprise actuelle de la France métropolitaine, bénéficiant de l'augmentation des moyens de production et d'échange, sont à l'origine de la construction de grandes enceintes composées de fossés et de palissades. Ces constructions font partie des traces morphologiques les plus anciennes qu'il est possible de distinguer grâce au LiDAR (*e.g.*, forêt de Fresnicourt-le-Dolmen, Pas-de-Calais ; ONF, 2019). De 3500 à 2500 av. J.-C. enfin, les cultures dites de la Seine-Oise-Marne se caractérisent par des céramiques grossières et des inhumations collectives dans des sites d'allées couvertes.

Type de découverte classifié par grande période historique	Effectif des découvertes	Type de découverte classifié par période historique fine	Effectif des découvertes
Préhistoire	11	Mésolithique	1
Fosse	1	Habitat	1
Habitat	2	Néolithique	10
Mégalithe	1	Fosse	1
Silos	1	Habitat	1
Structure funéraire	3	Mégalithe	1
Dépôt de mobilier	3	Silos	1
		Structure funéraire	3
		Dépôt de mobilier	3

Tab. 1.1 : Découvertes archéologiques préhistoriques mentionnées dans la CAG (données : Chossenot, 2004).

Le site néolithique le plus documenté à proximité de la Montagne de Reims est le Marais de Saint-Gond, avec près de 300 entités inventoriées sur cette période. Un ensemble de sites complets temporellement et thématiquement de l'occupation Néolithique, s'inscrivant sur les marges du marais, permet d'avoir un aperçu du potentiel de détection pour cette période. S'agissant des aménagements souterrains, alors que les hypogées ne sont pas visibles (sauf effondrement), la présence d'allées couvertes mégalithiques, souvent associées à des tumuli, peut parfois être détectée au LiDAR (*e.g.*, la nécropole de tumulus de Morville-sur-Nied ; Georges-Leroy et Viller, 2016). En surface, l'exploitation minière de silex est possiblement décelable, car induisant une extraction en puits (2,5 m de diamètre, jusqu'à 7 m de profondeur, Demoule, 2007), en tranchées mesurant jusqu'à plus de 10 m, et en affleurements. Les

constructions remarquables sont notamment composées d'habitats longs d'une trentaine de mètres, légèrement trapézoïdaux, reconnaissables à l'alignement de trous de poteaux bordés d'un fossé extérieur. Enfin, les menhirs et des polissoirs, visibles car d'envergure métrique à plurimétrique, sont toutefois difficilement identifiables en l'absence de caractéristiques morphométriques et d'organisations spatiales particulières.

En ce qui concerne le PNR Montagne de Reims, huit sites néolithiques ont été référencés en dehors de l'emprise LiDAR Montagne de Reims, dont six se situent au sein de la vallée de la Marne (Fig. 1.26 ; Tab. 1.1). Ils correspondent à des structures funéraires, des silos et des dépôts de mobiliers très peu morphogènes. Bien que non mentionnée dans l'inventaire de David (2019), la proximité géologique entre la Brie (Marais de Saint-Gond) et la Montagne de Reims n'exclut pas la présence de sites néolithiques détectables.

1.3.2 Protohistoire ou Âge des métaux (2500 à 27 av. J.-C.)

- En France (Gomez Pardo, 2022)

Le Chalcolithique (2500 à 2300 av. J.-C.) :

L'Âge du Cuivre, ou Chalcolithique, est le premier âge des métaux en France. Cette période est marquée par un effondrement de la population, qui se traduit par une division par 20 des sites d'habitats et de cultures répertoriés. L'origine, incertaine, pourrait être liée à des conflits tribaux, un effet climatique, une maladie, une crise écologique, voire à la conjonction de plusieurs causes. Les modalités de peuplement et les structures associées retrouvées dans le Bassin parisien restent relativement similaires à celles de la fin du Néolithique. L'absence de production directe au nord de la Loire suggère que l'industrie du cuivre reste circonscrite au sud de la France. La découverte de bijoux, accessoires et outils en cuivre dans le Bassin parisien met ainsi en évidence l'existence de routes commerciales.

L'âge du Bronze (2300 à 800 av. J.-C.) :

La métallurgie du bronze apparaît vers 2300 av. J.-C. dans le sud de la France, et durant le Bronze moyen dans le nord, grâce à l'alliage de cuivre (90 %) et d'étain (10 %). Cette période se divise en trois sous-périodes que sont le Bronze ancien (2300 à 1600 av. J.-C.), le Bronze moyen (de 1600 à 1400 av. J.-C.) et le Bronze final (de 1400 à 800 av. J.-C.). Durant tout le

Bronze ancien, l'étain, importé de périmètres extra-régionaux, constitue l'un des matériaux des routes commerciales de l'époque.

Au cours de l'âge du Bronze, le climat subit de fortes variations responsables d'une déprise agricole et d'une augmentation de la pratique de la chasse. En parallèle, le cheval est domestiqué et l'élevage s'intensifie. De nombreux accessoires et bijoux apparaissent et les techniques d'inhumation évoluent avec l'usage croissant de l'incinération, qui convertit les allées couvertes en champs d'urnes. Les tumuli restent très courants à cette époque, notamment en Bretagne où ces derniers prennent des formes monumentales pour des sépultures de plus en plus individuelles. Cette évolution est symptomatique de l'émergence des premières formes d'individualisme. Au cours de cette mutation sociétale majeure, l'individu prend de fait une place croissante, la notion de succession se met en place, et les symboles de pouvoir augmentent avec l'accumulation d'objets en cuivre et d'objets exotiques (*e.g.*, perles de verre, parures, armes d'apparat).

L'Âge du Fer (800 à 52 av. J.-C.) :

L'Âge du Fer est divisé en deux périodes (I et II) qui correspondent respectivement à la culture Hallstatt et la culture Tène. À partir du début du I^{er} siècle avant notre ère, les qualités de résistance et de disponibilité géologique du fer sont découvertes. Ce métal remplace progressivement le bronze, dont l'économie décline, dans la production d'outils et d'armes. La circulation des matériaux et des hommes dans la Gaule atteste d'un réseau de communication élaboré. Ces développements technologiques sont le corollaire d'une complexification de l'art (motifs zoomorphes) et des structures sociales, induisant l'émergence d'élites dirigeantes et la centralisation croissante du pouvoir. Il existe des villages, fortifiés ou non par des fossés ou des palissades, ou placés sur des talus. Ils contiennent plusieurs maisons dédiées aux différentes activités de l'époque et ils sont associés notamment à des ateliers artisanaux spécialisés, des lieux de stockage, des fosses de déchets et des lieux de cérémonies.

- Dans la Marne

L'âge du Bronze (2300 à 800 av. J.-C.) :

Alors que le Chalcolithique (2500 à 2300 av. J.-C.) n'a pas laissé de sites reconnus, le Bronze ancien et le Bronze moyen n'ont laissé que quelques dépôts d'objets. Outre la réutilisation ponctuelle de nécropoles néolithiques, ces découvertes sont insuffisantes pour affirmer la

présence de populations dans cette région, car elles ne permettent d'identifier aucun site, habitat ou atelier (Nallier, 2004).

En revanche, de nombreux sites datant du Bronze final y ont été découverts. Parmi ces sites, il existe de nombreux sites d'habitats visibles qui présentent une morphologie connexe à la forme des habitats néolithiques (*i.e.*, présence de trous de poteaux alignés pour constituer des habitats allongés délimités par un fossé latéral ; Fig. 1.27 ; Lambot, 1996). Les sites funéraires correspondent à des tumuli recouvrant des urnes (traitement des morts par incinération). Après leur arasement, les tumuli apparaissent dans le paysage agraire sous une forme d'enclos, circulaires et allongés caractéristiques du Bronze final, et largement détectables dans la Marne (Fig. 1.28). Leur datation est permise grâce au mobilier (céramiques, métalliques). L'association de leur répartition spatiale et de modes d'occupation du sol permet de supputer l'existence de petites unités agricoles aux abords de la Montagne de Reims à cette époque (Lambot, 1996). En dehors des inhumations, aucun mobilier métallique n'a, à ce titre, été retrouvé en lien avec des sites de production ou d'utilisation.

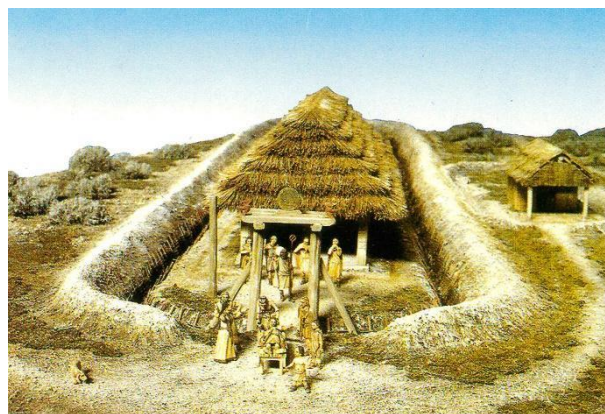


Fig. 1.27 : Maquette d'un habitat du bronze final d'Acy-Romance (Lambot, 1996).

Cette période a largement été documentée dans la Marne au droit du Marais de Saint-Gond. De même que pour la période Néolithique, ce milieu palustre propose un précieux échantillon des structures de l'époque, et de leur propension à être détectées. Les recherches pédestres, effectuées à la sonde en Champagne, révèlent les structures en creux dont la forme varie selon la fonction (silo, foyer, four, habitat). C'est par exemple le cas des habitats dont les fosses peuvent prendre un certain nombre de profils (tronconique, en bouteille, triflée, polylobée, *etc.* ; Nallier, 2004). Depuis la seconde moitié du XX^e siècle, les prospections aériennes permettent la détection de certaines structures, dont la présence dans les sols modifie localement l'humidité, voire la pousse végétale en surface (indices phytographiques ; Lambot, 1996). Des

nécropoles ont ainsi été mises au jour, reconnaissables par la présence d'enclos circulaires de grande taille, rattachées à des sites d'inhumation, et dans une moindre mesure à des habitats. L'étude de ces sites confirme les observations régionales (peu de mobilier, majoritairement en céramique). Enfin, les fouilles apportent davantage d'informations sur les matériaux de construction des habitats et sur les rares activités artisanales de cette époque (*e.g.*, filage ; Charpy, 2022).

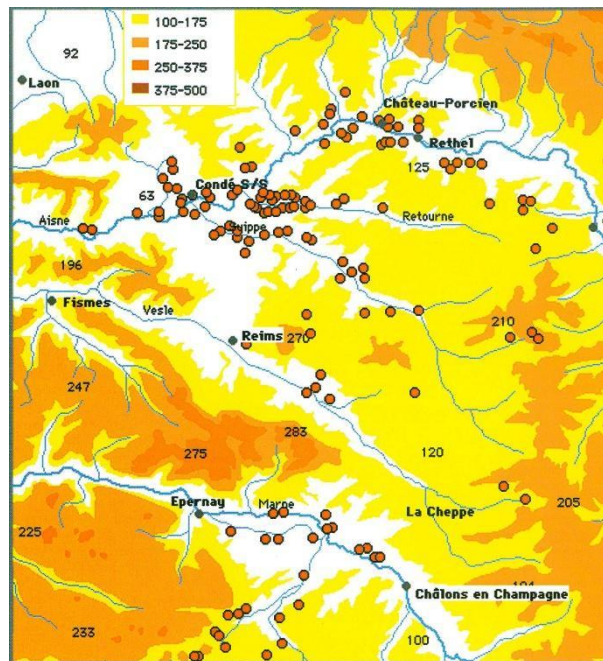


Fig. 1.28 : Carte de répartition des sites à enclos circulaires et allongés de l'Âge du Bronze final. Un point représente un groupe d'enclos (Lambot, 1996).

L'âge du Fer (800 à 52 av. J.-C.) :

Les habitats champenois de l'Âge du Fer, essentiellement tournés vers l'agriculture et l'élevage, correspondent à des villages plus élaborés, tant par leur morphologie plus complexe, que par leur superficie croissante (Fig. 1.29). Ils s'organisent en un espace dédié à des habitations (*habitat stricto sensu*, dépendances) alignées et desservies par un réseau de chemins, et en un espace voué à l'entrepôt de denrées agricoles (silos semi-enterrés).

L'activité industrielle du Bassin parisien est largement représentée par les ateliers de potiers produisant des objets du quotidien retrouvés en grand nombre. Aucun atelier de production ou de traitement du fer n'a été officiellement détecté (Charpy, 2004). Un faisceau d'indices amène néanmoins à suggérer leur existence : scories, laitiers de fonte, fosses d'extraction, ferriers, lingots (Étoges, Saint-Imoges).



Fig. 1.29 : Village de la plaine céréalière crayeuse au premier Âge du Fer (maquette du musée d'Épernay, cl. : Alain Devos, 2023).

La majorité des sépultures se regroupent désormais dans des cimetières, dans des fosses taillées dans le substrat pour contenir le mort et ses offrandes (standardisées selon le genre et l'époque), de superficie et de durée d'occupation variables. Dans la première partie de l'Âge du Fer, les morts importants sont placés au centre d'un enclos circulaire recouvert d'un tumulus puis, plus tardivement, dans des enclos carrés surmontés par un édifice en bois. Certains individus éminents peuvent bénéficier d'une inhumation exceptionnelle intégrant une tombe à char, tel que découvert à plusieurs reprises entre la Marne et l'Aisne (Charpy, 2004). Cette dernière période voit aussi s'installer l'incinération comme pratique funéraire majoritaire.

L'occupation humaine est discontinue au nord de la Marne avec une installation humaine qui s'accroît vers la fin du VI^e siècle av. J.-C., pour décroître au V^e siècle av. J.-C. du fait d'un mouvement migratoire en direction de la péninsule italienne. Jusqu'à la moitié du IV^e siècle av. J.-C., l'occupation humaine, qui semble se limiter au Marais de Saint-Gond et au secteur de Suippes, est dynamisée par une immigration provenant la vallée de la Seine (Charpy, 2022b). Au II^e siècle av. J.-C., une immigration outre-rhénane est également avérée. Elle s'accompagne d'un commerce actif avec le nord de l'Italie et de l'adoption de la monnaie par les Rèmes qui feront partie des premiers peuples de la Gaule Belgique à en émettre (Fig. 1.30 ; Charpy, 2004 ; Lambot, 1996).

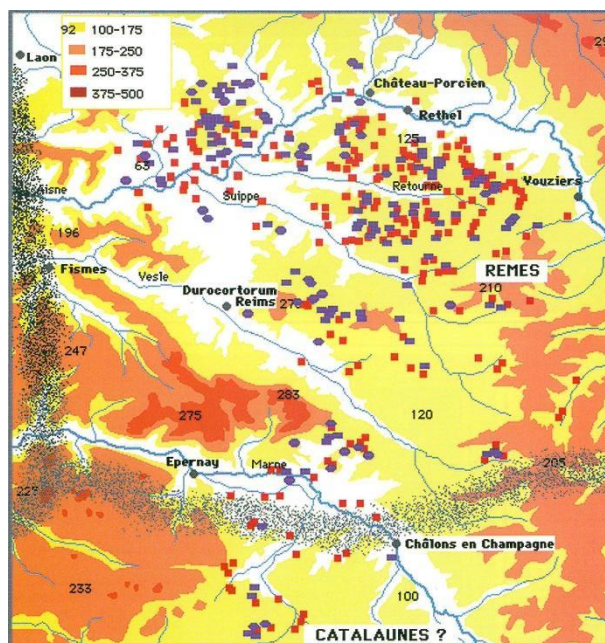


Fig. 1.30 : Sites Gaulois entre 200 et 50 av. J.-C. (Lambot, 1996).

Carrés rouges : nécropoles ; Rectangles et ovales violets : établissements ruraux ; En ligne de points noirs : limites entre les groupes gaulois.

- En Montagne de Reims

L'âge du Bronze commence ici à partir de 1850 av. J.-C. avec l'apparition de la métallurgie du bronze. Tout comme celui-ci, l'âge du fer (apparition de la métallurgie du fer) n'apporte aucune modification importante dans les structures du paysage (André, 1985).

L'emprise du PNR Montagne de Reims comporte 61 sites localisés précisément datant de l'Âge des Métaux sur 77, dont 8 sont attribués à l'Âge du Bronze, et 24 à l'Âge du Fer (Fig. 1.31 ; Tab. 1.2). Ils sont affiliés à de l'habitat (n = 8), de la voirie (n = 4), des fosses (n = 11), des dépôts de mobilier (n = 5), des structures agraires (n = 17), des structures funéraires (n = 15) et un atelier métallurgique.

Un site complet d'habitat a notamment été retrouvé dans la vallée de la Marne, au droit d'une île formée en aval de la confluence avec la Livre. Il se traduit par près de 200 structures excavées et de nombreux mobiliers qui constituent la seule trace absolue attestant d'une occupation sédentaire à l'Âge du bronze.

A priori, les données LiDAR ne permettent pas la détection claire des sites de l'Âge des Métaux du secteur de la Montagne de Reims. Les cinq types de sites compris dans l'emprise LIDAR n'ont ainsi pas été détectés lors de l'interprétation des données microtopographiques, à savoir deux structures agraires (un enclos et un silo) repérées par prospection aérienne en Champagne

céréalicole, quatre structures funéraires mis au jour lors de travaux (extraction de matériaux et terrassement), trois éléments de voirie correspondant vraisemblablement au tracé d'un chemin actuel largement remanié (« le Cheminet »), ainsi que l'atelier métallurgique (laitiers de fonderie). Il en est de même pour un site d'habitat qui prend la forme d'une fosse polylobée comportant un foyer d'habitat. En revanche, certaines structures comme les tumuli, les remparts de village et les fossés d'habitation ont déjà pu être reconnus au LiDAR (Németh,2020) et sont reconnues en fouille dans la Marne (Chossenot, 2004).

Cet inventaire local corrobore globalement les observations constatées régionalement. L'occupation humaine est majoritairement représentée par des sites d'habitat et des nécropoles associées à une activité agricole de fond de vallée.

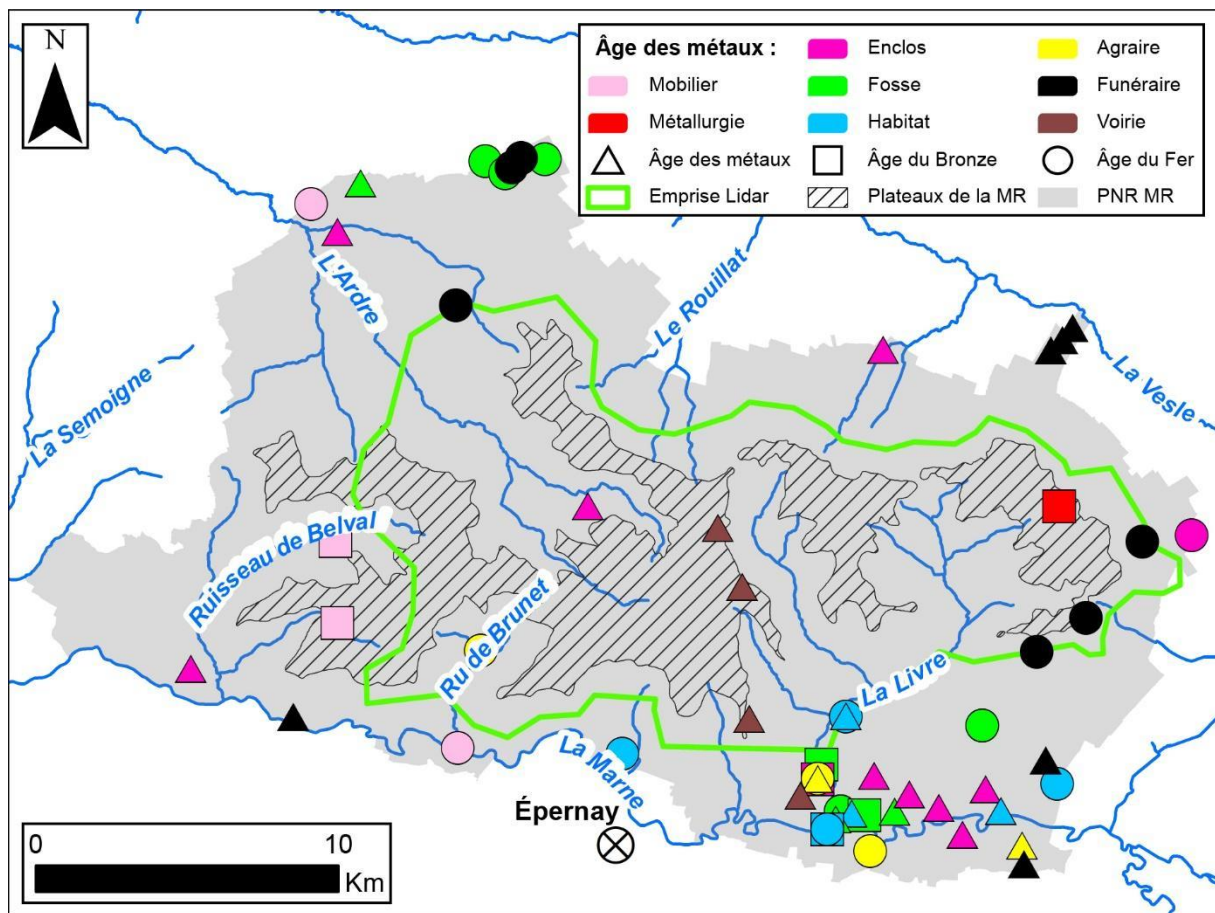


Fig. 1.31 : Sites archéologiques du PNR Montagne de Reims datant de l'Âge des métaux inventoriés par la CAG (données : Chossenot, 2004).

Type de découverte classifié par grande période historique	Effectif des découvertes	Type de découverte classifié par période historique fine	Effectif des découvertes	Type de découverte sans classification fine de la par grande période historique	Effectif des découvertes
Âge des métaux	77	Âge du Bronze	8	Âge des métaux	30
Atelier métallurgique	1	Atelier métallurgique	1	Enclos	9
Dépôt monétaire	2	Enclos	1	Fosse	3
Dépotoire	1	Fosse	2	Habitat	3
Enclos	11	Habitat	1	Silos	1
Fosse	10	Dépôt de mobilier	3	Structure agraire	1
Habitat	7	Âge du Fer	39	Structure funéraire	8
Mardelle	1	Dépôt monétaire	2	Villa_Ferme	1
Silos	3	Dépotoire	1	Voirie	4
Structure agraire	1	Enclos	1		
Structure funéraire	22	Fosse	5		
Structure urbaine	1	Habitat	3		
Villa_Ferme	2	Mardelle	1		
Voirie	4	Silos	2		
Dépôt de mobilier	11	Structure funéraire	14		
		Structure urbaine	1		
		Villa_Ferme	1		
		Dépôt de mobilier	8		

Tab. 1.2 : Découvertes archéologiques de l'Âge des métaux mentionnés dans la CAG (données : Chossenot, 2004).

1.3.3 Antiquité romaine (27 av. J.-C. à 476)

Durant la période gallo-romaine, l'exploitation des massifs forestiers est accentuée avec le développement de la culture de la vigne apportée par les romains avec les forges, les verreries, la fabrication de la résine et de la poix, la construction des villes, de ponts et de thermes chauffées au bois. Les romains ont également créé des chemins dans les forêts de la Montagne de Reims dont les traces sont encore visibles et parfois répertoriées dans la CAG, à l'instar du « Cheminet » entre Mutigny et Montchenot (André, 1985).

Les vallées constituent les zones les plus densément peuplées. Il s'agit régionalement des vallées de l'Aisne et de la Marne, comme le suggèrent les grandes concentrations de tombes à char (Martin, 2004). Cette hypothèse ressort également dans l'inventaire des sites de la CAG, sur lequel apparaissent cinq pôles distincts d'occupation dans la vallée de la Marne (Fig. 1.32).

Alors que généralement l'implantation des sites funéraires, symptomatiques d'une forme de compétition dans l'appropriation des territoires, est réalisée loin des cours d'eau, dans des vallons secs ou en position d'interfluve (Martin, 2004), de nombreuses nécropoles et sépultures ont été découvertes à proximité de la Marne et de ses affluents (Fig. 1.32).

Les prospections aériennes identifient de nombreuses structures de cette période dans la vallée de la Marne. Ces dernières, plus rectilignes et d'organisation polygonale, sont associées à de nombreux axes de communication (Lambot, 1996).

Concernant l'emprise du LIDAR Montagne de Reims, 121 découvertes antiques sont localisées pour un total de 146 références (Fig. 1.32 ; Tab. 1.3). Une concentration élevée de découvertes archéologiques se détache dans l'extrémité méridionale du plateau de Saint-Basle, dont quatre sites d'habitats et deux sites métallurgiques. D'autres découvertes plus ponctuelles émaillent le massif, dans la vallée de l'Ardre, en amont du ruisseau de Belval, ainsi qu'au niveau de la voie du Cheminet, au centre. La proximité des limites du territoire des Rèmes suppose l'existence d'oppida, dont aucune trace ne nous est parvenue. La voie Soissons-Troyes (Valette, 2004) ressort enfin par l'existence de nombreuses découvertes relatives à la voirie, réparties parallèlement au talus de la Montagne de Reims.

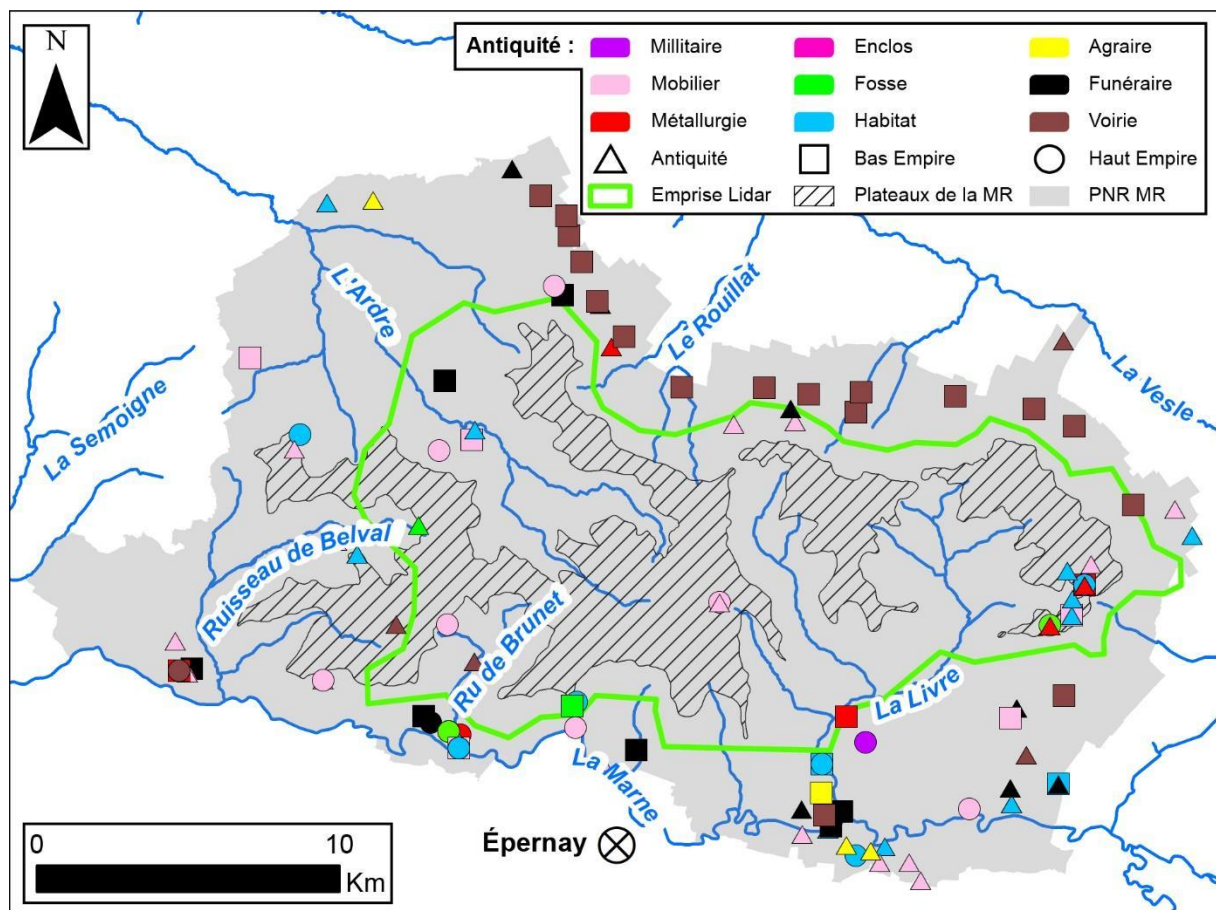


Fig. 1.32 : Sites archéologiques antiques du PNR Montagne de Reims inventoriés par la CAG (données : Chossenot, 2004).

Type de découverte classifié par grande période historique	Effectif des découvertes	Type de découverte classifié par période historique fine	Effectif des découvertes	Type de découverte sans classification fine de la par grande période historique	Effectif des découvertes
Antiquité romaine	146	Bas Empire	44	Antiquité romaine	65
Atelier argile	12	Atelier argile	3	Atelier argile	3
Atelier métallurgique	2	Dépôt monétaire	4	Atelier métallurgique	1
Atelier monétaire	2	Dépôtoire	1	Atelier monétaire	1
Atelier textile	1	Habitat	3	Atelier textile	1
Dépôt monétaire	15	Structure funéraire	9	Dépôt monétaire	6
Dépôtoire	5	Structure urbaine	1	Dépôtoire	1
Édifice public	1	Villa	2	Édifice public	1
Édifice religieux	1	Voirie	17	Extraction	1
Extraction	1	Dépôt de mobilier	4	Fosse	1
Fosse	1	Haut Empire	37	Habitat	11
Habitat	20	Atelier argile	6	Structure agraire	1
Souterrain	1	Atelier métallurgique	1	Structure funéraire	9
Structure agraire	1	Atelier monétaire	1	Villa	2
Structure funéraire	20	Dépôt monétaire	5	Voirie	5
Structure militaire	1	Dépôtoire	3	Dépôt de mobilier	21
Structure urbaine	1	Édifice religieux	1		
Villa	4	Habitat	6		
Voirie	23	Souterrain	1		
Dépôt de mobilier	34	Structure funéraire	2		
		Structure militaire	1		
		Voirie	1		
		Dépôt de mobilier	9		

Tab. 1.3 : Découvertes archéologiques antiques mentionnées dans la CAG (données : Chossenot, 2004).

1.3.4 Moyen Âge (de 476 à 1492)

Au cours du haut Moyen Âge, les forêts appartiennent au roi et aux seigneurs, les paysans ne détenant que des petites parcelles. Les populations rurales s'implantent davantage au cœur et en lisière des forêts, et les premiers monastères sont construits dès le milieu du VI^e siècle. Le développement des seigneuries laïques et ecclésiastiques influence directement le rapport des populations à la forêt, comme l'image la Montagne de Reims (André, 1985). L'essor économique et démographique implique le défrichement de grandes surfaces forestières, au profit d'une extension des surfaces agricoles (Gomez Pardo, 2022).

Beaucoup de villages, hameaux et exploitations ont été créés par les moines et les seigneurs en Champagne sur la période XI-XII^e siècles (Chossenot, 2004). La plupart des villages de la Montagne de Reims se mettent ainsi en place à cette époque, dont plusieurs villages aujourd'hui disparus. Le XIV^e siècle est marqué par le début de la guerre de Cent ans (1337-1453), qui

provoque l'accumulation de ruines, ainsi que l'apparition de règlements forestiers (Matteoni, 2017).

Du V^e au début du XI^e siècle, la Montagne de Reims se trouve intégralement incluse dans différentes entités territoriales successives : le domaine gallo-romain, la Neustrie mérovingienne dès 486, l'Empire de Charlemagne des IX^e et X^e siècles, et les royaumes de France successifs après l'avènement de la dynastie capétienne (987 ; Mirot, 1947).

Le statut du territoire de la Montagne de Reims change notamment lorsque la formation du Comté de champagne définit la Montagne de Reims comme une position de frontière vis-à-vis de la seigneurie ecclésiastique de Reims (950). Cet état perdure jusqu'à l'intégration des deux entités au royaume de France vers 1361 (Bur, 1977).

L'inventaire de la CAG permet de localiser précisément 19 sites sur les 35 référencés (Fig. 1.33 ; Tab. 1.4). Il fait état d'une répartition spatiale régulière de découvertes médiévales dans l'emprise du PNR Montagne de Reims, datées principalement du haut Moyen Âge. Elles restent toutefois cantonnées aux talus et aux fonds de vallées, à l'exception de deux sites de mobiliers retrouvés de part et d'autre du système de plateau, ainsi que d'une structure non identifiée en amont du bassin-versant de l'Ardre. La majorité des structures sont de même décrites avec un vocabulaire général ne permettant pas de leur attribuer une fonction. La vingtaine de découvertes caractérisées concernent principalement des sites funéraires de la période alto-médiévale.

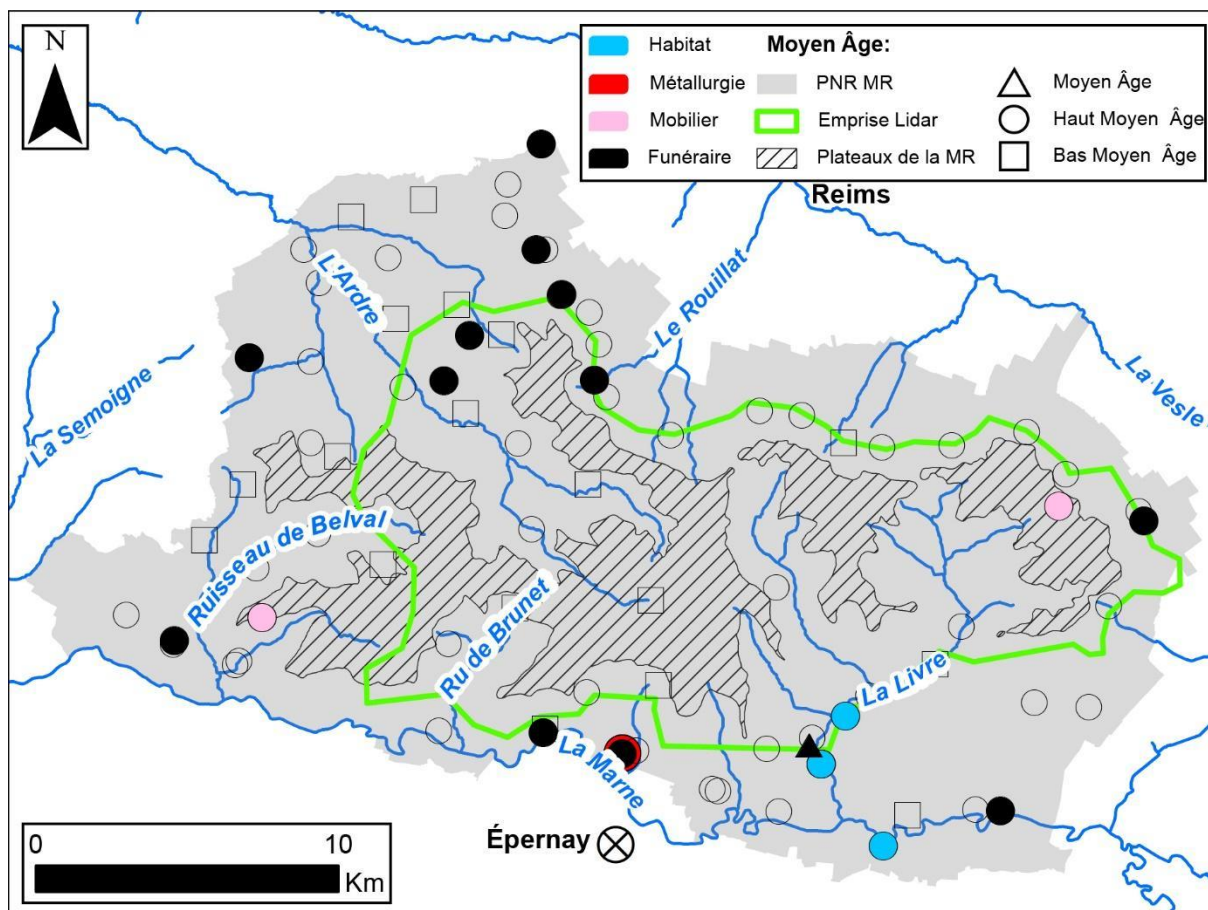


Fig. 1.33 : Sites archéologiques médiévaux du PNR Montagne de Reims inventoriés par la CAG (données : Chossenot, 2004).

Type de découverte classifié par grande période historique	Effectif des découvertes	Type de découverte classifié par période historique fine	Effectif des découvertes	Type de découverte sans classification fine de la par grande période historique	Effectif des découvertes
Moyen Age	35	Bas Moyen Age	1	Moyen Age	2
Atelier métallurgique	1	Dépôt de mobilier	1	Structure funéraire	1
Atelier monétaire	1	Haut Moyen Age	32	Dépôt de mobilier	1
Atelier textile	1	Atelier métallurgique	1		
Édifice religieux	1	Atelier monétaire	1		
Habitat	3	Atelier textile	1		
Structure funéraire	17	Édifice religieux	1		
Structure urbaine	1	Habitat	3		
Voirie	2	Structure funéraire	16		
Dépôt de mobilier	8	Structure urbaine	1		
Epoque moderne	0	Voirie	2		
		Dépôt de mobilier	6		

Tab. 1.4 : Découvertes archéologiques médiévales mentionnées dans la CAG (données : Chossenot, 2004).

1.3.5 Époque moderne (1492 à 1789)

L'Époque moderne s'inscrit dans le Petit Âge Glaciaire qui lui confère davantage de précipitations, de jours de neiges et de pondérations thermiques, ce qui engorge les sols hydromorphes et renforce la répulsivité des marais. Les guerres incessantes accélèrent la déprise des zones humides. Henri IV promulgue par édits royaux en 1599 et 1607 l'assèchement des marais jugés déserts, inhabités, et peu productifs. Le drainage des zones humides, considéré comme une affirmation du pouvoir royal, touche la France durant le XVII^e siècle (Morera, 2012). Dans la Montagne de Reims, la CAG ne couvrant pas cette période, la connaissance des hydrosystèmes mériterait un véritable travail en histoire. À ce titre, le LiDAR apporte des éléments de réponse à cette problématique.

Pour les XVII^e et XVIII^e, les cartes anciennes (Cassini, Plan de l'Ancien Régime) démontrent en revanche la présence de fermes, de briqueterie et de tuileries sur le rebord du plateau susceptible de perturber l'hydrosystème, en particulier par l'extraction de géomatériaux associée à leur fonctionnement ou leur construction.

1.3.6 Époque contemporaine (de 1789 à l'actuel)

Avant et durant la Révolution française, suite aux nombreuses famines, les défrichements ont repris afin d'étendre les exploitations. Les forêts contribuent grandement au développement de la briqueterie et des tuileries au XIX^e siècle qui participent également aux défrichements. Le charbon a ensuite remplacé le bois pour le chauffage et l'industrie (André, 1985). Le charbonnage en forêt, pour la fabrique du charbon de bois, cesse alors, mais est utilisé durant la Grande Guerre par les militaires.

L'assèchement des zones humides se renforce durant cette époque avec un arsenal de lois sur le drainage (1804, 1856), sur la mise en valeur des marais et des terres incultes (1857-1860), sur la police rurale et l'assèchement des mares (1898) et durant le XX^e siècle. Selon Derex (2001), l'apparition en Grande-Bretagne du drainage avec des conduits souterrains, popularisé en France vers 1853, inaugure une grande campagne de drainage. À cette époque, les réseaux de fossés existent, mais un constat d'inefficacité relative et le besoin perpétuel de curage est constaté sur ces ouvrages par rapport au drainage moderne.

Pour la Montagne de Reims, les informations sont pauvres et lacunaires concernant les opérations de drainage. En 1855, le chapitre de la cathédrale décide d'assainir les étangs du

château de Vernay en les asséchant (Eliciel, 1994). Au cours du XX^e siècle, la sylviculture semble remplacer l'activité piscicole. Des travaux sont réalisés pour drainer les eaux vers l'étang du Petit Maupas afin d'exploiter la forêt avec des essences nobles (Damagnez 2022).

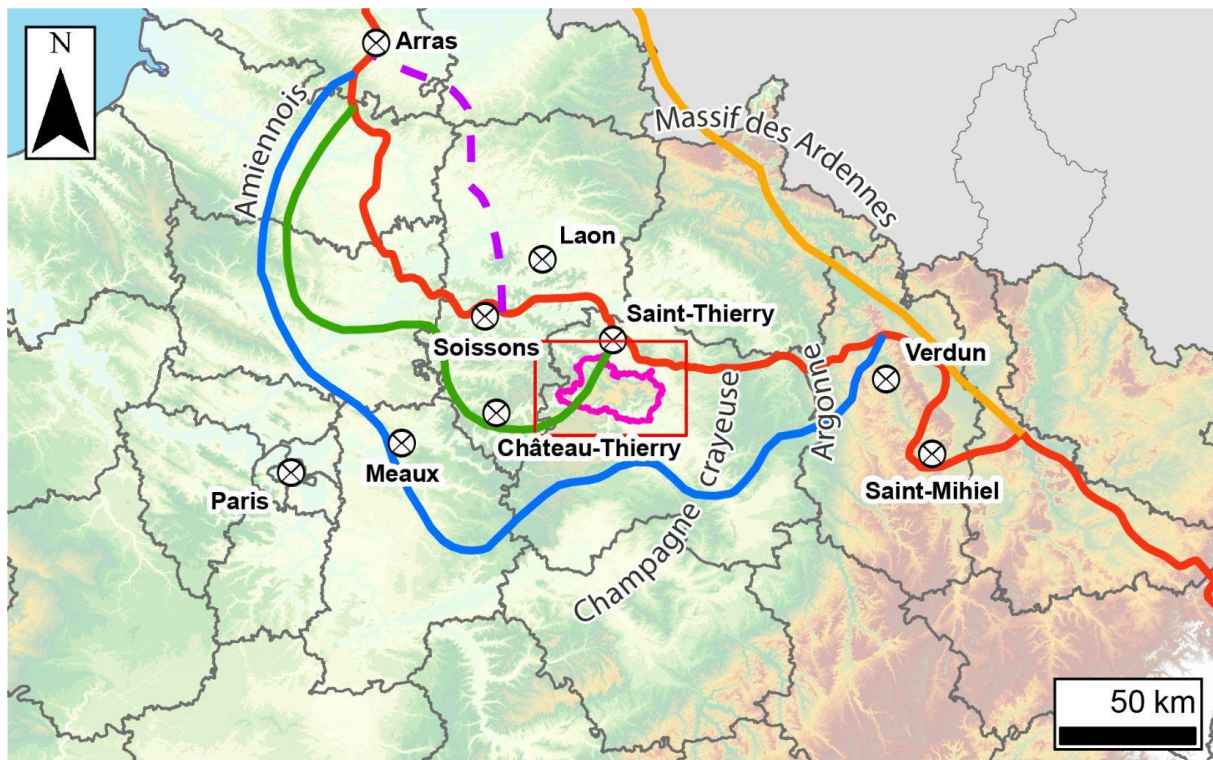
Le parc hydraulique atteint son maximum vers 1850 (Jacomy, 1990) mais connaît depuis une lente désaffection, voire des destructions dans le cadre des programmes de renaturation des cours d'eau des vingt dernières années.

Mais de nos jours et depuis les années 1970, les zones humides, par leurs fonctions écosystémiques, hydrologiques, paysagères et récréatives, sont protégées (convention RAMSAR en 1971, loi sur l'eau de 1992, plan national d'action sur les zones humides en 1995), ce qui se manifeste par les dispositifs réglementaires en Montagne de Reims (RBD).

La Montagne de Reims durant la Grande Guerre :

Les morphologies liées aux guerres (polémoformes) jouent un rôle sur les hydrosystèmes, car elles déterminent de nombreuses formes en creux formant des mares à forte valeur biologique.

La Grande Guerre est incontestablement morphogène avec ses polémoformes caractéristiques mises en évidence par le LiDAR en Argonne (Taborelli *et al.*, 2016), en Champagne (Taborelli *et al.*, 2017) ou à Verdun (De Matos-Machado, 2018). Si la guerre de mouvement reste moins morphogène d'août à septembre 1914, puis de mai 1918 à novembre 1918, la guerre de position a profondément marqué le paysage avec ses réseaux de défense (tranchées et boyaux), la bombturbation et la guerre des mines (Taborelli *et al.*, 2017). La présence et la typologie des polémoformes dépendent de la proximité à la ligne de front selon un gradient polémologique (De Matos-Machado, 2018) ainsi qu'en fonction de l'organisation spatiale des positions de défense (Taborelli, 2017 ; Taborelli *et al.*, 2018). Il convient donc de contextualiser la Montagne de Reims en fonction de la ligne de front, et selon le réseau de défense qui connaît des mutations corrélatives aux grandes offensives et aux changements stratégiques ou doctrinaires des armées (Devos *et al.*, 2015).

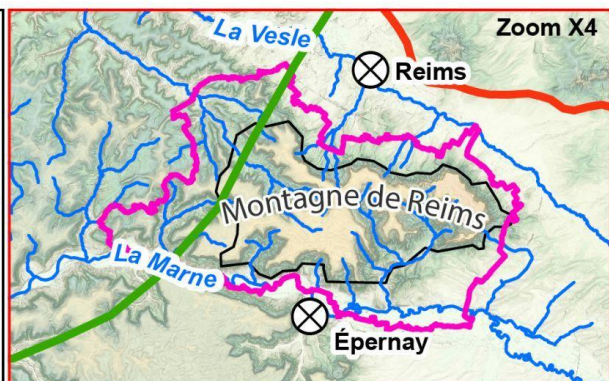


Evolution de la ligne de front durant la Grande Guerre

- Ligne de front en novembre 1914
- Ligne de front en septembre 1914
- Ligne de front en mars 1917
- Ligne de front en juillet 1918
- Ligne de front en novembre 1918

Habillage

- PNR Montagne de Reims
- ⊗ Commune repère
- Réseau hydrographique
- Emprise du survol LiDAR



Sources : Taborelli 2017, RGE Alti@ 75 m IGN

Fig. 1.35 : Évolution de la ligne de front de 1914 à 1918 (d'après Taborelli, 2017).

La Montagne de Reims s'inscrit dans un secteur relativement calme du front (Fig. 1.35 et Fig. 1.36). Au début du conflit, dans la guerre de mouvement, d'août à septembre 1914, elle échappe à la première bataille de la Marne, car les combats se concentrent dans les Marais de Saint-Gond (Damien *et al.*, 2018). La ville de Reims est déclarée ville ouverte et occupée par les

Allemands du 4 au 13 septembre 1914. Le front se stabilise en octobre 1914 en rive droite de la Vesle et se renforce par un épaississement et une densification des réseaux de défense jusqu'en 1918. La cartographie des réseaux de défense à partir de la digitalisation des tracés des tranchées et boyaux relevés sur les Plans directeurs des GCTA au 1/20 000 de 1918 (Taborelli, 2018) montre que la Montagne de Reims s'inscrit dans la 4^e position de défense française appelée « ligne des observatoires » car elle offre des vues panoramiques sur la zone de front. Située en arrière du front, entre 10 et 15 km du no man's land, seul son versant nord est creusé d'une position discontinue de tranchées et de rares boyaux. Les Allemands, en occupant les buttes-témoins et avant-buttes armées par les forts de la ceinture « Séré de Rivières » de Reims (Brimont, Nogent-L'Abbesse, Berru, Witry-lès-Reims) bénéficient comme les Alliés de remarquables sites d'observation pour le réglage d'artillerie. L'augmentation de l'efficacité des tirs entraîne un élargissement du réseau de défense bien plus épais dans le secteur de Reims qu'en Champagne ou en Argonne (Fig. 1.36 ; Devos, *et al.*, 2015 ; Taborelli, 2018).

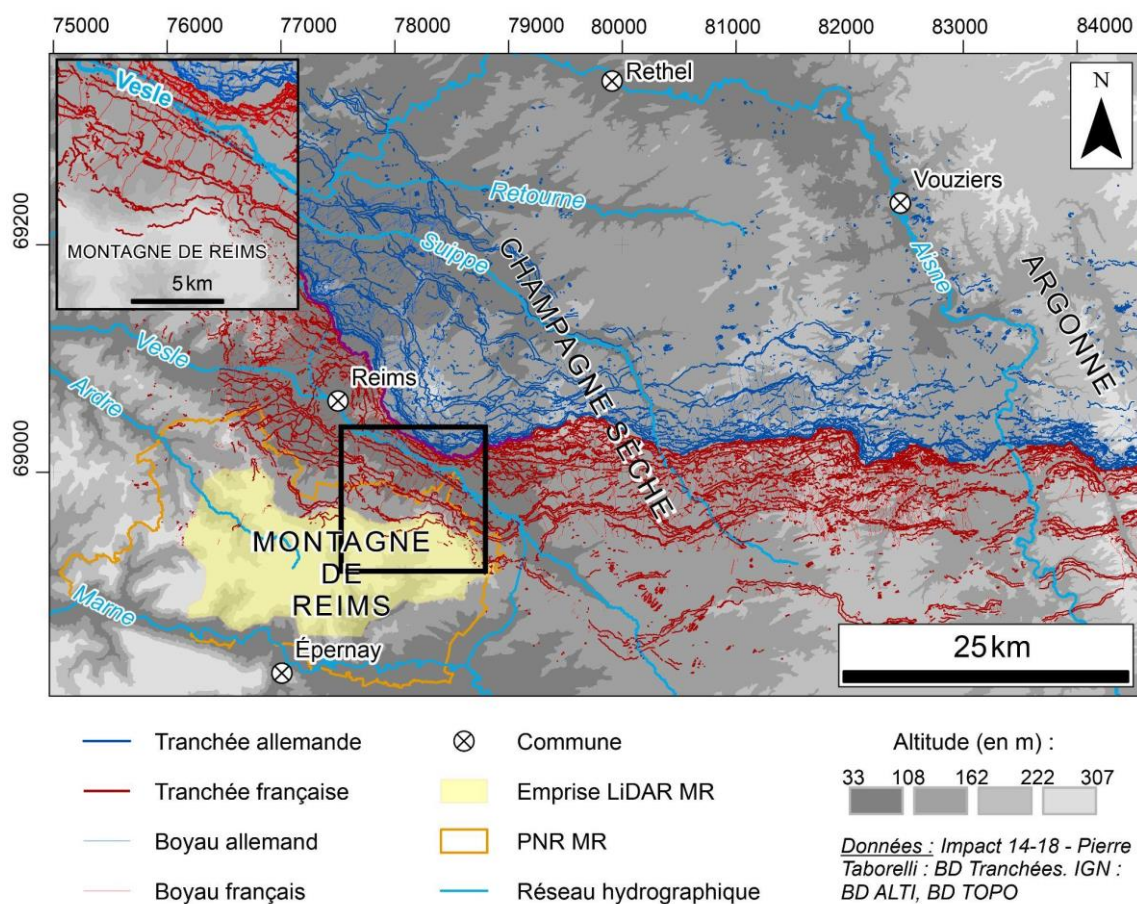


Fig. 1.36 : Carte des réseaux de défense de Champagne en 1918 (données : BD Tranchées, BD ALTI®, BD TOPO®).

Dans le cadre de l'offensive Nivelle sur le Chemin des Dames (16 avril 1917), la Montagne de Reims échappe à la bataille des Monts de Champagne du 17 avril au 9 mai 1917 qui permet la conquête du sommet et la prise de la première position allemande sans grande modification des réseaux de défense.

Il faut attendre l'offensive allemande « Blücher-York » du 27 mai au 3 juin 1918 pour intégrer la Montagne de Reims aux combats (Fig. 1.35). En effet, cette offensive, responsable de la poche de Château-Thierry, permet une percée au Chemin des Dames jusqu'à la Marne, déterminant une ligne de front d'orientation nord-est/sud-ouest qui traverse la partie occidentale de la Montagne de Reims, dans la Haute vallée de l'Ardre. Le changement d'orientation de la ligne de front se fait au niveau du verrou de Vrigny en limite de la zone LiDAR étudiée. Dès le 15 juillet 1918, la contre-offensive des Alliées pour réduire la poche de Château-Thierry avec le retour de la guerre de mouvement affecte la haute-vallée de l'Ardre en limite occidentale de l'emprise LiDAR.

Durant la Grande Guerre, la Montagne de Reims se situe donc surtout en position arrière, peu représentée par des polémiformes de combats (guerre des mines, bombturbation, tranchées, abris, *etc.*) mais surtout par des dispositifs de services, d'intendance, d'observation et des voies de communication. L'examen des documents d'archives au SHD et des plans directeurs des GCTA, et plus précisément de la carte des voies de communication et des services du 6^e Corps d'Armée (6 C.A.) du 1^{er} septembre 1918 le confirme (Fig. 1.37).

On y observe un stockage d'artillerie à Germaine et quatre dépôts de munitions d'artillerie lourde et de campagne (Presle, Croix Saint-Nicaise, Les 5 seigneurs, Le Rond Point), reliés par un réseau ferré à voie étroite (voie de 60 cm à traction mécanique) d'orientation est-ouest. Ce réseau, qui traverse la haute vallée de l'Ardre et les trois plateaux de la Montagne de Reims *via* le Craon de Ludes, croise les voies normales et civiles de Reims à Épernay (*via* le tunnel de Rilly) et le Chemin de Fer de la Banlieue de Reims (CBR) qui dessert le versant septentrional. Deux lignes alimentent la zone de front vers Reims et vers Sillery. L'ensemble est équipé de 35 gares de ravitaillement, intermédiaires ou de livraison et de routes entretenues par l'Armée. Cette logistique avec un centre de réparation d'artillerie à Saint-Imoges témoigne du rôle important de la Montagne de Reims dans le cadre des préparations des offensives et de la tenue du front.

Les plans directeurs des GCTA et les cartes allemandes de 1916 à 1918 montrent également la présence de positions d'Artillerie Lourde Voie ferrée (ALVF) et d'Artillerie Lourde à Grande

Puissance (ALGP) dont la localisation exacte reste lacunaire, et l’empreinte morphologique mal connue. L’approche LiDAR constitue un moyen de répondre à cette question.

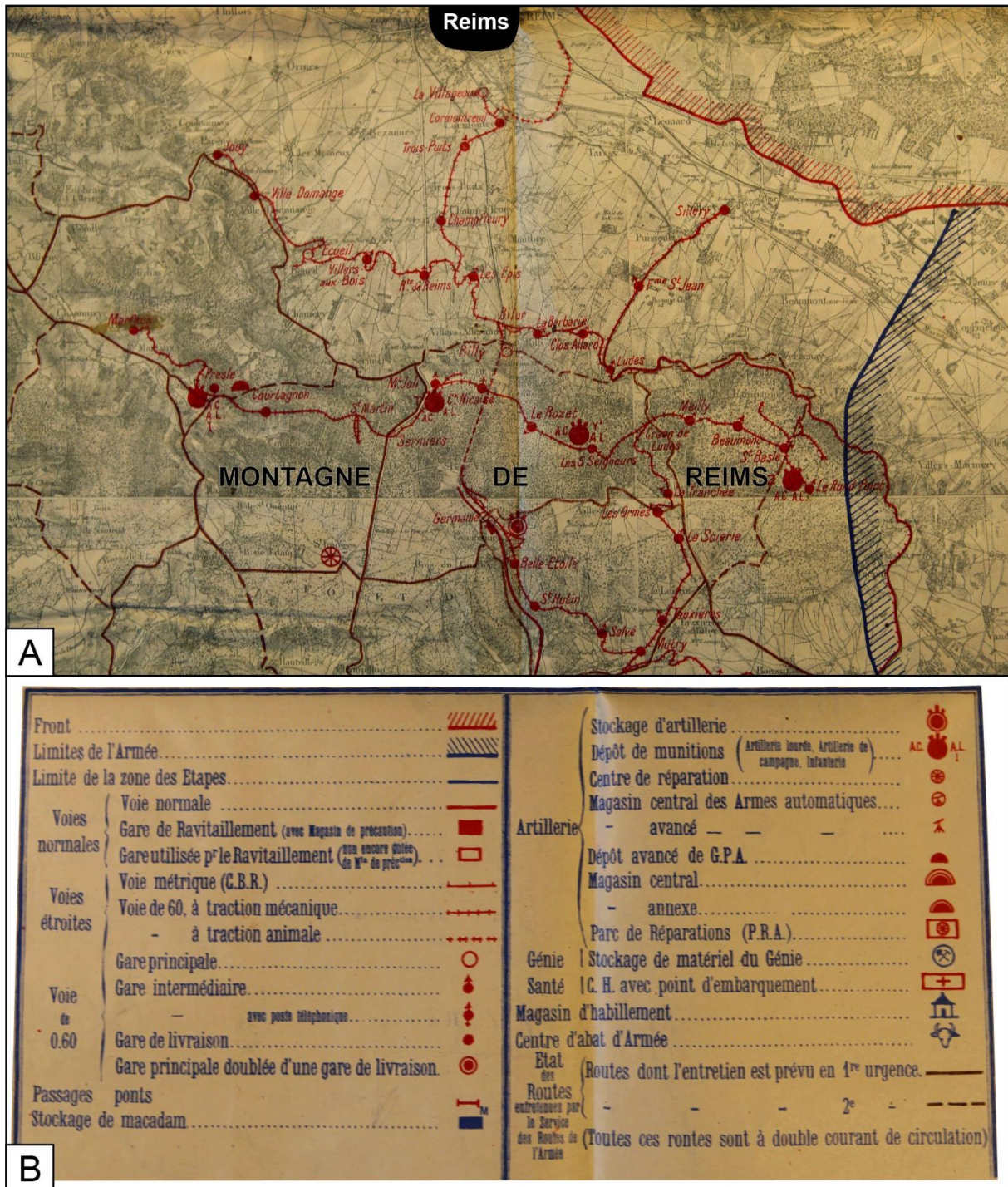


Fig. 1.37 : Carte des voies de communication et des services du 6^e Corps d'Armée (6 C.A.) du 1^{er} septembre 1918 (coll. privée).

Conclusion partielle de la partie 1.3

Cette étude des différentes périodes historique et préhistorique permet d'identifier les grandes occupations potentielles et effectives réalisées en Montagne de Reims depuis le DMG.

Tout d'abord les activités méso-néolithiques semblent laisser des traces uniquement taphonomiques. Bien qu'une occupation à cette époque soit possible en Montagne de Reims, il est peu probable d'en trouver des stigmates visibles au LiDAR. Un impact anthropique sur l'hydrosystème est peut-être à rechercher du côté des bilans sédimentaires des vallées, traités dans la partie suivante.

La période antique est marquée par le développement de l'activité agricole, par la mise en place de tuilerie et par l'identification de quelques sites de sidérurgie. L'ensemble de ces ateliers métallurgiques sont associés à des sites d'extractions de géomatériaux, probablement adjacents bien que non localisés précisément. Les carrières et le paléoparcellaire sont des formes identifiées par la bibliographie comme observables au LiDAR. Les anciennes limites de parcelles semblent constituer les principaux éléments de modification topographique et sédimentaire de l'hydrosystème.

Le Moyen Âge se caractérise par un enchâtellement, une valorisation piscicole et la mise en place d'abbayes en Montagne de Reims, décrites dans les textes et parfois représentées sur des documents planimétriques antérieurs à la Révolution. Bien que non mentionnée dans la documentation disponible, la mise en place de telles structures implique l'existence d'ouvrages hydrauliques pour la gestion des masses d'eau, supposément mis en évidence par le LiDAR.

Les connaissances sur l'Époque moderne font état d'une occupation du massif marquée par une volonté nationale d'assécher les milieux palustres, en particulier par l'intermédiaire de dispositif de drainage. À ce titre, le LiDAR paraît approprié pour en apprendre davantage sur l'évolution de l'hydrosystème durant cette période.

Enfin, l'Époque contemporaine, et ses deux conflits mondiaux, bénéficie de la documentation la plus fournie. Elle constitue également la période la plus impactante pour les hydrosystèmes avec la persistance de polémiformes issues principalement de la Première Guerre mondiale (tranchées, boyaux, voies ferrées, *etc.*) et, dans une moindre mesure, de la Seconde Guerre mondiale.

Après avoir établi ces grandes lignes de l'influence des activités humaines historiques sur l'hydrosystème, une étude environnementale diachronique est proposée afin de dresser un portrait complet des paramètres susceptibles de moduler les écoulements en Montagne de Reims.

1.4. Environnement passé et présent de la Montagne de Reims

Les environnements passés et les caractéristiques climatiques actuelles de la Montagne de Reims doivent être définis dans le but de mieux comprendre le fonctionnement de l'hydrosystème actuel.

Dans un premier temps, l'évolution des paysages de la Montagne de Reims depuis le Pléistocène est présentée afin d'esquisser le façonnement progressif du paysage local et de l'hydrosystème actuel.

Dans un deuxième temps, les données climatiques mises à disposition par le Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne (CIVC), Météo-France et Infoclimat font l'objet d'un commentaire climatologique précis afin de faire ressortir les caractéristiques climatiques actuelles. Ceci permettra aussi de contextualiser les conditions atmosphériques de l'acquisition LiDAR.

Enfin, l'occupation végétale actuelle est étudiée par l'intermédiaire de différentes bases de données contemporaines. Cela permet de caractériser les zones humides connues, de mettre en évidence les relations entre la géologie et la biogéographie, et de documenter les caractéristiques de la végétation en vue d'envisager son impact sur l'acquisition LiDAR.

1.4.1 Éléments d'évolution paysagère avant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG)

L'histoire de la Montagne de Reims débute à la charnière plio-quadernaire, lorsque le climat bascule progressivement du tropical humide vers le temps des alternances glaciaires-interglaciaires. L'évolution du paysage au Quaternaire est déterminée par les incisions des cours d'eau et le retrait des fronts de cuestas.

Dans un premier temps, le climat produit une vaste gouttière sommitale occupée par un réseau hydrographique large et peu profond. Cette dernière est bien marquée sur la Marne amont dans la traversée des plateaux jurassiques (Lejeune *et al.*, 2002) et encore présente au niveau de la percée cataclinale de la Marne dans la cuesta d'Île-de-France (Lejeune, 2005). Le début des alternances glaciaires-interglaciaires combiné aux variations glacio-eustatiques provoquent l'incision nette des vallées, calibrant la vallée de la Marne dans ses dimensions actuelles. La Marne, allogène, a la capacité d'évacuer la majorité des matériaux arrachés aux versants, laissant d'une manière éparsée quelques terrasses alluviales. C'est d'autant plus vrai que la Marne, au cours de son histoire, récupère il y a 250 000 ans les bassins-versants de la Saulx et de l'Ornain par capture hydrographique (Harmand *et al.*, 2002 ; Harmand *et al.*, 2004), ce qui augmente son bassin-versant de près de 25 %. À l'inverse de la Marne, les vallées indigènes à la craie, dont les cours d'eau sont moins puissants, ont du mal à inciser de la même manière l'encaissement géologique crayeux et à exporter les colluvions produites. La Vesle, au nord de la Montagne de Reims est donc moins incisée que la Marne et les versants sont plus empâtés.

Corrélativement à l'incision des vallées, les reliefs subissent aussi de l'érosion. La Montagne de Reims n'échappe pas à la règle et son front connaît un recul conséquent parallèlement au creusement des vallées. Au nord, le talus de la cuesta recule progressivement, laissant sur son passage de nombreuses avant-buttes (monts de Champagne) et buttes-témoins (Mont de Berru, Mont de Brimont). Ces témoins nous indiquent un recul de la cuesta important au Quaternaire, sans doute de plus de 20-25 km au droit de la percée cataclinale de la Vesle en raison de la faible résistance mécanique de la craie. Ce recul est plus conséquent que celui des autres cuestas de l'Est du bassin de Paris (Le Roux et Harmand, 1998 ; Cojan *et al.*, 2007).

Ainsi, à la fin de la dernière période froide, les morphologies générales de la Montagne de Reims, de son réseau hydrographique et du talus de la cuesta d'Île-de-France sont acquises. Cependant, la phase cataglaciale postérieure au Dernier Maximum Glaciaire (DMG) engendre des modifications profondes de l'hydrosystème de la Montagne de Reims.

1.4.2 La phase cataglaciale post-DMG

La fin du Pléniglaciaire supérieur du Weichselien marque une remontée en dent de scie des températures et de l'humidité dans le nord-ouest de l'Europe. Cependant, le début du Tardiglaciaire (Dryas ancien) reste sur la tendance froide qui ne permet pas une évaporation

élevée et où le pergélisol peut être encore localement présent. Les pluies sont donc plus efficaces et la part de l'eau réservée aux ruissellements et à l'écoulement dans les fonds de vallées est encore importante. La couverture végétale est rase et encore éparse et ne permet pas de contenir complètement le colluvionnement des plateaux et des versants. Les particules les plus fines se retrouvent alors dans les fonds de vallées. Les corridors fluviaux sont occupés par un réseau hydrographique en tresse ou anastomosé s'écoulant sur les graviers déposés au Weichselien (Lefebvre, 1974 ; Lefebvre *et al.*, 1993 ; Gaillard, 1999 ; Lejeune, 2005 ; Fagnart *et al.*, 2021).

Durant le Tardiglaciaire, les variations climatiques sont fortes et rapides, oscillant entre des phases plus clémentes et des phases plus froides avec des amplitudes de température de l'ordre de quelques degrés (Fig. 1.38).

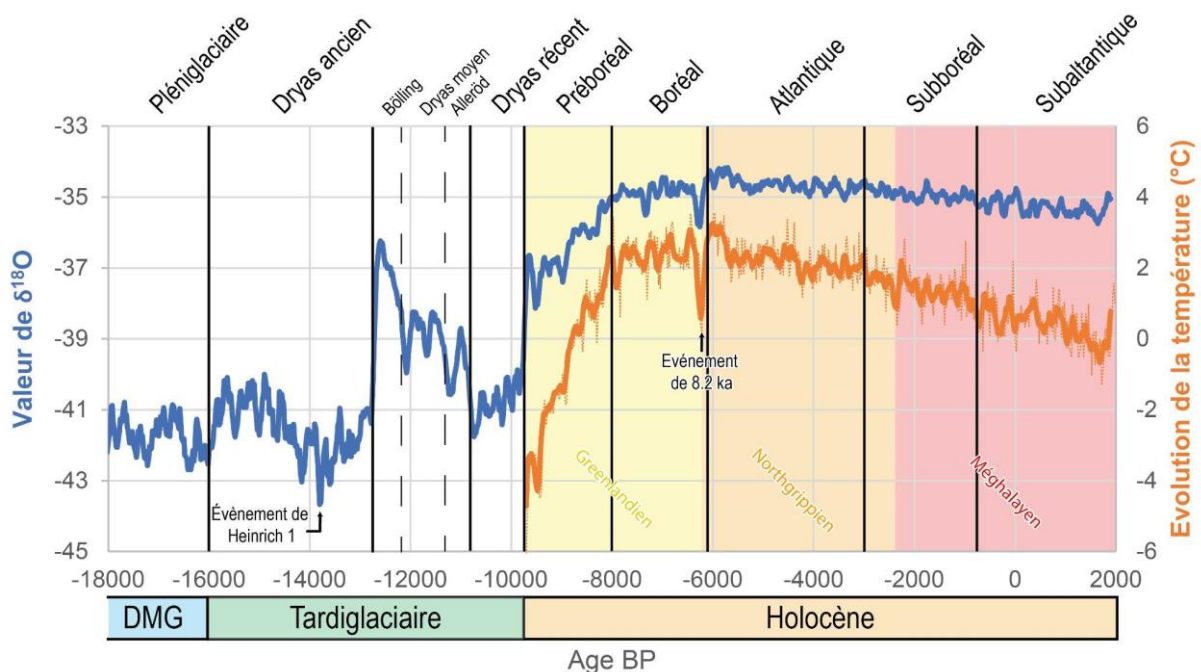


Fig. 1.38 : Évolution dans l'hémisphère nord de la température et des valeurs de $\delta^{18}O$ du DMG à 1980 (données issues des carottes de glace du Groenland, l'évolution de la température provient des travaux de Vinther *et al.*, 2009 et les valeurs de $\delta^{18}O$ daté sont issues des travaux de Vinther *et al.*, 2006 ; Rasmussen *et al.*, 2006 ; Andersen *et al.*, 2006 ; Rasmussen *et al.*, 2008).

Ainsi, au Bölling, l'augmentation brutale des températures provoque une augmentation de l'ETP et une diminution de l'écoulement en eau dans les fonds de vallées. Les contrastes saisonniers sont moins marqués. Cette embellie climatique favorise indéniablement la végétation qui se densifie et se stratifie avec des boisements clairs types bouleaux et genévriers

(Pastre, 2000). La dynamique d'infiltration gagne sur celle du ruissellement et fait évoluer les styles fluviaux vers un abandon des chenaux secondaires et l'émergence d'un chenal unique méandrique (Pastre *et al.*, 1997).

Au Dryas moyen et à l'Alleröd, les fluctuations climatiques affectent rapidement la végétation, tantôt en faisant disparaître la strate arborée durant les refroidissements, tantôt la faisant réapparaître lorsque le climat se radoucit. Toutefois, les cours d'eau restent à chenal unique et conservent une tendance à l'incision dans le lit mineur alors que les chenaux secondaires, actifs en crue, connaissent une accrétion marquée et localement des phases de tourbification. Le flux sédimentaire a toutefois tendance à se tarir en lien avec la fermeture des paysages végétaux (Leroy *et al.*, 1997 ; Pastre *et al.*, 2002). Le rapport entre l'évolution des corridors fluviaux et la végétation de l'interfluve est très fort sur cette période. La mise en place de la végétation a pour conséquence directe une perte de mobilité des sédiments cryoclastiques des interfluves.

Le Dryas récent clos la phase Tardiglaciaire. C'est le retour de conditions climatiques contraignantes. Il est marqué par une chute brutale de la température ayant pour conséquence une ouverture du milieu et une progression de la strate herbacée. Localement, au droit de la Marne (Lejeune, 2005) et des Marais de Saint-Gond (Damien, 2019), les sédiments ne présentent pas de matière organique datable, signe d'un décapage complet des interfluves. La malacofaune confirme cette tendance dans la première partie du Dryas (Pastre, 2000). Cette période est directement associée à une sédimentation majeure dans les vallées. Cette sédimentation vient recouvrir l'intégralité du lit majeur avec des limons calcaires et des sables fins issus de l'altération des interfluves (Fig. 1.38 et Fig. 1.39).

Age BP	Age calibré BC	Chronozones	Evolution du lit fluvial	Incision (-) Sédimentation (+)	Stratigraphie-type Chenaux Berges Sédimentation Pédogénèse Cryoturbations	palynozones régionales	Evolution des cortèges polliniques	Evolution et signification environnementale des malacofaunes
9 000	8 030	Préboréal	1 chenal à méandres (lit mineur évasé)	+	Tourbe et limons organiques, pédogénèse en berge	4	Essor des pinèdes avec développement des feuillus mésophiles	?
10 000	9 200	Dryas récent	1 chenal principal colmatage des chenaux latéraux débordements	-	Limons calcaires et sables fins, involutions locales à la base des chenaux	3	Ouverture du milieu avec recul des boisements et essor des armoises	Recolonisation progressive par des espèces à large valence écologique Destruction des faunes, sols très dénudés
11 000	10 970	Allerød	1 chenal actif	-	Sol en berge, tourbe et/ou limons ± organiques dans chenaux	2b	Extension des pinèdes	Expansion des effectifs et de la diversité, développement de la couverture végétale au sol
10 800		Dryas moyen		-		2a	Fermeture du milieu essor des bouleaux	
12 000		Bølling	Abandon chenaux secondaires 1 chenal à méandres + 1 à 3 chenaux secondaires	-	Limons calcaires (bord de chenal ou débordement)	1b	Recul des boisements essor des armoises	Faunes tardiglaciaires à <i>Vallonia</i> , milieu très ouvert
13 000				-		1a	Boisements clairs à bouleaux et genévriers : strate herbacée à connotation steppique	<i>Calage chronologique intérieur imprécis</i>
14 000		Dryas ancien	Chenaux en tresse évoluant vers système à chenaux mieux individualisés ?	-	Sables et limons lités, petites cryoturbations locales		<i>Pas de données exploitables</i>	
15 000	16 000							

Fig. 1.39 : Évolution des fonds de vallée du Bassin parisien durant le Tardiglaciaire (Pastre, 2000).

1.4.3 La dynamique Holocène et l'anthropisation du milieu

Cette période est marquée par une période de forte augmentation de la température à laquelle succède une période où elle évolue lentement à la baisse avec des amplitudes de variations inférieures à celles constatées au Tardiglaciaire (Fig. 1.38). Cette période marque également l'apparition des premières empreintes anthropiques sur la végétation et la sédimentation des vallées.

L'Holocène débute au Préboréal par un réchauffement rapide qui provoque une augmentation de l'humidité. Les cours d'eau bénéficient d'un surplus hydrique tant que la végétation arborée ne se développe pas. L'érosion est forte et l'incision des lits mineurs est maximum, recreusant jusqu'aux graviers Weichsélien quasiment partout dans le nord du Bassin parisien.

Au Boréal, les conditions climatiques (température et humidité) deviennent optimales et se stabilisent. Les tourbes dans les fonds de vallées se développent et les flux sédimentaires provenant des plateaux et des versants se tarissent (Le Jeune, 2012). Une accréation progressive de matières fines dans les grandes vallées est alors constatée. Cette évolution environnementale est donc couplée à une évolution des peuplements végétaux. Dans un premier temps,

apparaissent des essences pionnières comme le pin (*Pinus*) et le bouleau (*Betula*) remplacés progressivement par des noisetiers (*Corylus*). Cette population constituée d'espèces pionnières ou héliophiles caractérise un milieu ouvert (Fig. 1.40). Dans un second temps, la diminution de la part du pin associée à l'augmentation de noisetier puis d'orme (*Ulmus*) et de chêne (*Quercus*) caractérise un milieu qui se referme.

Cette période est marquée par l'arrivée de l'homme en Champagne, mais son impact reste imperceptible sur la sédimentation des rivières et dans la palynologie en dehors des études à proximité directe des sites archéologiques (Le Jeune, 2012 et David, 2012).

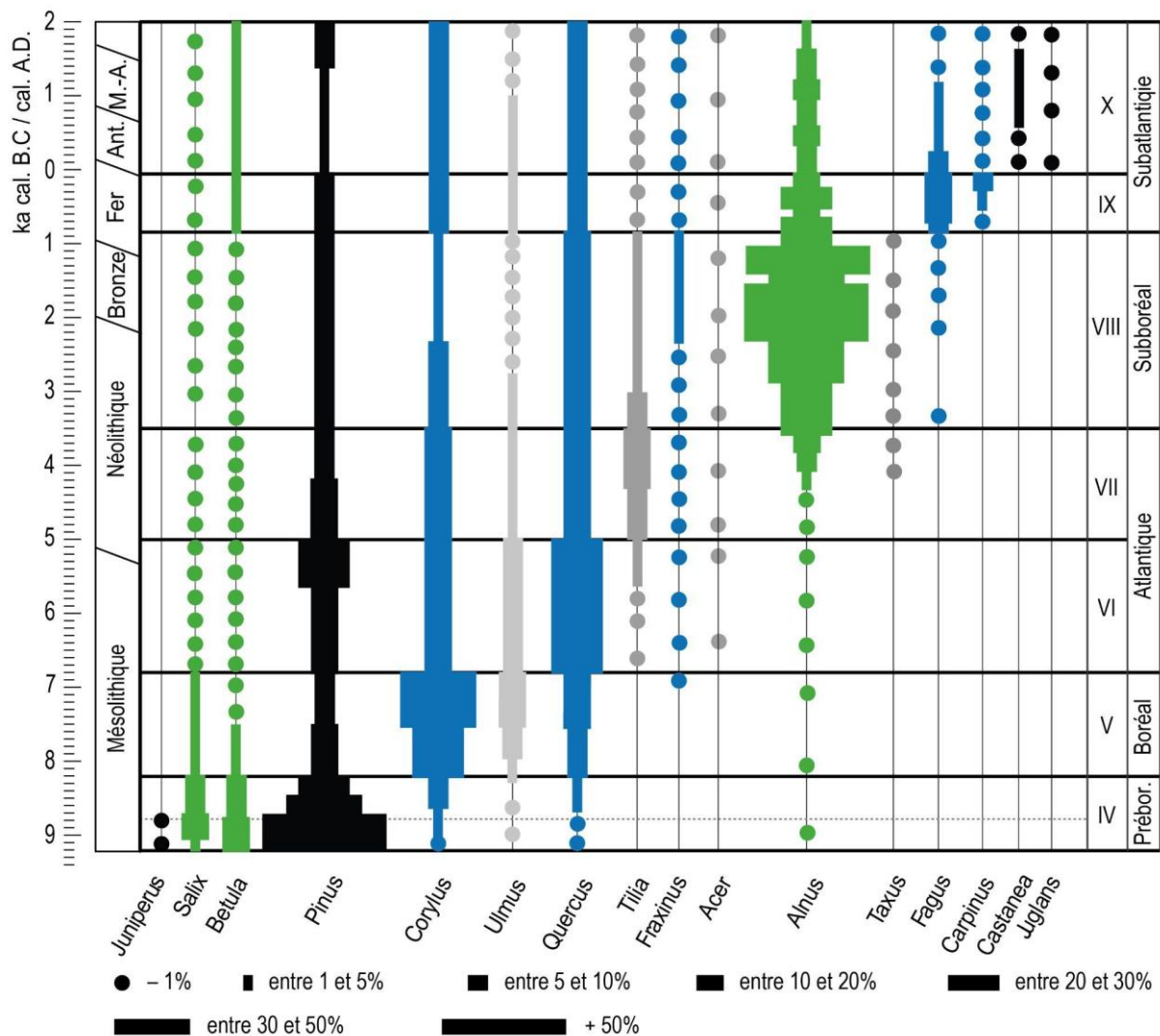


Fig. 1.40 : Palynologie générale des arbres à l'Holocène dans le Bassin parisien (d'après David, 2012).

Cette période se termine par une dégradation climatique majeure en 8 200 BP liée à une fonte brutale de l'inlandsis laurentidien dont l'apport en eau froide et douce affecte la circulation

thermohaline de l'Atlantique Nord, créant ainsi un brusque refroidissement (Kobashi *et al.*, 2007). Ce pic de froid (Fig. 1.38), bien que cela n'ait pas encore été démontré en Montagne de Reims, faute de datation absolue, est reconnu en Europe comme une période d'activité des mouvements de terrain (Hradecky *et al.*, 2007 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2007a ; Gioia *et al.*, 2010 ; Panek *et al.*, 2013). En effet, le froid est accompagné, sous nos latitudes, d'une humidité marquée due à l'intensification des vents d'ouest (Fig. 1.41). Cette forte activité de versant, susceptible d'apporter beaucoup de matériaux aux cours d'eau, ne semble pas être détectable sur ces derniers puisque la dynamique d'érosion est majoritaire. La aussi la dégradation climatique augmente la puissance des cours d'eau qui exportent à nouveau de grandes quantités de sédiments.

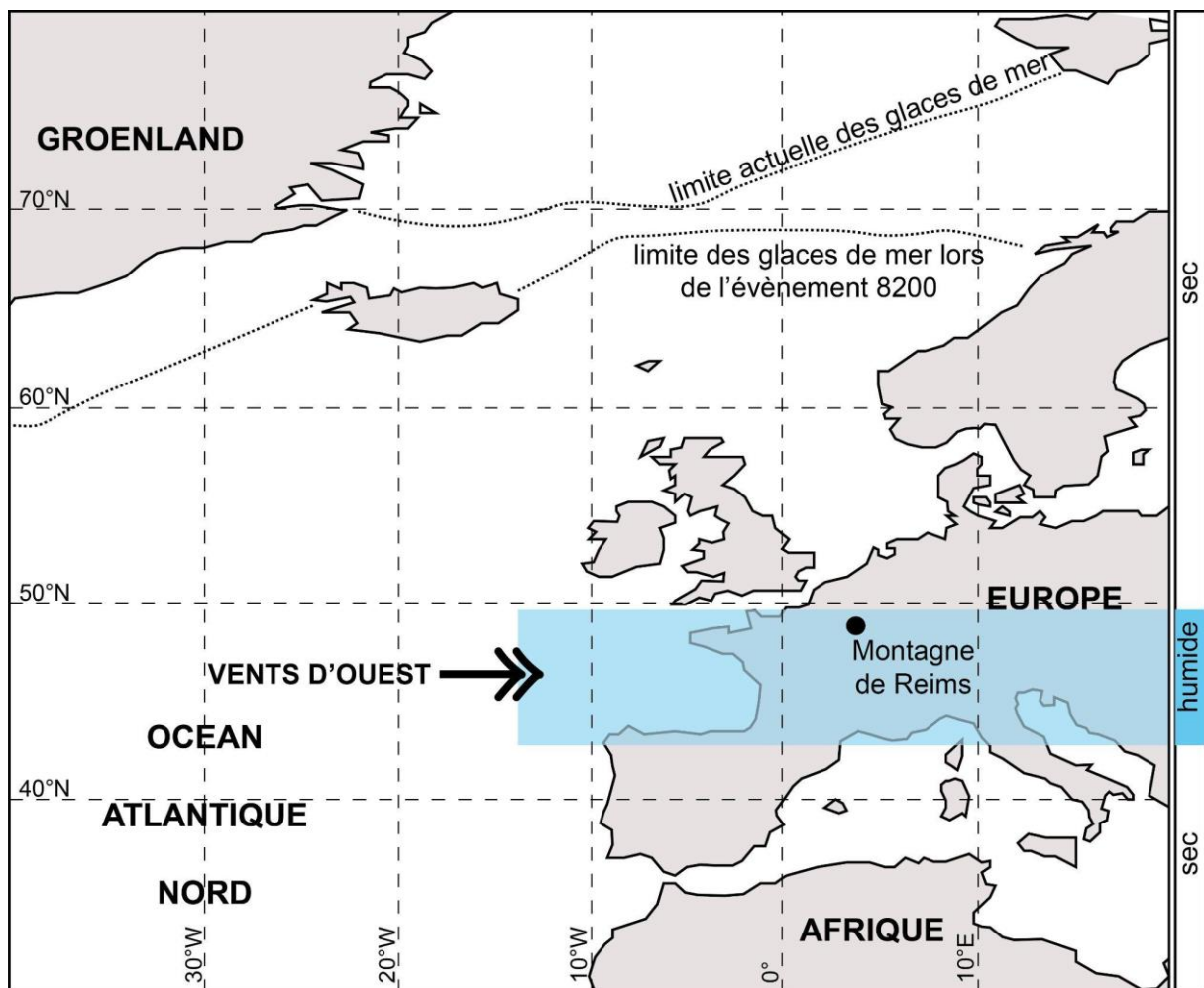


Fig. 1.41 : Impact climatique de « l'évènement 8200 » en Europe (d'après Magny *et al.*, 2003 et Chalumeau, 2008, Bollot, 2014).

Après cet événement climatique majeur de l'Holocène, l'Atlantique ancien voit le retour du climat chaud, humide et surtout d'une grande stabilité climatique sur presque 3 000 ans. Les caractéristiques des dépôts sédimentaires des grandes vallées (*e.g.*, Marne, Seine), très lités et

constitués de matières fines et souvent tourbeuses (Pastre *et al.*, 2002) ; indiquent un retour à des conditions hydrodynamiques calmes ou les extrêmes hydrologiques s'expriment peu. La chênaie se développe partout en Europe de l'Ouest. Cependant l'apparition et la diffusion du Tilleul (*Tilia*) et tardivement de l'If (*Taxus*), associé au Pin et à l'Aulne (*Alnus* ; Fig. 1.40) met en évidence une complexification des forêts avec des espèces moins sensibles au manque de lumière, ce qui caractérise des milieux davantage fermés. Cette période est marquée par une augmentation de sites affectés par une anthropisation et qui s'observe dans les bilans sédimentaires et palynologiques locaux (Leroy, 1997).

La fin de l'Atlantique récent et le Subboréal marquent le début de l'impact anthropique généralisé du Bassin parisien. Cela se constate dans les sédiments de la Marne et de l'Oise (Pastre *et al.*, 2002) ou les limons argileux et les sables sont plus visibles dans les dépôts et sont associés à une augmentation franche de la proportion du cortège de rudérales (Leroy, 1997 et Le Jeune, 2012, Fig. 1.42). Le début du Subatlantique est, quant à lui, marqué par une sédimentation généralisée d'origine anthropique à rattacher au démantèlement des limons des plateaux dû à l'activité agricole (Le Jeune, 2012).

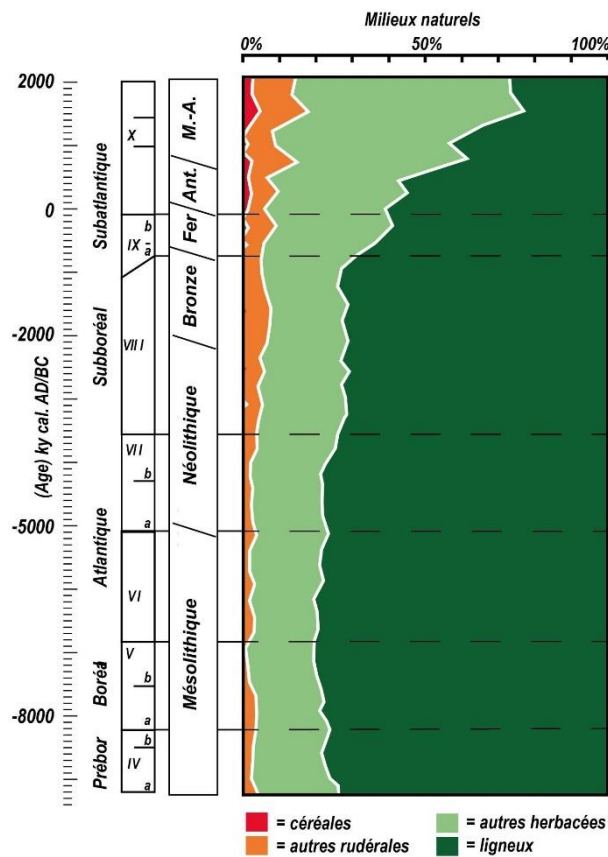


Fig. 1.42 : Indice AP du Bassin parisien à l'Holocène (d'après David, 2012).

Au Subatlantique, les conditions climatiques sont plus fraîches mais aussi beaucoup plus humides que précédemment. Des fluctuations notables sont toutefois constatées (e.g., l'optimum climatique romain pendant l'Antiquité ; Fig. 1.43). En Montagne de Reims, la palynologie démontre une colonisation forestière importante marquée par une prédominance d'espèces hydrophiles. La présence de Poacées témoigne probablement d'activités agropastorales. Cette pression humaine semble diminuer à la transition de l'Époque gallo-romaine et du haut Moyen Âge à la faveur d'une reconquête forestière (Fig. 1.44). Ce phénomène est également constaté dans la Marne et en France (Chossenot, 2004) et est associé à un refroidissement global (Fig. 1.44) qui se corrèle aussi avec une phase érosive au niveau de la Marne (Fig. 1.41).

Le Moyen Âge s'accompagne en Montagne de Reims d'une pression anthropique croissante, matérialisée par des déboisements reconnus partout en France. Parallèlement, les cultures associées à l'élevage (indiquées par la présence de Poacées) et la culture chanvricole (chenevières) s'intensifient (Fig. 1.44). Ces dernières cultures sont accompagnées d'une augmentation des espèces aquatiques, ce qui suggère une gestion alternée entre pisciculture et agriculture. L'augmentation de l'activité en Montagne de Reims arrive de façon concomitante à l'optimum climatique médiéval qui sous-entend un espace relativement moins humide et donc plus favorable à l'installation humaine (Fig. 1.43).

L'Époque moderne fait état d'une disparition des cultures du chanvre ainsi qu'un enrichissement progressif avec une persistance des activités d'élevage. La diminution de la proportion de plantes aquatiques évoque une baisse de la surface en eau. Un accroissement de l'effectif des plantes de milieux tourbeux (sphaignes) et de plantes hygrophiles (*Cyperaceae*) est observé. L'Époque moderne s'inscrit dans le Petit Âge Glaciaire, ce qui n'est pas cohérent avec la diminution de la proportion de plantes aquatiques. L'analyse des données LiDAR pourra peut-être aider à comprendre ce paradoxe.

Le XIX^e siècle maintient un recul de l'occupation humaine du massif avec une recolonisation forestière qui s'accélère en parallèle d'une disparition des prairies (Fig. 1.44) dans un contexte de fin de Petit Âge Glaciaire (Fig. 1.43).

Le XX^e siècle confirme la fermeture de la forêt malgré un réchauffement climatique important qui pourrait produire un regain d'intérêt pour le massif, à l'image des optimums climatiques romain et médiéval. Manifestement, la recolonisation forestière passe par un enrésinement (plantation de pins).

Finalement, l'analyse du diagramme pollinique confirme l'évolution classique des zones humides métropolitaines avec un phasage caractéristique qui s'explique par le forçage humain et les changements climatiques.

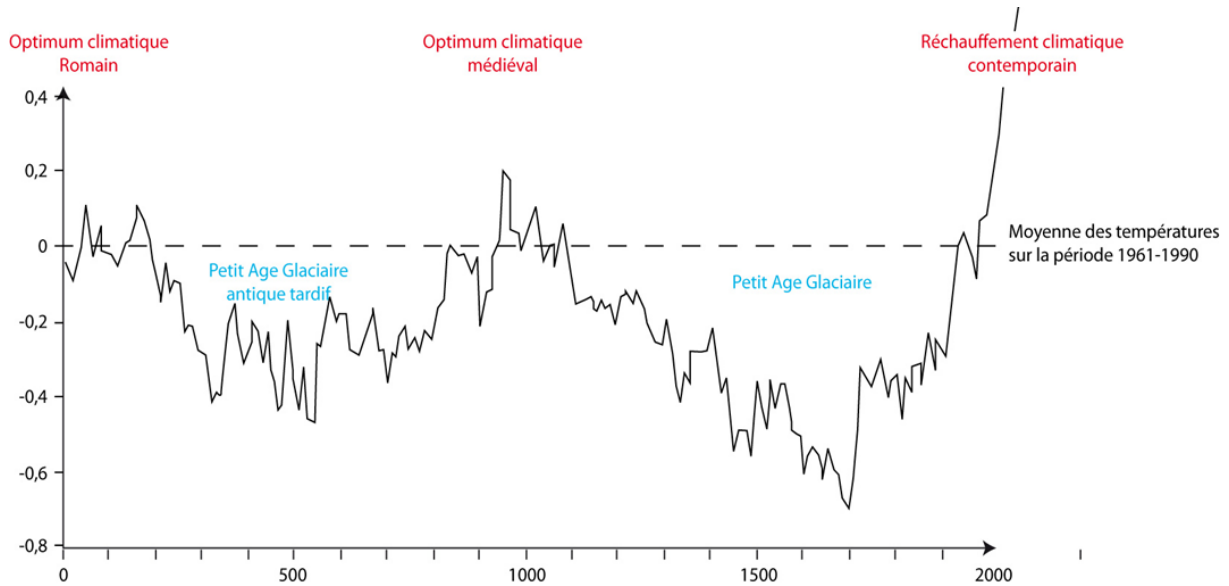


Fig. 1.43 : Évolution de la température de l'an 0 à 2000, centrée autour de la normale de 1961 à 1990 (d'après Moberg et al., 2005 et Ljungqvist, 2010).

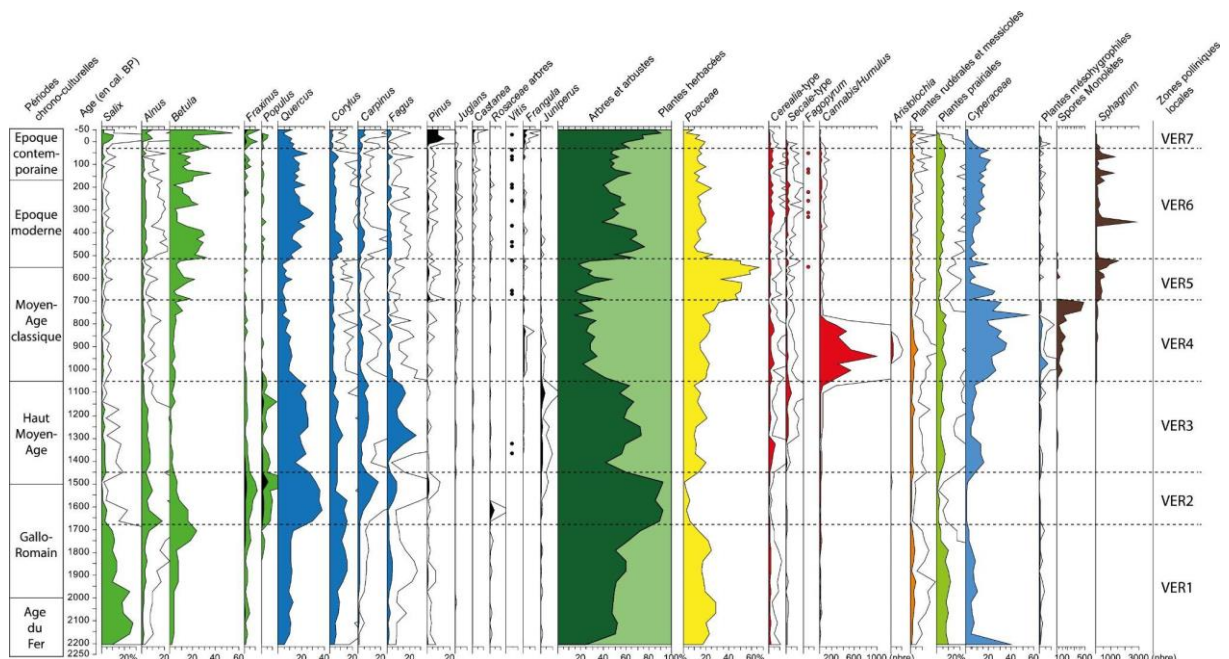


Fig. 1.44 : Diagramme pollinique simplifié de la mardelle de Verzy (0 - 495 cm) exprimé en pourcentage des différents taxons polliniques identifiés et selon une échelle temporelle (âge en cal. Before Present).

Les valeurs des pollens de Cannabis/Humulus et des spores sont exclues des calculs des pourcentages polliniques. Les courbes d'exagération correspondent à un facteur multiplicateur de 5 (d'après Ruffaldi, 2011 - étude commandée par l'ONF).

1.4.4 Climat actuel de la Montagne de Reims

- Conditions climatiques

Le climat conditionne les masses d'eau, leur comportement hydrodynamique et l'empreinte morphologique des écoulements. De ce fait, il est particulièrement important, compte-tenu de la susceptibilité au ruissellement des Argiles à Meulières, d'évaluer les conditions climatiques actuelles, à la fois pour comprendre les ressources mobilisables par l'hydrosystème, ainsi que le contexte climatique de la campagne LiDAR.

Le climat de la Montagne de Reims s'inscrit dans le type 3 des huit climats français établis à partir de 14 variables sur la normale 1971-2000 (Joly *et al.*, 2010).

Le type 3 est un « climat océanique dégradé des plaines du centre et du nord de la France » avec une température moyenne annuelle proche de 11 °C, une amplitude thermique modérée (16 °C à Reims) et des faibles précipitations (moins de 700 mm). L'ETR de 550 m détermine généralement dans ce secteur un bilan hydrique peu favorable à l'écoulement (< 150 mm) et un faible hydrodynamisme. La répartition homogène des précipitations, voire l'absence de saisonnalité pluviale (Fig. 1.45) durant l'année moyenne participent également à l'indigence de l'efficacité à l'écoulement avec des crues peu morphogènes.

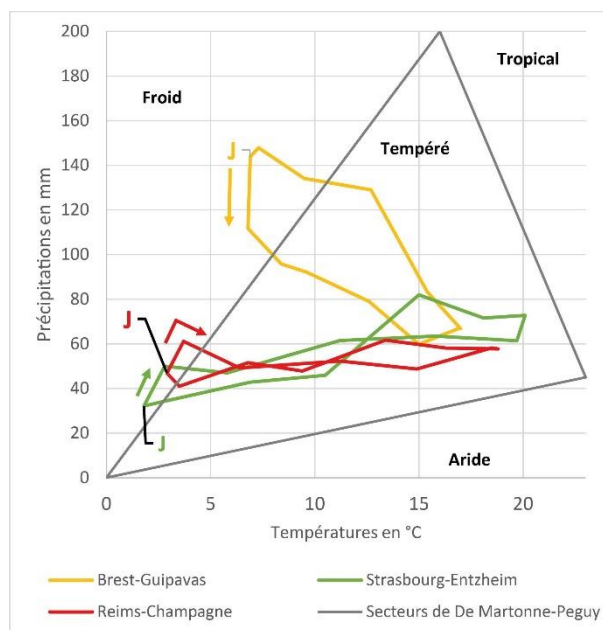


Fig. 1.45 : Climogrammes de Reims, Brest et Strasbourg (1981-2010) (données : portail Infoclimat, stations de : Reims-Champagne, Brest-Guipavas et Strasbourg-Entzheim).

Les diagrammes ombrothermiques de Reims et Bouzy (Fig. 1.46A et Fig. 1.47) confirment le type 3 de Joly avec des précipitations annuelles faibles respectivement de 634 mm et 690 mm, mais bien réparties sur l'année. Les cumuls mensuels sont systématiquement compris entre 40 mm et 72 mm. À l'inverse, le régime thermique est plus contrasté avec deux saisons bien présentes, une saison chaude et une froide (amplitude de 16 °C).

Cette répartition laisse une faible part au surplus hydrique et aux écoulements dans le bilan hydrologique. Il détermine des régimes hydrologiques pluvio-évaporaux avec une saison froide propice au ruissellement et à la recharge aquifère et une saison chaude corrélative à la vidange de la réserve utile ou au déficit hydrique.

En comparaison avec Brest (climat breton selon Köppen) et Strasbourg (climat d'abris), le climogramme de Reims selon De Martonne-Péguy (Fig. 1.45) témoigne d'un océanisme pluvial dégradé et de l'absence de saisonnalité pluviale. Il présente dix mois « tempérés » et seulement deux mois « froids et humides » avec un régime thermique modéré qui contraste avec l'absence de saisonnalité pluviale. Ces caractéristiques classent la station de Reims dans le climat « v » ou « danubien » selon De Martonne-Péguy et « Cfb » ou « lorrain » selon Köppen-Viers (tempéré océanique).

La répartition des précipitations mensuelles à Germaine, au cœur de la Montagne de Reims, pour les mois antérieurs au vol LiDAR, ne correspond pas à celle des moyennes calculées de 1981 à 2010 (Fig. 1.46B). En effet l'hiver 2017-2018 est particulièrement pluvieux, car les mois de novembre, décembre et janvier cumulent deux à trois fois plus de précipitations que la normale. Ces précipitations sont d'autant plus efficaces pour l'hydrosystème qu'elles s'inscrivent en saison de surplus hydrique et d'ETP faible dans le bilan hydrologique (Fig. 1.46C). Ces conditions climatiques préalables au vol LiDAR déterminent sans doute un ennoisement des morphologies limitant ainsi leur lisibilité dans leur intégralité. Cet ennoisement est amplifié par les Argiles à Meulières qui drapent le plateau.

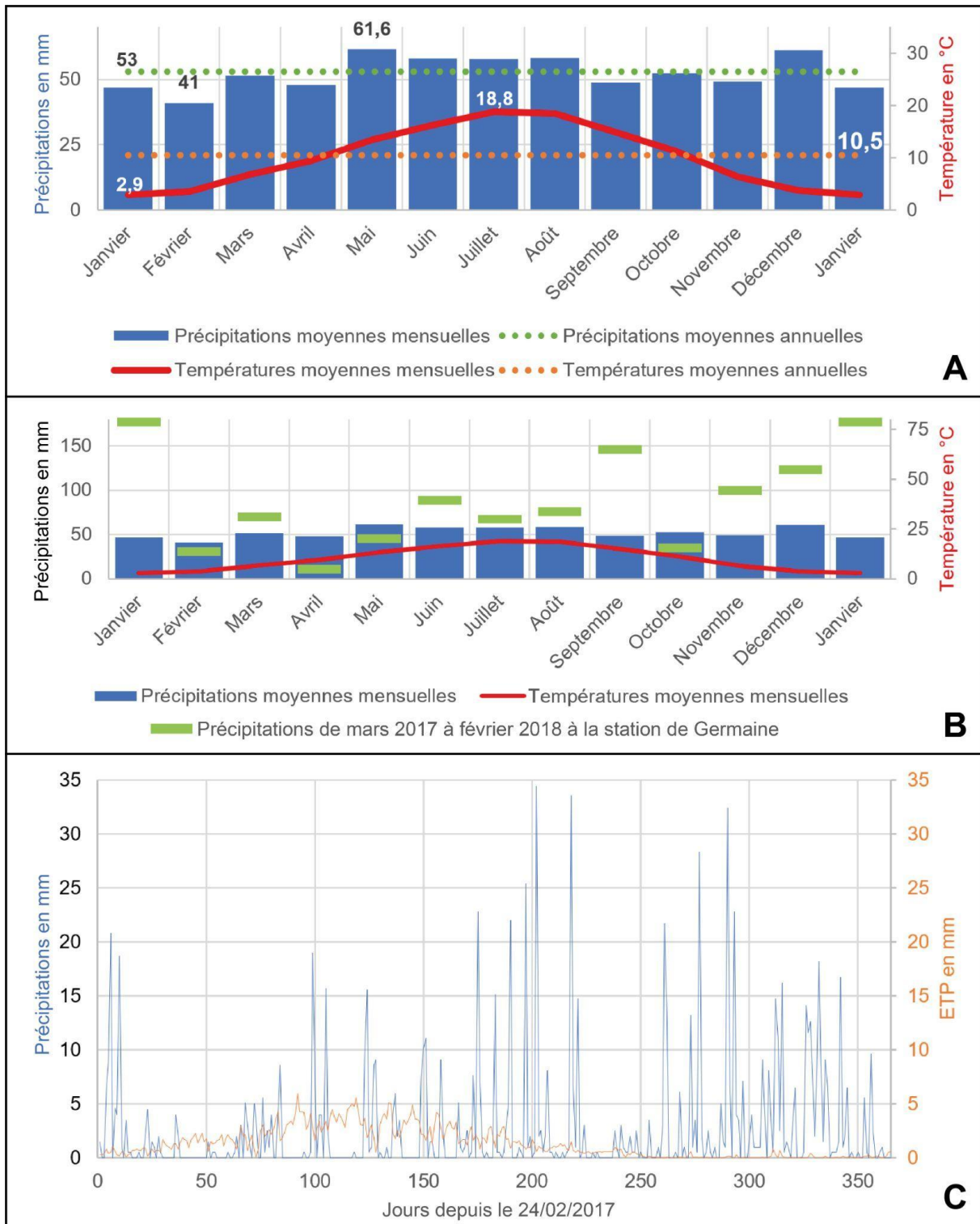


Fig. 1.46 : Données climatiques des stations météorologiques de Reims et de Germaine.
 A. Diagrammes ombrothermiques de Reims, 91 m, normale de 1981-2010 (données : portail Infoclimat, station de Reims-Champagne) ; B. Données de précipitations mensuelles de mars 2017 à février 2018 (mois de la campagne LiDAR) sont superposées au diagramme A (données : CIVC) ; C. Précipitations et évapotranspiration à la station de Germaine les 365 jours précédant la campagne LiDAR (données : CIVC).

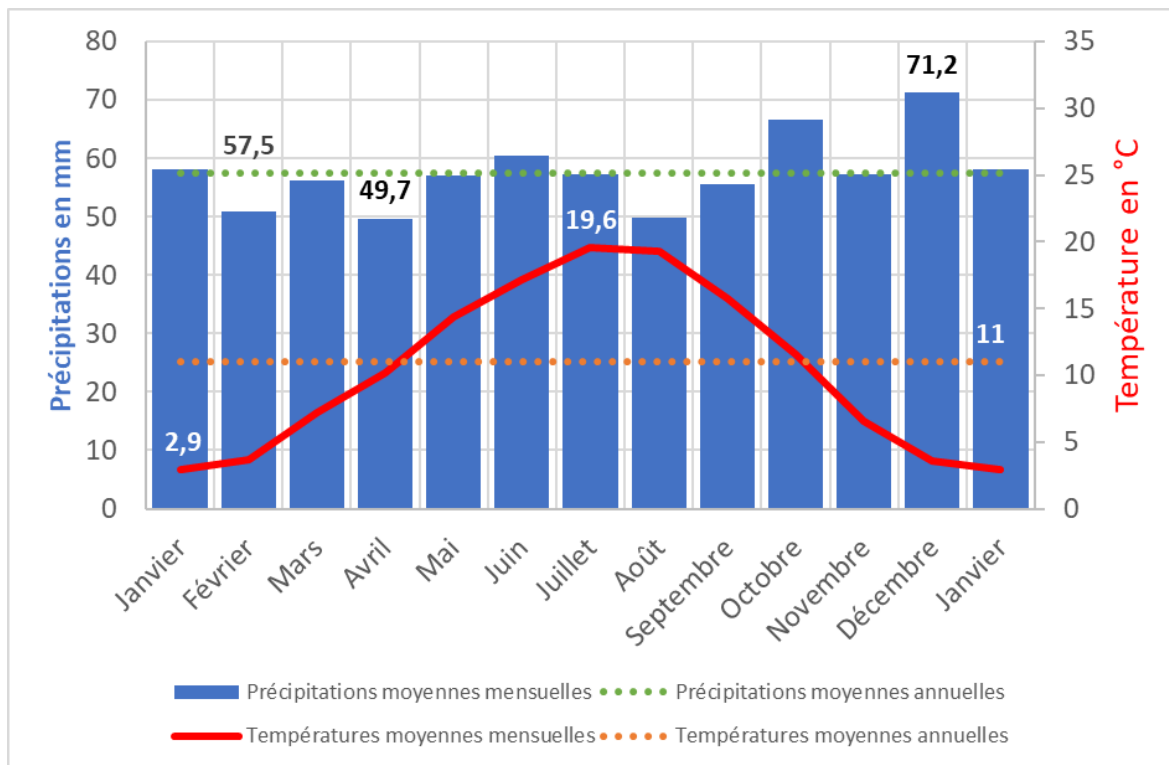


Fig. 1.47 : Diagramme ombrothermique de Bouzy 153 m, normale de 1981-2010 (données : portail Infoclimat, station de : BOUZY-CIVC).

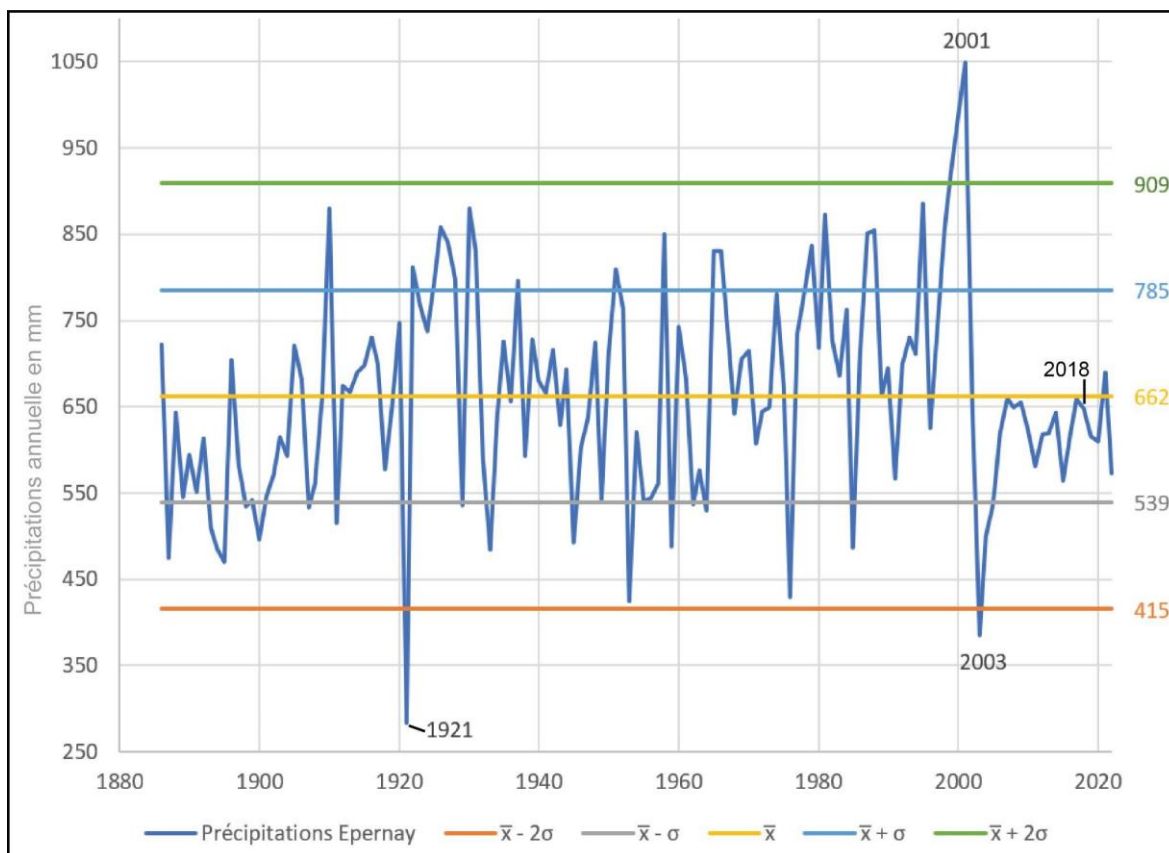


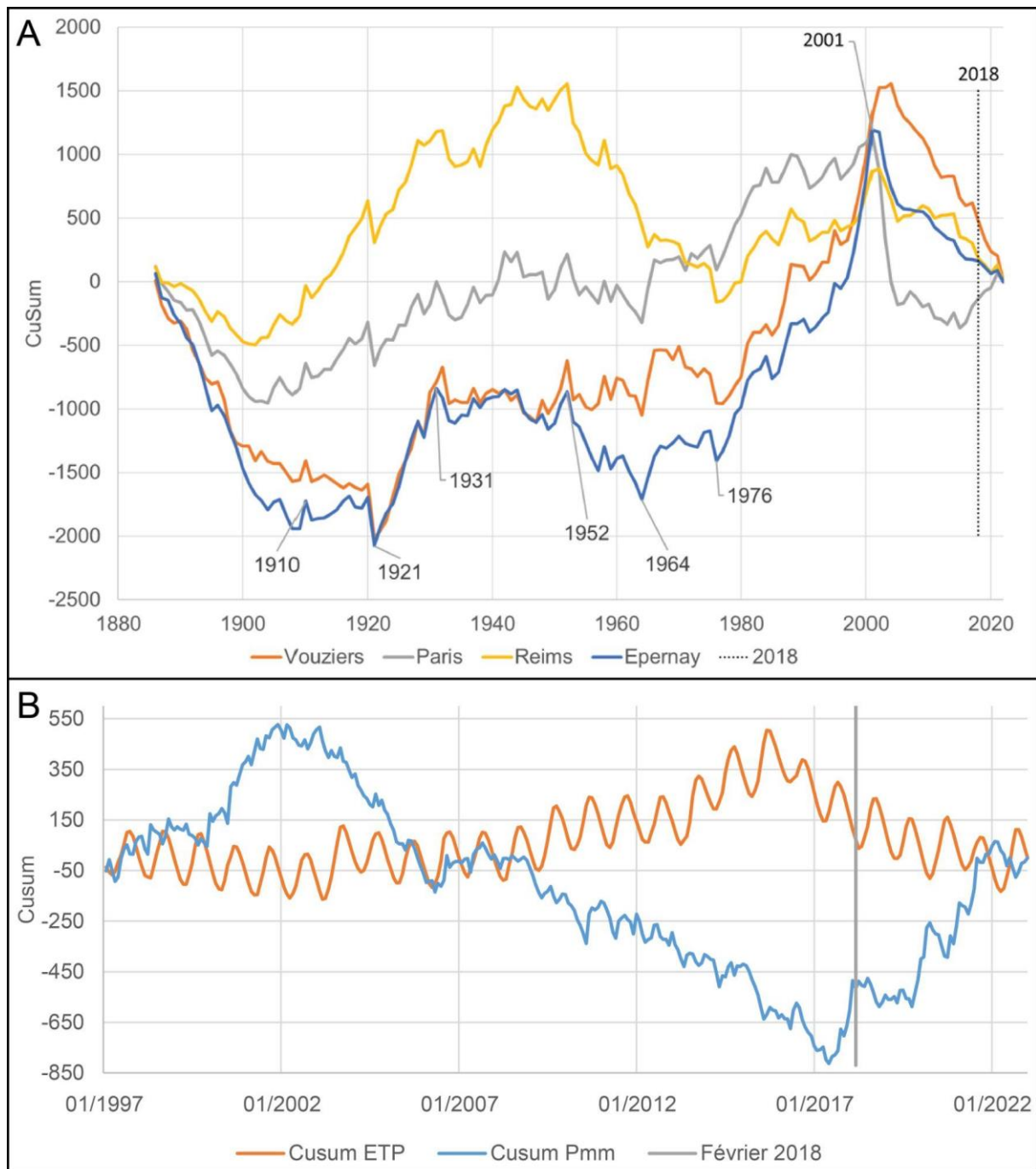
Fig. 1.48 : Évolution des précipitations d'Épernay de 1821 à 2022 en données brutes.

Les données moyennes des normales caractérisent un type de climat océanique dégradé (Pédelaborde, 1960) mais cachent une forte disparité interannuelle des précipitations caractéristiques de la versatilité climatique, dû notamment aux fluctuations de l'oscillation nord atlantique (NAO ; Luterbacher *et al.*, 2002). L'évolution des précipitations d'Épernay (Fig. 1.48) et du Cusum (François *et al.*, 1993 ; Lettenmeyer, 1976) sur une longue série (Fig. 1.49A), de 1886 à 2022 (621 mm) montrent que l'évolution interannuelle des précipitations s'organise en séries d'années successivement sèches (1952-1964, 1971-1976) et humides (1921-1931, 1977-2001). En série humide, les cumuls de précipitations sont logiquement supérieurs à celles des séries sèches. Les années de fin de séries sèches comme 1976 (429 mm) engendrent des sécheresses hydrologiques particulièrement sévères sans recharge aquifère suffisante. À l'inverse, les fins de séries humides, comme en 2001 (958 mm), enregistrent les records de niveaux piézométriques à la suite d'une recharge aquifère successivement forte d'année en année et déterminent une forte susceptibilité au ruissellement. Ces années de fin de série sont généralement associées à des évènements hydrologiques de fréquences décennales ou centennales (crues et étiages).

On observe également des années originales, exceptionnellement sèches en série humide (1976) et inversement, des années humides en série sèche (1952) qui déterminent potentiellement moins d'aléas hydrologiques. Ces années sont associées à des évènements hydrologiques de fréquences biennales. Cette approche permet également de relativiser la saturation des sols en eau au moment de la campagne LiDAR (février 2018). Le vol s'inscrit manifestement au début d'une série humide dans un contexte de baisse de prélèvement évapotranspiratoire et de surplus hydrique exacerbé (Fig. 1.49B).

L'analyse des longues chroniques permet non seulement de relativiser la représentativité des moyennes calculées sur des normales climatiques (François *et al.*, 1993), mais également de s'assurer de la cohérence des données par comparaison avec d'autres stations de même région climatique (*e.g.*, Vouziers, Paris, Reims). La succession de séries sèches et humides traduit enfin des fluctuations climatiques planétaires associées à celles de la NAO.

Mais la connaissance des précipitations en Montagne de Reims reste malgré tout peu connue compte tenu de la répartition spatiale des stations climatiques disposées généralement en fond de vallée (une unique station sur le plateau dont la série n'est pas concordante avec l'ensemble des autres stations).



*Fig. 1.49 : CUSUM des données climatiques à plusieurs échelles.
 A. CUSUM des stations orientales du Bassin parisien dont les séries longues sont disponibles sur le portail Infoclimat ; B. CUSUM de la station météo de Germaine de 1997-2022 (données : CIVC).*

- Effet de gradient pluviométrique et de rugosité de relief

Pour pallier le manque de stations en altitude et connaître les cumuls de précipitations annuelles théoriques sur les plateaux, une corrélation est réalisée entre les altitudes de sept postes pluviométriques en Montagne de Reims et aux alentours (Fig. 1.50). La corrélation présente un coefficient de régression satisfaisant ($r^2 = 0,91$) pour déterminer un gradient pluviométrique et le cumul de précipitations extrapolés sur les plateaux de la Montagne de Reims.

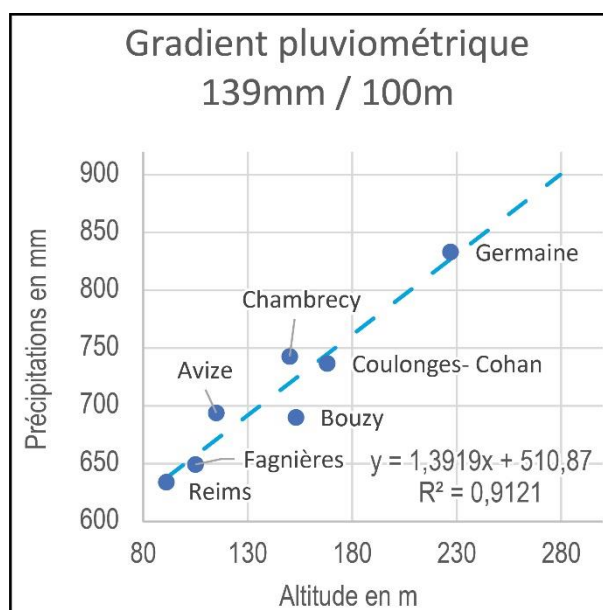


Fig. 1.50 : Gradient pluviométrique de la Montagne de Reims.

Calculé à partir du cumul interannuel des précipitations en mm des sept stations des environs de Reims (Fig. 1.51) ; Germaine présente les valeurs issues de la normale 1994-2023 (données : CIVC), les autres stations de la normale 1981-2010 (données : Météo-France).

Le gradient calculé (139 mm/100 m) est proche de celui proposé par Lejeune (2000) en Montagne de Reims (150 mm/100 m) et conforme à ceux observés dans les bas plateaux de l'est de la France, que ce soit dans le Barrois (142 mm/100 m) ou dans la Woëvre septentrionale (157 mm/100 m). Il est logiquement inférieur aux gradients observés dans d'autres régions, notamment montagneuses (Bassin de la Moselle-Vosges ; Tab. 1.5). À ce titre, il peut être validé pour proposer des cumuls de précipitations théoriques de l'ordre de 850 mm sur les plateaux de la Montagne de Reims.

Pays	Gradient pluviométrique (mm/100 m)	Sources
Woëvre septentrionale	157	Gamez, 1992
Barrois	142	Devos, 1996
Montagne de Reims	150	Lejeune, 2000
Montagne de Reims	139	Berthe et al., 2020
Eiffel-Hunsüick	200	Pfeifer, Quitzov, 1955
Bassin de la Moselle	180	Shamsi, 1968

Tab. 1.5 : Gradients pluviométriques de l'est de la France (d'après Devos, 1996).

La carte des isohyètes, construite à partir du gradient calculé (Fig. 1.51) sur une maille de 200 m, détermine un dôme pluviométrique sur la Montagne de Reims (> 850 mm) avec des précipitations qui contrastent avec celles de la Champagne crayeuse (< 700 mm), ce qui confère à cette région un effet d'océanisme orographique constaté par la présence du hêtre sur les plateaux (Bournérias *et al.*, 2001). L'augmentation des précipitations vers l'est se fait conformément à l'inclinaison altitudinale et à l'étagement des plateaux tertiaires, avec des maximas observés sur le plateau de Saint-Basle (909 mm) et des minimas dans la haute vallée de l'Ardre (< 750 mm). Dans les vallées, les cumuls de précipitations sont sensiblement moindres.

Cet océanisme pluvial orographique s'explique également par un effet de contraste de rugosité de relief. Cet effet corrélatif à l'augmentation de l'incision des vallées vers l'amont pendage, exacerbé au niveau des cuestas de l'est de la France (Cojan *et al.*, 2007), est particulièrement observé dans la partie orientale de la Montagne de Reims découpée en 3 plateaux séparés par des cols. Au contraire, au pied de la cuesta, les totaux pluviométriques sont sensiblement moins élevés, témoignant d'un effet d'abri. Si le différentiel pluviométrique de 150 mm entre les plateaux de la Montagne de Reims et la Champagne crayeuse peut paraître insignifiant, il est pour l'hydrosystème fondamentalement important, car les lames d'eau écoulées des cours d'eau champenois sont du même ordre que ce différentiel. En effet, sous la commande des précipitations ici contrastées et du prélèvement évaporatoire quasiment constant (ETP de 550 mm), l'hydrodynamisme en Montagne de Reims est doublé par rapport à celui de la Champagne crayeuse. Sur des formations imperméables comme les Argiles à Meulières, le ruissellement concentré est donc exacerbé et potentiellement morphogène, notamment en bordure des plateaux avec des ravins de raccords.

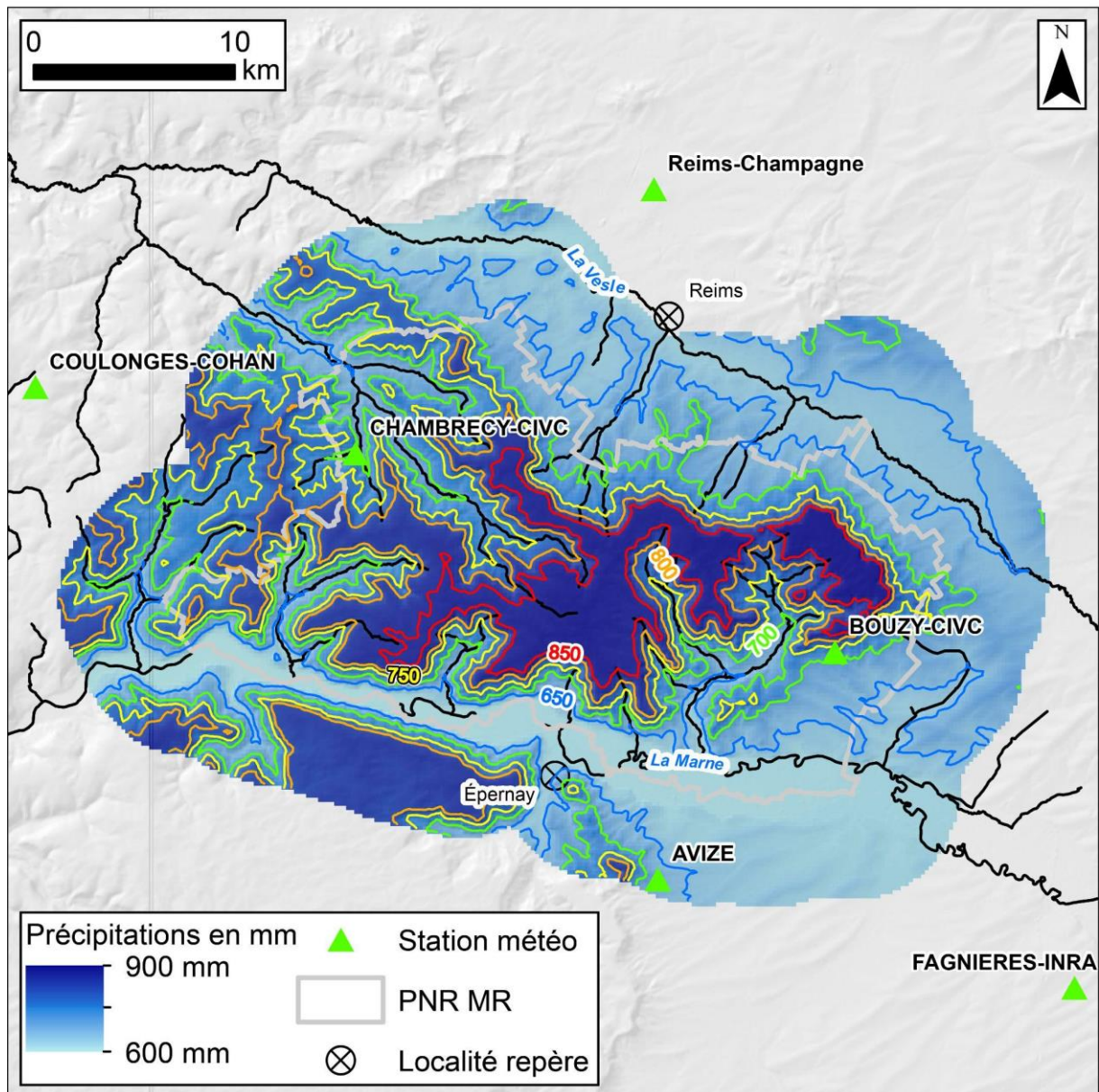


Fig. 1.51 : Carte isohyète de la Montagne de Reims.
 Carte produite grâce au gradient pluviométrique présenté en Fig. 1.50 et la BD ALTI® 25 m.

- Effets de gradient thermique et d’abris

L’océanisme pluviométrique orographique de la Montagne de Reims s’accompagne logiquement d’un rafraîchissement sur les plateaux et d’une durée de jours de neige et de gel plus importante. Pour déterminer un gradient thermique, une corrélation est proposée entre l’altitude et la température annuelle calculée pour plusieurs postes sur la normale 1981-2010 (Fig. 1.52). Mais cette corrélation souffre une fois de plus du nombre insuffisant de postes et de leur mauvaise répartition en altitude (aucun poste au-delà de 180 m). Sur les sept postes considérés, le coefficient de régression est mauvais ($r^2 = 0,0675$). En utilisant les postes les plus

rapprochés, la corrélation présente une pente positive correspondant à un effet d'inversion thermique vérifié dans la partie inférieure des coteaux viticoles (Sarmir et Lecompte, 2000). En utilisant des postes plus éloignés, notamment dans le Tardenois (Chambrency, Coulonges-Cohan), un réel gradient thermique est constaté, de l'ordre de $-0,6\text{ °C}/100\text{ m}$ conforme à celui de l'atmosphère. Les températures annuelles moyennes des plateaux seraient de 9 °C , soit $1,5\text{ °C}$ inférieures aux moyennes de Champagne crayeuse, à Reims ou à Fagnières. Cette relative fraîcheur se manifeste par des durées plus importantes de nombres de jours de neige et de gel en Montagne de Reims qu'en contrebas, dans la Champagne crayeuse.

Le festonnement du tracé de la cuesta, le promontoire de la Montagne de Reims et l'incision des vallées anaclinales et cataclinales déterminent une multiplicité de topoclimats avec des sites d'abris propices à la vigne et des sites d'exposition sur les coteaux. La station de Bouzy, située en position d'abri au pied de la cuesta et pourtant plus élevée en altitude (153 m) que celle de Reims (91 m), présente des températures moyennes mensuelles au mois de juillet de $19,6\text{ °C}$ au lieu de $18,8\text{ °C}$ à Reims. Ces sites sont d'autant plus diversifiés qu'ils sont exposés au vent (Sarmir et Lecompte, 2000) et aux brises de pente qui conditionnent le risque de gelées printanières, principal aléa climatique en Champagne viticole (Briche *et al.*, 2011).

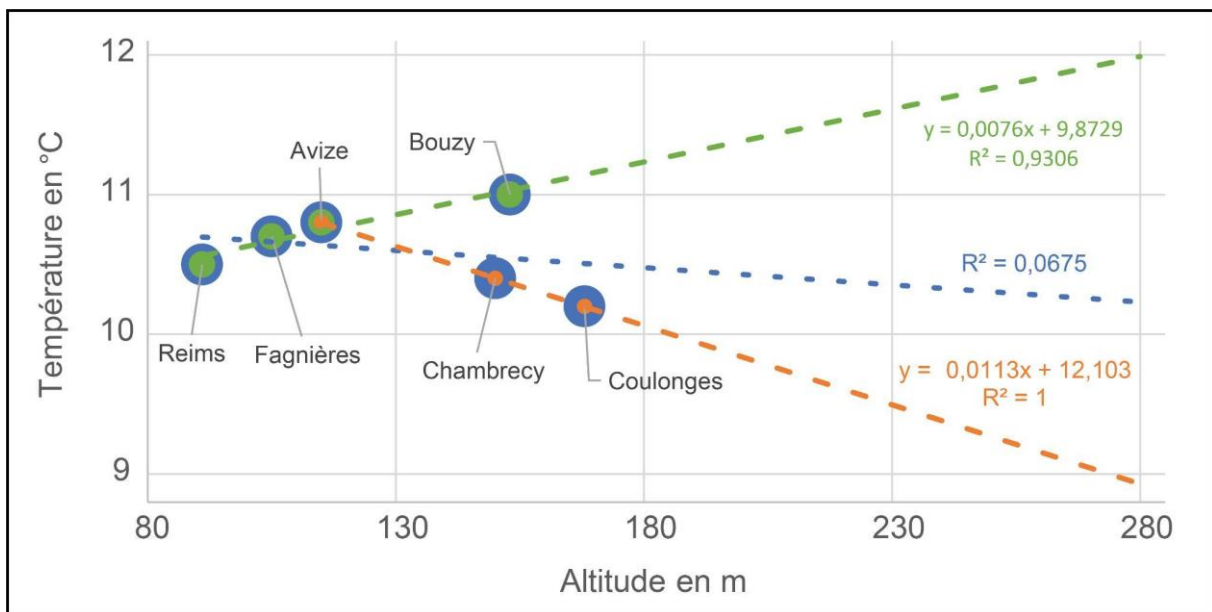


Fig. 1.52 : Exemple de gradient thermique en fonction des différentes stations du secteur de la Montagne de Reims.

1.4.5 Biogéographie de la Montagne de Reims

La couverture végétale conditionne non seulement le degré de conservation des morphologies révélées au LiDAR, mais aussi l'acquisition des données durant le vol (Georges-Leroy *et al.*, 2009 ; Ancelin *et al.*, à paraître). La présentation de la biogéographie de la Montagne de Reims s'impose donc pour relativiser les résultats.

Au niveau des territoires phytogéographiques, avec une pluviométrie exacerbée d'origine orographique, la Montagne de Reims constitue une avancée orientale du domaine atlantique (secteur atlantique franco-atlantique, sous-secteur séquanien supérieur, district nord-est d'Île-de-France) dans le domaine médio-européen de Champagne sèche (Bournérias *et al.*, 2011). La Montagne de Reims constitue un sous-district au sein du district nord-est d'Île-de-France. C'est un secteur de transition entre des espèces végétales occidentales, montagnardes et méridionales qui s'explique par la diversité géologique verticale et latérale, mais aussi par la multiplicité des expositions. Cette dernière est liée au tracé du front de cuesta et au réseau d'incision des vallées.

Selon la base de données CORINE Land Cover et la BD Forêt® V2, Le PNR Montagne de Reims est principalement occupé par la forêt (66 %), essentiellement composée de feuillus (58 %) avec peu de conifères (2,5 %) (Fig. 1.53). La hêtraie-chênaie acidophile (*Fagion sylvaticae*) sur les Argiles à Meulières ou limons décalcifiés est associée à la chênaie oligotrophe à chêne sessile (*Quercion robori-petraeae*) sur les plateaux. Les coteaux, le versant nord de la vallée de la Marne et les vallées du Belval, du Brunet et, dans une moindre mesure, ceux de la Livre sont bordés d'un bandeau viticole périphérique caractéristique (12 %). Enfin, les cultures d'openfield représentent 17 % du PNR et se concentrent dans la partie basale de la cuesta, sur la craie de Champagne et des versants de l'Ardre et de la Livre. À l'image des autres paysages de côte de l'est de la France, le triptyque forêt-vignes-cultures est ici bien marqué (Fig. 1.54), sans transition notable, notamment autour des villages. Ces derniers, peu représentés (1,9 %), enchâssés de vignes en limite forestière, sont perchés sur les lignes de source au contact des formations tertiaires. Aucune zone tampon autour des villages, ou « infield », composés généralement de vergers et de jardins périphériques, n'est observée. Cette organisation de l'occupation du sol confère à la Montagne de Reims l'aspect de massif forestier coiffant les plateaux, renforçant la perception montagnarde par rapport à la Champagne sèche en contrebas. Concernant l'espace couvert par le LiDAR, il s'agit d'un espace principalement forestier puisque 80 % des forêts du PNR se trouvent sur les presque 50 % d'espace couvert par cette campagne.

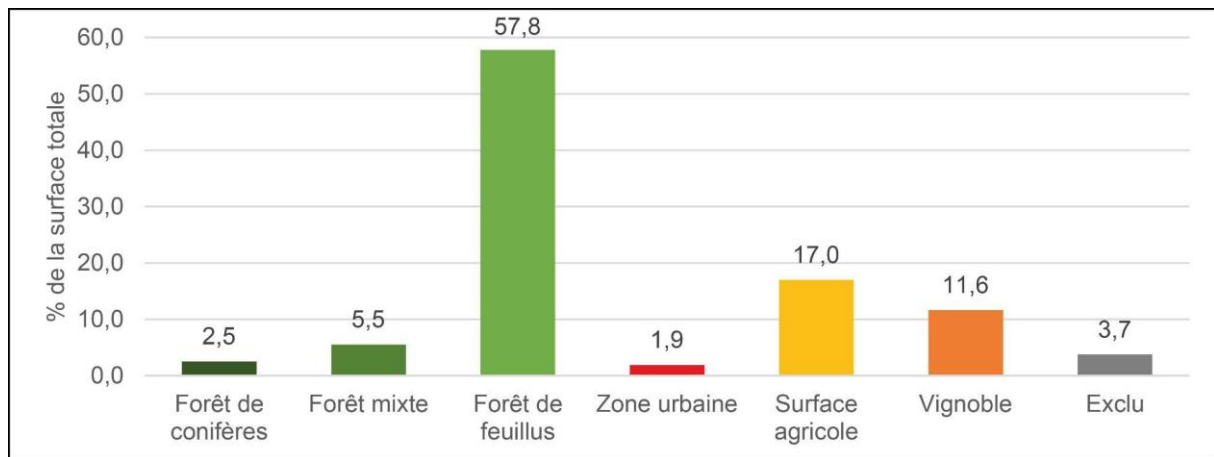


Fig. 1.53 : Diagramme de l'occupation du sol dans l'emprise du PNR Montagne de Reims (données : CLC 2018, BD Forêt® V2, BD TOPO®).

Ce massif forestier imposant, et de prime abord homogène (161 km² de forêt), cache de multiples groupements végétaux inhérents aux variations latérales et verticales des faciès géologiques (influences édaphiques), aux multiples expositions (influences climatiques) et aux interactions biotiques et humaines.

Si la hêtraie-chênaie acidophile (*Fagion sylvaticae*) et la chênaie oligotrophe à chêne sessile (*Quercion robori-petraeae*) dominant sur les plateaux de Saint-Basle, Ville-en-Selve et Saint-Imoges, elle est parsemée d'îlots de parcelles forestières mixtes, de conifères plus ou moins ouvertes, voire de peupleraies et de villages-clairières avec leur finage rural (e.g., Saint-Imoges, Germaine, Ville-en-Selve ; Fig. 1.55). Ces îlots résultent de gestions forestières hétérogènes associées aux statuts fonciers et aux héritages historiques. Mais la BD Forêt® V2 cache de nombreux groupements forestiers illustrés sur un transect de végétation (Fig. 1.56).

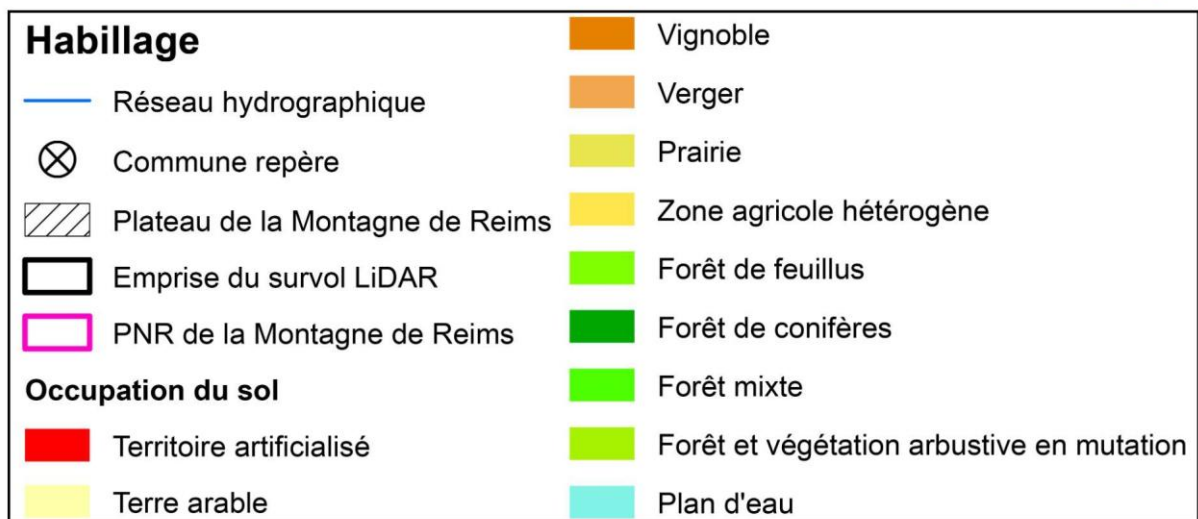
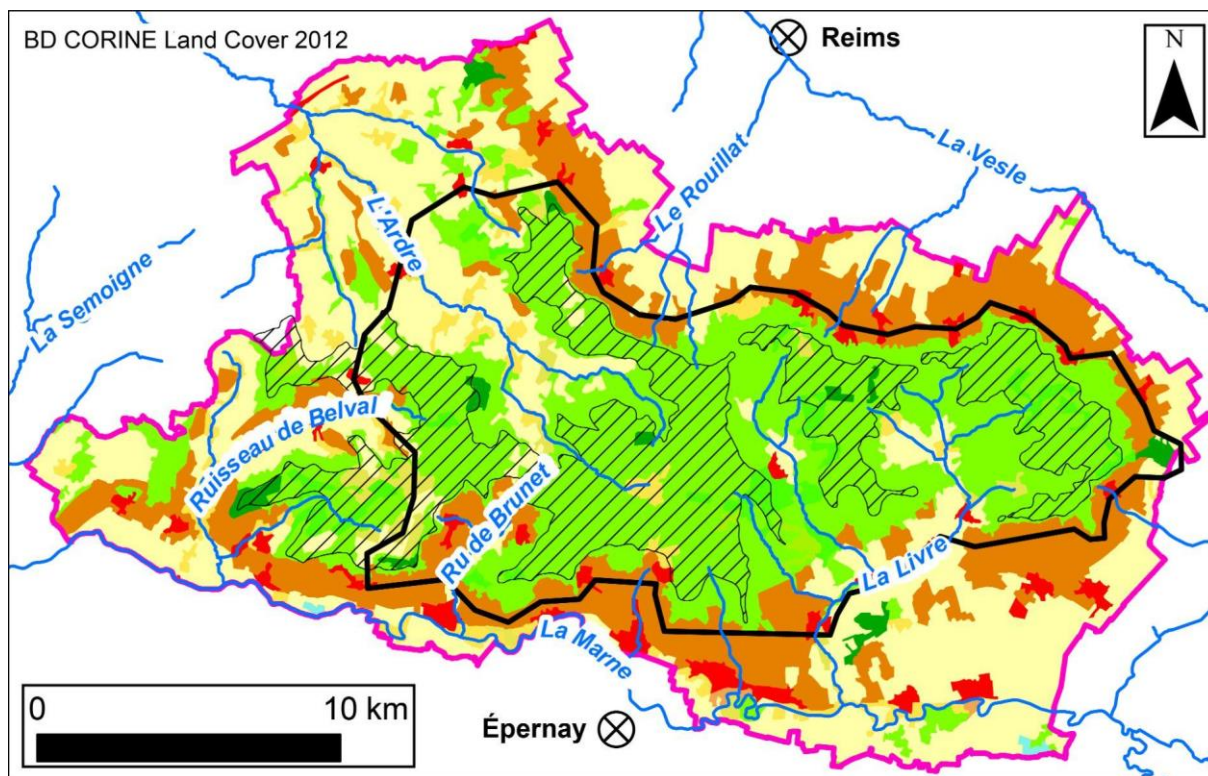


Fig. 1.54 : Carte de l'occupation du sol présentée par la base de données CORINE Land Cover version 2018 dans l'emprise du PNR Montagne de Reims (données : CLC 2018, BD Forêt® V2, BD TOPO®).

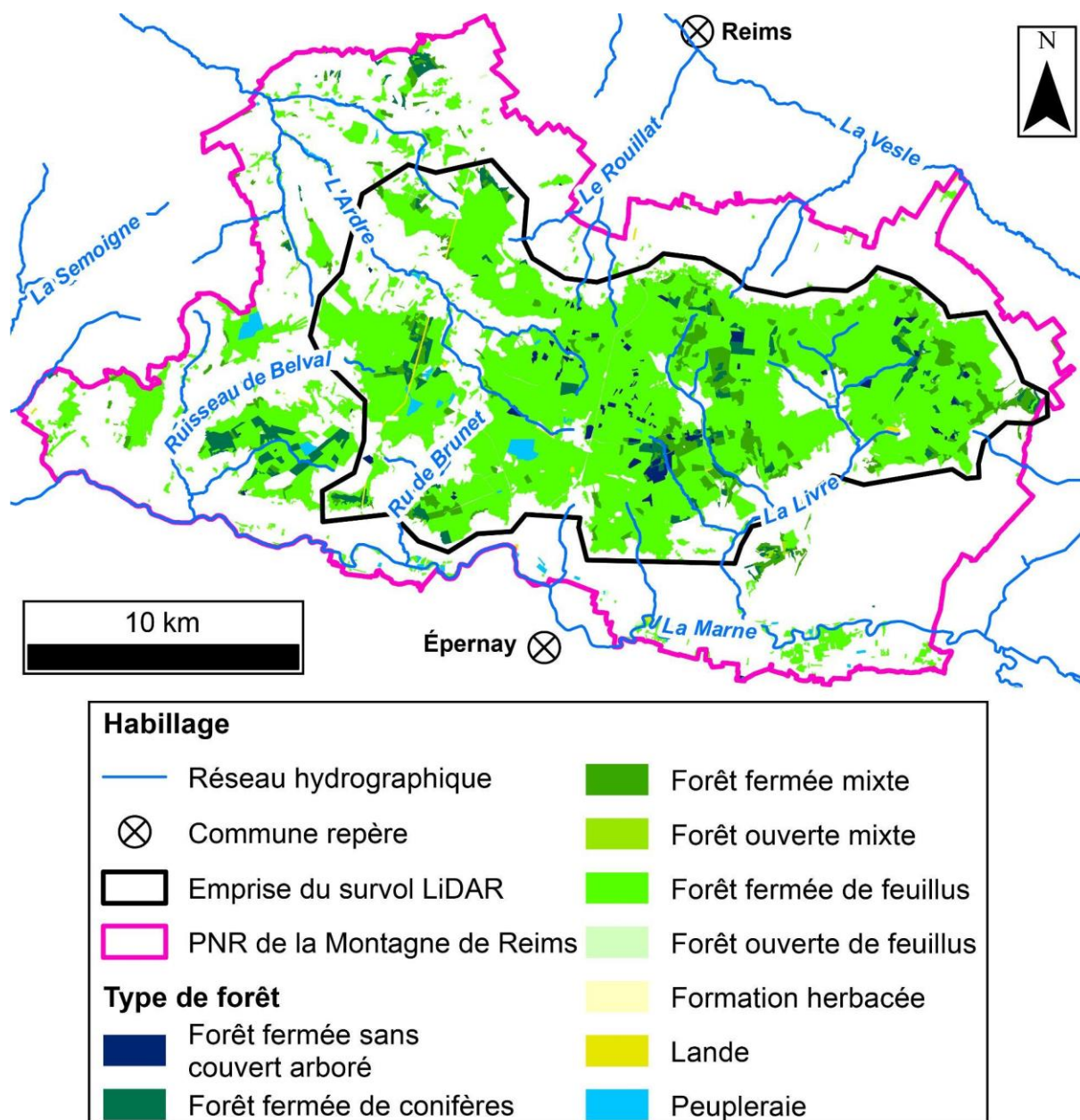


Fig. 1.55 : Carte des différents types de forêts de la Montagne de Reims (données : BD Forêt® V2, BD TOPO®).

Le transect de végétation du massif de Saint Gobain (Bournerias *et al.*, 2001) illustre à la fois les influences édaphiques, climatiques et phytosociologiques des formations paléocènes à éocènes de l'est du bunidireassin de Paris (Fig. 1.56). En effet, chaque station représente un ou plusieurs groupements végétaux dont la densité de peuplement et la stratification diffèrent, ce qui conditionne potentiellement l'acquisition LiDAR.

L'influence édaphique est remarquable avec sur les plateaux des Argiles à Meulières sur sols hydromorphes (station 8), la chênaie oligotrophe à chêne pédonculé et molinie (*Molino caeruleae* - *Quercion roboris*) à couvert léger et peu dense. Ce stade climax est atteint lorsque

le drainage entraîne la régression de la Molinie acidophile. Cette station contraste avec la hêtraie calcaricole (*Cephalanthero-Fagion*) en station 6, ou avec la chênaie-frênaie sur sols bien drainés sur les calcaires bartoniens ou lutétiens voire des pelouses sèches héliophiles en exposition méridionale (*Mesobromion erecti*) en station 12. Sur le plateau de Saint-Basle à Verzy, des hêtres tortillards ou « Faux » forment un peuplement original de plus de 700 spécimens en forêt domaniale, constituant la plus grande concentration mondiale.

Sur les versants des vallées, dans les sables cuisiers, la dense chênaie-charmaie (*Carpinion betuli*) en station 4 domine l'aulnaie-frênaie à Carex élevé (*Alnion incanae*) en station 3 au contact des argiles de l'Yprésien supérieur où des marais de pente s'y développent. Ces derniers se retrouvent également en contrebas sur les sables thanétiens entretenant des marais alcalins sur les calcarénites (*Caricion davalliana*) ou tourbeux en station 3 (*Caricion lasiocarpae*).

L'influence climatique se manifeste par une dualité entre le versant nord et sud, car aucune symétrie n'est observée dans les groupements malgré les mêmes formations géologiques (Fig. 1.9). Le gradient pluviométrique favorise généralement la hêtraie au sommet et la chênaie en contrebas.

L'influence des dynamiques géomorphologiques, et plus particulièrement les mouvements de terrain, entretiennent de forts contrastes de végétation (Fig. 1.56). Les contre-pentes en tête des masses glissées favorisent des marais à molinie (*Molinio caeruleae*) ou à carex (*Caricion acutae*), voire des groupements amphibies de mares (*Oenanthion aquaticae*), alors que les coulées sont souvent recouvertes de groupements à végétation basse (*Alnion incanae*) riches en prèles.

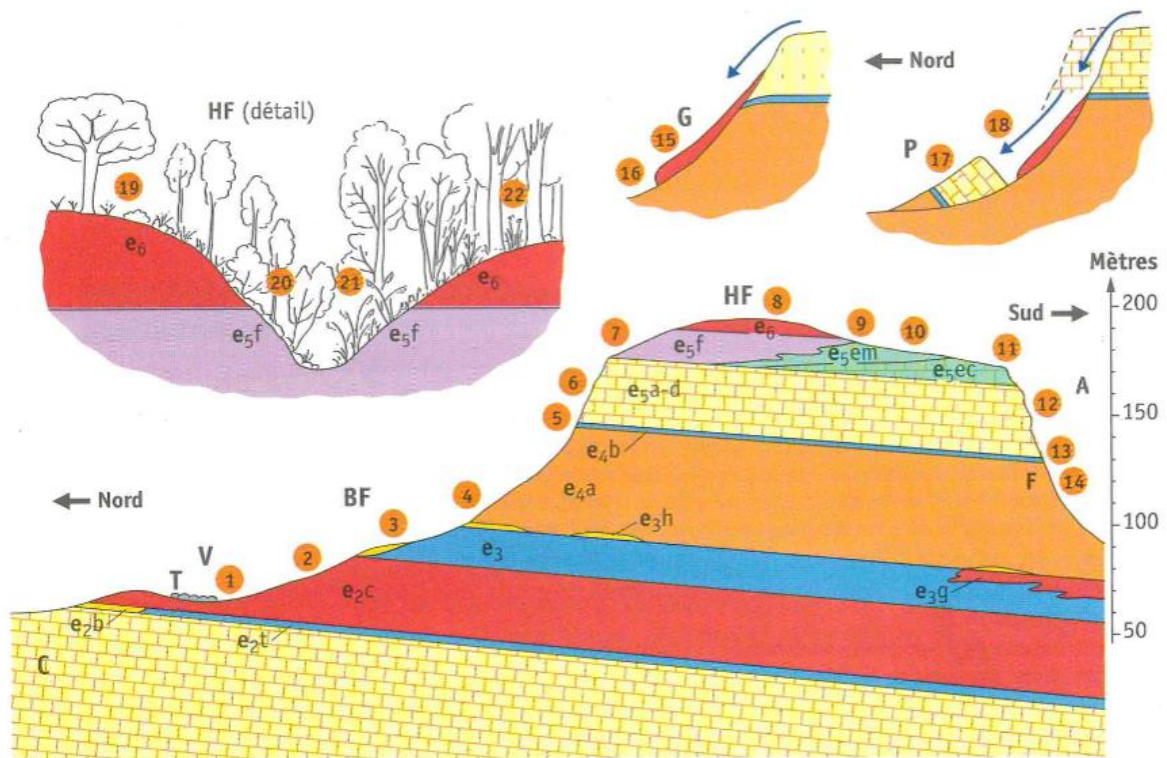


Fig. 1.56 : Transect de végétation du massif de Saint-Gobain : substrats géologiques, sols qui s'y développent et végétation. (Bournerias et al., 2001).

Influence géologique. C : Sénonien (craie, masquée) ; E₂ : Thanétien e_{2c} : sables de Bracheux, podzolisables, des landes sèches à humides en 1, des tourbières (T) ; sur colluvions en 2, chênaies ; E₃ : Sparnacien ; généralement argile à lignites : sols hydromorphes, eutrophes, mieux drainés sur pentes sur placage alluviaux en 3 ; E₄ : Cuisien ; e_{4a} , sables argileux et glauconieux ; sols bruns ; en 4 chênaies-charmaies passant à la hêtraie ; F : niveaux fossilifères en 14 hêtraie calcaricole ou prés-bois pelouses, e_{4b} : argile de Laon humide ; sous-bois ; en 5 aulnaies-frênaies, sous pelouses, marais calcaires de pentes en 13 ; E₅ : Lutétien inférieur et moyen ; e_{5ad} : calcaire grossier souvent dolomitisé (sables calcaires) ; rendosols ou sols bruns calcaires. Forêts en 6, Cephalanthero-Fagion, ou chênaie-frênaie, pelouses en 12, Lutétien supérieur marno-calcaire ; e_{5ec} : mêmes groupements forestiers de e_{5ad} ; en 11 pelouses, e_{5em} ; marnes pelouses et forêts en 10, hêtraie claire ; en 9, chênaie-frênaie calcaricole ; e_{5f} : argiles de St-Gobain : sols hydromorphes peu acides ou très acides selon les influences biotiques ; E₆ : Bartonien : sables podzolisables, en place en 8, ou glissés en 15-16-18 ; chênaies à Hêtres, parfois humides ; localement limons : hêtraies-chênaies acidophiles.

Influences climatiques. Les oppositions entre versants nord (1 à 7) et sud (10 à 14) ; La prédominance des chênaies et chênaies-charmaies dans la Basse-Forêt, du Hêtre en Haute-Forêt ; l'existence de groupements montagnards sur les fortes pentes nord (15 à 18) : chênaies à Myrtille sur sables ou tiliaie-acénaie sur calcaire.

Enfin, la Montagne de Reims présente des spécificités phyto-climatiques par rapport à la Champagne crayeuse vouée à l'agro-ressource et à la grande culture. Cet aspect renforce son identité « montagnarde » relative. C'est un massif forestier imposant de feuillus avec une faible représentation de conifères donc propice à l'acquisition LiDAR aéroportée hivernale. Mais les groupements végétaux sont très diversifiés sous de fortes influences géologiques, géomorphologiques, climatiques et humaines. Cette multiplicité de groupements induit une diversité de types de peuplements, de densités et de stratifications végétales qui risquent de

jouer sur l'acquisition, la classification du nuage de points LiDAR et la production du MNT. L'approche biogéographique révèle également des informations sur les conditions d'écoulement et le degré d'humidité du milieu, nécessaires à la compréhension de l'hydrosystème de la Montagne de Reims. Le statut foncier de la forêt en Montagne de Reims (Fig. 1.57) est représentatif de celui de la France avec seulement 14 % de forêts domaniales éclatées en plusieurs massifs non jointifs, la forêt de Verzy, la forêt de Hautvillers et enfin la forêt du Chêne à la Vierge. Majoritairement privée (65 %), la forêt de la Montagne de Reims est donc moins accessible qu'en forêt domaniale, ce qui limite davantage sa connaissance et justifie l'usage du LiDAR aéroporté pour la compréhension de l'hydrosystème.

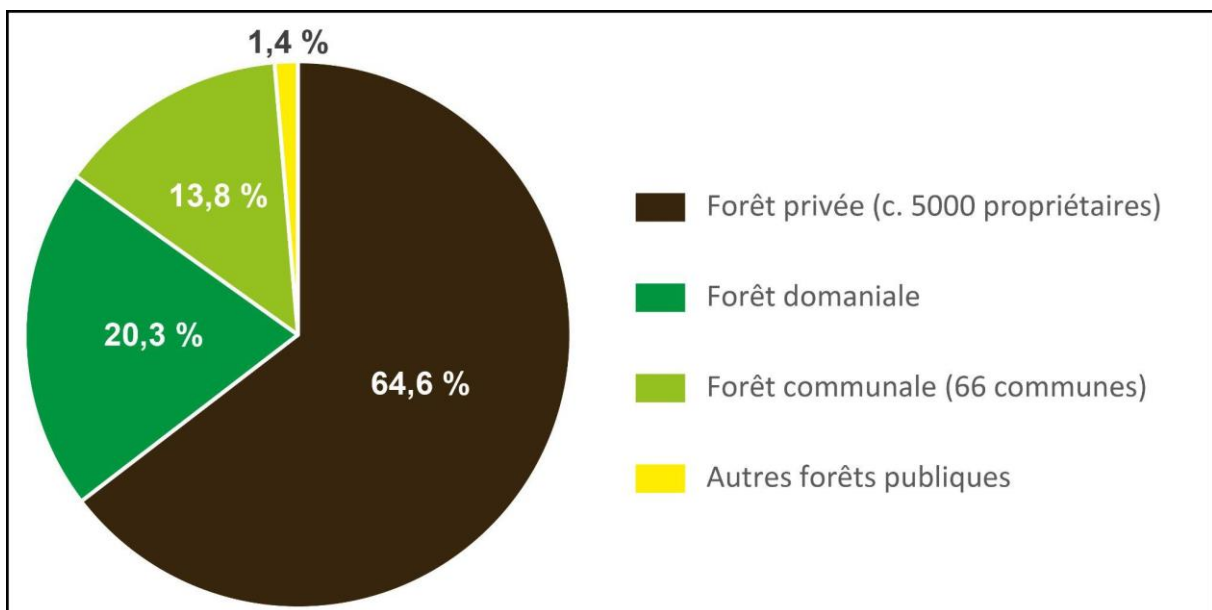


Fig. 1.57 : Statut foncier de la forêt en Montagne de Reims (données : BD Forêts publiques de l'ONF et d'après, PNR Montagne de Reims, 2009 ; Cazes, 1976).

Conclusion partielle de la partie 1.4

La Montagne de Reims porte les marques du Pléistocène. Elle se dégage entre deux percées cataclinales par érosion de la craie gélive durant les stades glaciaires. Mais le dispositif structural conditionne une plus forte susceptibilité à l'érosion de la craie à l'est, compte tenu de la faible puissance des formations tertiaires qui à l'inverse la protègent davantage à l'ouest. Il en résulte dans la partie orientale, une cuesta dont la corniche est armée par le Bartonien mais perchée sur la craie qui s'oppose à la cuesta occidentale, plus conventionnelle dégagée dans les formations du Lutétien et de l'Yprésien.

Cette érosion durant le Pléistocène se manifeste par de nombreux héritages mais de manière contrastée entre les deux versants. Le versant septentrional crayeux, loin de la Vesle, peu dynamique avec des glacis de raccordement, un empâtement des formes (graveluches colluviales et alluviales) présente de nombreux héritages périglaciaires (sols polygonaux, sols striés, coins de glace, dunes). Le versant méridional, tributaire de la Marne toute proche, et de ses affluents, est plus dynamique car marqué par l'incision des vallées et l'étagement des formes. Les phases anaglaciales et cataglaciales semblent plus morphogènes avec des mouvements de terrain qui feutrent les versants dégagés dans le Tertiaire. Les fonds de vallée sont suffisamment dynamiques pour exporter les matériaux et éviter l'empâtement. Enfin, les remplissages tardiglaciaires et holocènes déterminent des nappes alluviales de fond de vallée dont le granoclassement conditionne potentiellement le confinement des eaux (nappes captives) mais assure des échanges entre les cours d'eau et la nappe de la craie au sein d'une zone hyporhéique. Les péjorations climatiques de l'Holocène (Dryas, « événement 8200 ») favorisent la réactivation des mouvements de terrain sur les versants. Le forçage humain s'exprime dès le Néolithique et s'inscrit dans une évolution climatique dont les fluctuations historiques affectent surtout les milieux répulsifs comme dans la Montagne de Reims où les mutations des pratiques sociétales du territoire se manifestent plus particulièrement (occupation exacerbée durant les réchauffements de l'Antiquité et du Moyen Âge, déprise rurale durant le Petit Âge Glaciaire à l'Époque moderne).

Concernant les données climatiques actuelles, le climat de la Montagne de Reims, bien qu'inscrit dans le type 3 de Joly (2010) à l'échelle de la France, semble davantage s'apparenter au faciès « climat de Montagne » ou « type 1 » marqué par de fortes influences orographiques avec un gradient pluviométrique important pour des bas plateaux, comparable à ceux observés en Argonne ou dans le Barrois. Plus frais, plus neigeux et frappé d'océanisme pluvial orographique, il s'oppose au climat de la Champagne crayeuse, plus sec avec un spectre saisonnier plutôt continental. Cette opposition climatique justifie l'appellation de Montagne auprès des habitants de Reims et d'Épernay. Le climat des coteaux paraît être constitué d'une mosaïque de topoclimats dont des sites d'abris sont habilement utilisés par les vignes.

Cette dualité climatique entre plateaux tertiaires et Champagne crayeuse induit un transfert de l'énergie hydrodynamique qui se traduit morphologiquement par des ravins de raccordement et de fortes pentes entre la surface des Argiles à Meulières et les fonds de vallées.

L'approche climatique permet également de contextualiser et de relativiser les données LiDAR du vol de février 2018. Ce dernier s'effectue dans un contexte de surplus hydrique exacerbé en série humide qui risque d'envoyer les morphologies en dépression et ainsi de limiter leur lisibilité.

L'acquisition LiDAR est non seulement dépendante des conditions climatiques et hydrologiques, mais est également conditionnée par la couverture végétale (Georges-Leroy, 2009).

Concernant la biogéographie du massif, l'étude de la Montagne de Reims complète le portrait de cette région naturelle méconnue. L'organisation de son occupation du sol présente un aspect homologue au traditionnel triptyque de côte de l'est de la France, avec un massif forestier coiffant le plateau, un versant viticole et des fonds de vallée agricoles. Dans le détail, le massif présente des ripisylves et des plans d'eau importants homologues à ceux rencontrés dans la Brie champenoise. Cela, associé à une géologie similaire, en fait une région sœur au décaissement et à l'altitude plus importante qui produit *in fine* davantage de diversité climatique et biologique. C'est pourquoi l'observation de tendances montagnardes dans le climat se fait ressentir dans l'occupation du sol. En effet, au droit du relevé LiDAR, l'espace principalement forestier cache de multiples groupements végétaux inhérents aux variations latérales et verticales des faciès géologiques (influences édaphiques), aux multiples expositions (influences climatiques), aux éléments géomorphologiques (mouvements de terrain, cours d'eau et karst) et aux interactions biotiques et humaines. Ainsi, au cœur d'une campagne agricole présentant très peu de topographies remarquables et de diversités végétales puisqu'essentiellement dédiée à l'agro-ressource et à la grande culture. La Montagne de Reims renforce son identité « montagnarde ».

De plus, cette étude biogéographique permet également d'évaluer l'impact potentiel de l'occupation du sol sur le relevé LiDAR. Cette espèce forestière imposant à majorité de feuillus avec une faible représentation de conifères est donc globalement propice à l'acquisition LiDAR aéroportée hivernale. Mais les groupements végétaux sont très diversifiés et présentent une multiplicité des densités et des stratifications végétales susceptible de nuire à l'acquisition LiDAR (Ancelin *et al.*, à paraître).

La couverture végétale conditionne non seulement la qualité du relevé LiDAR mais aussi le degré de conservation des morphologies révélées au LiDAR (Georges-Leroy *et al.*, 2011), l'existence de 34 % du territoire de la campagne LiDAR hors de la forêt est donc un frein à la compréhension du paysage topographique puisque ces zones sont peu susceptibles d'apporter

des informations intéressantes à nos travaux. Les espaces agricoles, viticoles et urbains actuels comment, en effet, grandement le palimpseste topographique conservé en forêt.

Enfin, le statut foncier de la forêt en Montagne de Reims avec 78 % d'espaces privés et seulement 14 % de forêts domaniales, éclaté en plusieurs massifs non jointifs, fait de la Montagne de Reims un milieu peu accessible. Cela limite davantage sa connaissance et justifie l'usage du LiDAR aéroporté pour la compréhension de l'hydrosystème.

Conclusion de la partie 1

Au terme de la présentation du milieu naturel et de l'histoire de l'occupation humaine en Montagne de Reims, les hydrosystèmes semblent s'opposer selon une dichotomie entre les versants (nord et sud, est et ouest) et selon une opposition entre les plateaux et les vallées.

Le versant nord, inféodé au bassin de la Vesle, est étroit et limité au front de côte, à peine festonné d'Île-de-France. Son niveau de base, la Vesle, est éloigné et sa surface se raccorde à la Champagne sèche par des glacis polygénétiques. Les formations tertiaires génèrent un étagement d'aquifères perchés avec des lignes de sources rhéocrènes. Mais leurs écoulements se perdent majoritairement dans la zone saturée de la craie sous-jacente, dont la partie supérieure est karstifiée par un karst étagé, au contact du Thanétien. Les dynamiques géomorphologiques semblent se limiter aux mouvements de terrain et au karst dont les relations restent à prouver. L'hydrodynamisme de surface contraint sur le front de côte s'exprime difficilement.

Le versant sud est intégré au bassin de la Marne dont l'incision commande la dissection de la Montagne de Reims en trois plateaux avec des niveaux de base proches. Cela demande davantage d'hydrodynamisme que sur le versant nord. Le raccordement entre les plateaux et les vallées se fait par des ravins en tête des vallons. Le front de karstification se développe non plus sur le front de côte, mais en tête de vallons anaclinaux, sur le revers de la cuesta. Le réseau hydrographique y est dense et bien hiérarchisé (bassins du Belval, du Brunet, de la Livre) ce qui confère à la région une multiplicité d'expositions, de lignes de sources et d'habitats.

La partie orientale de la Montagne de Reims située en amont pendage, proche des limites de sédimentations des mers paléocènes et éocènes et limitée par une fausse cuesta, présente moins de potentialités aquifères que la partie occidentale. Dans cette dernière, c'est le bassin de l'Ardre qui commande l'incision des vallées tributaires. Les formations sédimentaires marines, plus perméables et plus épaisses, offrent des ressources en eau plus importantes avec les aquifères du Lutétien, de l'Yprésien et du Bartonien.

L'opposition entre les plateaux et les vallées est manifeste en Montagne de Reims. Les plateaux plus arrosés et recouverts par les Argiles à Meulières entretiennent des milieux humides, répulsifs, manifestement mal drainés, dont la moindre morphologie en creux forme une mare. À ce titre, l'empreinte des sociétés, notamment antiques, médiévales et contemporaines (*e.g.*,

réseaux viaires et parcellaires, Grande Guerre) risque de se manifester par des morphologies en creux et en eau, car la pierrosité du milieu est faible. La forêt de feuillus domine largement, mais son statut privé limite son accessibilité et la connaissance de l'hydrosystème. À ce titre, le LiDAR apparaît salvateur pour sa caractérisation.

Les vallées semblent moins répulsives que les plateaux. Le potentiel hydraulique y est plus important et des ouvrages des époques médiévale et moderne peuvent impacter les écoulements. Les versants recoupent de nombreuses formations à perméabilité contrastées qui contrôlent l'étagement des sources, des mouvements de terrain, et un karst moins connu que sur le versant nord. Sur les versants sableux plus propices à la culture, des occupations agricoles anciennes mises en évidence par la palynologie (élevage, cultures) risquent de modifier le cheminement des flux par leurs empreintes morphologiques que le LiDAR a pour objectif de caractériser. Mais les pratiques agricoles et viticoles contemporaines lissent ces empreintes, raison pour laquelle les campagnes LiDAR aéroportées se limitent généralement aux espaces boisés pour un usage archéologique (Georges-Leroy *et al.*, 2011).

**PARTIE 2 : MATÉRIELS ET
MÉTHODES**

Introduction de la partie 2

Dans cette thèse, le terme « système d'information géographique » qualifie, d'une part, le type de logiciel informatique dédié au recueil, au stockage, au traitement, à l'analyse et à la gestion de tout type de donnée géographique (*i.e.*, spatiale). Cette exploitation informatique de l'information spatiale constitue l'un des fondements de la discipline géomatique et de l'approche géographique au XXI^e siècle (Courbon, 2009). D'autre part, il désigne un projet d'étude d'un territoire employant ce type de logiciel, dont l'aboutissement peut être l'élaboration d'un système d'information composé de couches géographiques consacrées à ce territoire. Ce projet succède à une étape de réflexion indispensable pour la structuration et d'organisation des types de couches et des tables de données employées.

Cette deuxième partie introduit ainsi le « SIG Montagne de Reims » par la présentation des méthodes (géographiques, géomatiques, géoscientifiques) et du matériel (numérique et physique) ayant concouru à son élaboration. La démarche de travail consiste à croiser les données LiDAR avec les bases de données spatiales existantes. Le relief actuel est un véritable palimpseste composé de morphologies naturelles et anthropiques qui découlent des pratiques sociétales et territoriales, anciennes et actuelles. La présence de ces formes, plus ou moins organisées en réseaux, influence les hydrosystèmes en constituant des masses d'eau (mares, étangs), des drains (fossés), ou des exutoires. C'est pour cette raison que l'objectif de cette approche géomatique est d'identifier et de dater chaque morphologie afin de l'inscrire dans l'espace et dans le temps. Ceci conduit *in fine* à réaliser une interprétation paléo-paysagère des hydrosystèmes et à étudier l'hydrodynamique par l'intermédiaire d'études de cas.

Dans un premier temps, la qualité des données LiDAR est analysée selon une approche spatiale et multiscalaire de la densité et de l'isotropie des points classés « sol », révélant les secteurs concernés par une lacune d'information. Cela relativise la répartition spatiale des morphologies détectées et permet de se prémunir des artefacts numériques associés à une mauvaise qualité du nuage de point. Cette vérification qualitative s'achève par l'étude des conditions d'acquisition (paramètres de vol, météorologie, phénologie) et son croisement avec les données d'occupation du sol, chaque catégorie d'occupation ne proposant pas le même potentiel d'acquisition microtopographique (Georges-Leroy *et al.*, 2009). Les autres bases de données géographiques (archivistiques, publiques, *etc.*) disponibles sur l'emprise de la zone d'étude sont présentées. L'objectif est de discriminer les documents cartographiques, planimétriques et textuels utilisables dans le cadre d'un traitement sous SIG et d'une approche diachronique.

Le deuxième chapitre est consacré au matériel de mesures de terrain (tomographie électrique, topographie souterraine, hydrométrie) employé dans les études morphodynamiques et hydrodynamiques de l'hydrosystème exposées dans les parties 3 et 4.

Le troisième chapitre présente de quelle manière l'ensemble des bases de données ont été exploitées sous SIG dans le but de constituer le « SIG Montagne de Reims » avec des tables attributaires spécifiques. Le protocole de traitement des données LiDAR employé dans la visualisation, la discrimination et la cartographie est notamment décrit.

Chaque entité identifiée (*e.g.*, exokarst, mouvements de terrain, fossés, carrières) fait finalement l'objet d'une approche typologique, spatiale et temporelle, parmi lesquelles des méthodes originales ont été réalisées, présentées dans le dernier chapitre.

2.1. Bases de données

Cette sous-section vise à présenter les données constituant la matière première de cette thèse. L'évaluation qualitative du MNT issu de la campagne de mesures du LiDAR aéroporté précède à la description du corpus de données exploitées dans le cadre de l'interprétation de ces données microtopographiques.

2.1.1. LiDAR

2.1.1.1. Acquisition

Le LiDAR (*light detection and ranging*) est un outil de mesure de la distance basé sur le calcul du temps de parcours d'un faisceau lumineux émis par un émetteur et capté par un récepteur. Sa vocation première est de calculer une distance entre l'appareil et un objet visé. La longueur d'onde, le vecteur, la fréquence d'émission et l'ajout d'un module de balayage permettent au LiDAR d'être utilisé pour de nombreuses applications.

Dans le cadre de la thèse, un LiDAR topographique aéroporté a été utilisé (Fig. 2.1). Il s'agit d'un module laser Riegl LMS Q680i émettant dans le proche infrarouge, ce qui permet de pénétrer davantage la canopée, mais empêche d'être réfléchi par l'eau. À l'inverse, un lidar bathymétrique (longueur d'onde de 530 nm) ne serait en effet pas efficace en forêt, car

complètement intercepté par la végétation, mais pertinent en bathymétrie par sa capacité à traverser plusieurs mètres d'eau.

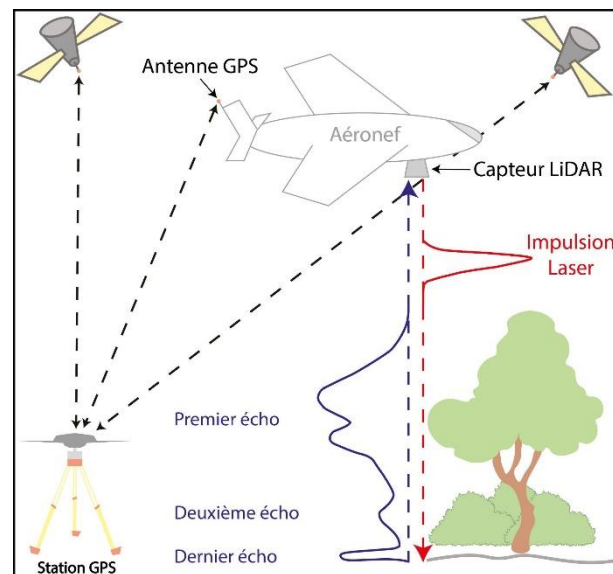


Fig. 2.1 : Fonctionnement du LiDAR aéroporté.

Une hauteur de vol moyenne de 550 m, une émission de 400 khz et un angle de scan de 60° ont permis d'obtenir une émission brute de 6 pts/m² (Tab. 2.1).

Comme l'illustre la figure 2.1, pour une impulsion laser émise, le récepteur est capable de capter plusieurs signaux réfléchis correspondant aux différents objets rencontrés. Ses retours, appelés « échos », peuvent être absents si le premier objet est de l'eau, ou extrêmement nombreux lorsque le signal laser traverse de nombreux objets, dont la faible densité rend possible la rétrodiffusion de nombreux échos. Ce dernier cas de figure est caractéristique des acquisitions en secteur forestier où les différentes strates végétales (arborées, arbustives, herbacées) voire foliaires sont intersectées par le rayon laser.

Tout point classé « sol » est donc systématiquement le dernier écho d'un signal émis. En revanche, tout dernier écho n'est pas un point « sol », un étage arbustif dense pouvant par exemple intercepter la totalité d'un signal émis. Cela reflète l'importance du couvert forestier dans l'acquisition LiDAR. Elle est en conséquence effectuée en hiver, lorsque l'indice foliaire est au plus bas, afin d'augmenter la proportion de derniers échos correspondants au sol. Pour la Montagne de Reims, les forêts de feuillus étant largement majoritaires (cf. partie 1.4), les conditions sont optimales.

Conditions générales de l'acquisition	
Date d'acquisition :	21-22-23 / 02 / 2018
Laser :	Riegl LMS Q680i
Conditions météorologiques	
Date	Météo
21/02/2018	Brume, faible visibilité
22/02/2018	Brume, faible visibilité, des rafales à partir de 16h
23/02/2018	Ciel clair, vent fort
Paramètres de vol LiDAR	
Paramètres d'acquisition	Valeur nominale
Hauteur de vol	550 m / sol
Vitesse de vol	125 Nœuds
Angle de scan	60°
Fréquence de scan	400 kHz
Précision altimétrique (écart-type)	10 cm
Précision planimétrique (écart-type)	25 cm
Densité moyenne de points émis par bande	6 points / m ²
Recouvrement	60%
Densités des points sol du nuage de point LAS (études à une résolution de 25 m)	
Nombre de points par m ²	Surface couverte (%)
< 5	1,66
5 à 10	34,12
10 à 15	56,79
15 à 20	6,54
> 20	0,89
Caractéristiques des MNT finaux	
Nombre	1 079
Surface couverte par image	500 m X 500 m
Résolution	50 cm X 50 cm
Surface totale	245,2 km ²

Tab. 2.1 : Paramètres du LiDAR « Montagne de Reims » d'après Méchin, 2018 et David 2019.

Cette méthode de télédétection implique de connaître à chaque instant de la mesure la position de l'émetteur dans l'espace, dans les axes X (longitude), Y (latitude) et Z (altitude) pour déterminer le X, le Y et le Z des échos enregistrés. Pour cela, un GNSS (*Global Navigation*

Satellite Systems) est embarqué dans le vecteur aéroporté afin de connaître la trajectoire de l'avion avec une résolution d'une donnée par seconde. Une centrale inertielle est également intégrée pour le calcul de la trajectoire de l'avion à une fréquence de 200 valeurs par seconde, ainsi que la correction des roulis et des tangages. Les distances LiDAR-sol sont ainsi calculées par l'outil pour la production d'un nuage de points, où chaque point présente une valeur d'X, d'Y et de Z.

Le nuage de points obtenu a finalement été classifié afin de ne retenir que les points « sol », puis converti en un MNT d'une résolution de 50 cm, organisé en 1079 dalles (500 m x 500 m), par le prestataire *Sintégra* (Méchin, 2018). Sa densité moyenne, calculée à partir d'une carte de densité à la résolution de 25 m, est de 13 points/m² (Tab. 2.1 ; David, 2014).

2.1.1.2. Validation de la donnée

La validation du nuage de points s'appuie conventionnellement sur l'observation de la densité de point au m² au sein d'espaces maillés de surfaces plurimétriques (*e.g.*, 10 m, 25 m ; Georges-Leroy *et al.*, 2011 ; David, 2019). Par la comparaison des acquisitions LIDAR du Fossard (Vosges ; Ancelin, 2020), du nord de Reims (Babalone, 2016) et de la Montagne de Reims (Méchin, 2018), Ancelin *et al.*, (à paraître) ont récemment démontré que de telles superficies sont susceptibles de cacher une forte anisotropie du nuage de points, ce qui est à l'origine de fortes limites d'interprétation lors de l'exploitation du MNT. Afin d'attester d'une bonne isotropie, une étape d'analyse d'agrégation du nuage de points a été ajoutée à la réalisation traditionnelle de cartes de densité.

- Carte densité de points « sol » :

Le tableau 2.1 indique que 1,66 % de l'espace couvert par l'acquisition, maillé au 25 m, présente une densité inférieure à 5 points par m², ce qui est interprété comme un LiDAR de bonne qualité.

La figure 2.2 présente un dénombrement des points « sol » calculé à partir du nuage de points classés « sol » fourni par le prestataire, mais cette fois-ci dans une maille de 50 cm. Cette résolution de maille, qui correspond à la résolution d'exploitation du LiDAR, semble optimale pour considérer la représentativité topographique d'une cellule (Ancelin *et al.*, à paraître). Cette carte de densité indique donc que 5,2 % des cellules du MNT sont interpolées à partir de points qui se trouvent en dehors de leur emprise et que 40,3 % des cellules sont interpolées avec un ou deux points dans leur emprise. Elle informe enfin que 54,5 % des cellules sont interpolées à

partir de trois points ou plus dans leur emprise, ce qui constitue une densité idéale. *In fine*, 94,8 % des cellules sont considérées comme possédant une valeur suffisante pour l'étude.

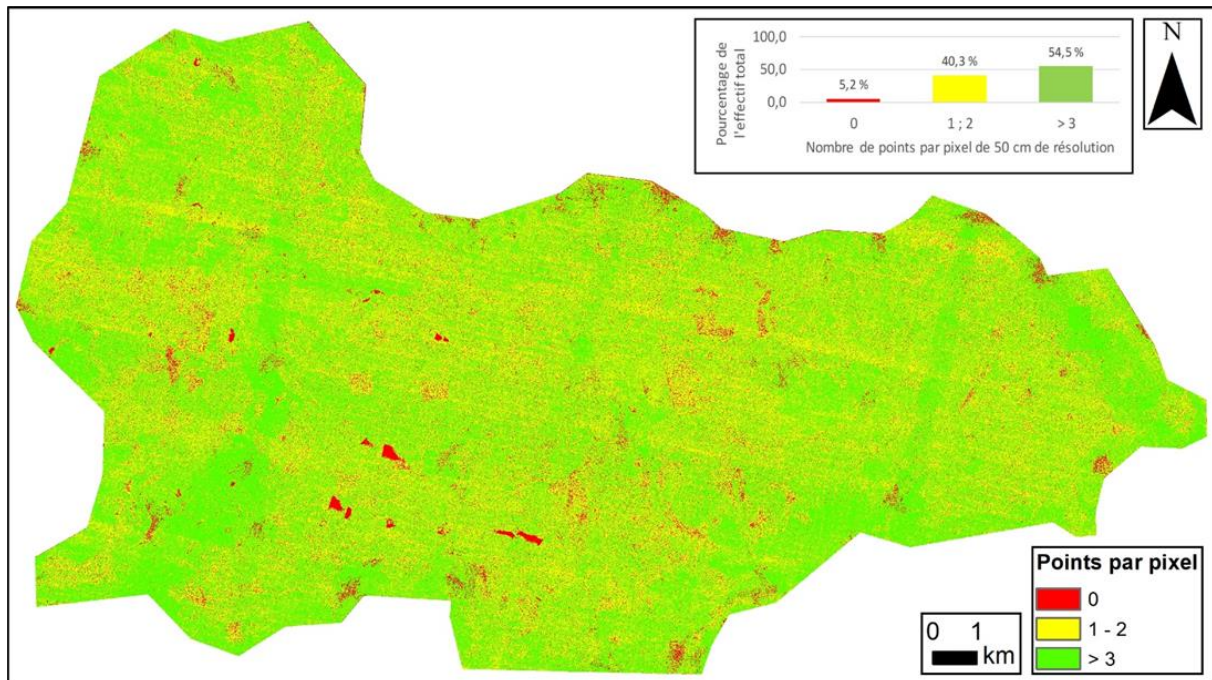


Fig. 2.2 : Carte de densité spatiale de points « sol » dans un maillage de 50 cm (protocole présenté en Annexe 2.1).

Afin de déterminer l'origine et l'impact des 5,2 % de pixels du MNT interpolés à partir des points extérieurs à l'emprise des cellules, cette densité spatiale a été croisée, visuellement et statistiquement aux données d'occupation du sol (Fig. 2.3 et Fig. 2.4). Cela permet d'observer en premier lieu la responsabilité partielle dans l'absence de données de deux types d'occupations :

- Les surfaces bâties, qui présentent 0,6 % de la surface totale de la zone d'étude (couche BATI de la BD TOPO®), car elles sont extraites du MNT lors de la classification du nuage de points.
- Les surfaces en eau, pour 0,3 % de la surface totale (couche SURF_EAU de la BD TOPO®) du fait de leur exclusion par la longueur d'onde de prise de mesure.

Les 4,3 % de pixels « sans donnée » (ou « *no-data* ») restants s'expliquent par d'autres facteurs. La figure 2.3 révèle ainsi visuellement l'impact du type de boisement avec des forêts de conifères présentant une densité apparente de points plus faible que les forêts de feuillus.

La figure 2.4 met statistiquement en évidence un impact de la végétation sur la qualité du relevé LiDAR. Elle représente la densité de points « sol » en fonction du type de boisement, proposée

sur la base de son croisement avec la densité de points (pts/m²) comptabilisée dans l'emprise des polygones de la BD Forêt® V2 (IGN). Les secteurs feuillus comportent en moyenne 36 % de points « sol » supplémentaires que les conifères, avec respectivement 10,5 et 7,6 pts/m². Les écart-types (EC) de 1,68 et 1,51 invitent toutefois à relativiser la significativité de cette différence qui rend mal compte du contraste visuellement observable entre ces deux types de peuplements. Cette proximité des EC est probablement imputable à leur variété de surfaces, d'âges, et d'effectif (64, forêts de conifères ; 359, forêts de feuillus).

De même, la figure 2.5 croise pour chaque cellule le nombre de pixels *no-data* et le type d'occupation du sol majoritaire obtenu à partir d'un maillage spatial de 25 m. Les statistiques qui en découlent révèlent que les conifères comportent en moyenne quatre fois plus de pixels *no-data* que les forêts de feuillus (454 contre 117). Cet écart n'est toutefois pas significatif compte tenu du recouplement de leur EC (conifères, *c.* 292 ; feuillus, *c.* 89). Il est en revanche possible d'affirmer que le type d'essence arborée a un impact sur la prise de la mesure avec en moyenne 18,1 % des pixels interpolés dans les forêts de conifères contre seulement 4,7 % pour les forêts de feuillus.

En dehors de l'occupation du sol, la répartition des points est aussi directement liée aux paramètres d'acquisition, et notamment au taux de recouvrement. Leur influence est largement perceptible dans la comparaison de la carte de densité de points au sol à une résolution de 50 cm et du plan de vol (Fig. 2.7). Celle-ci permet d'établir visuellement une corrélation entre les zones à faibles valeurs de densité et les zones les plus éloignées du tracé des vols.

Cette corrélation s'exprime également statistiquement par le croisement du nombre de passages de l'aéronef et de la densité de points « sol » (Fig. 2.6). Cela démontre que dans les conditions et avec le matériel utilisé lors de ce relevé LiDAR, l'ajout de recouvrements entre plusieurs passages améliore (au seuil d'un EC) la densité de points « sol » jusqu'à quatre bandes.

Cet exemple témoigne de l'intérêt que peut revêtir l'augmentation du nombre de passages sur un secteur dans le but d'améliorer la densité de points « sol », bien que l'obtention d'une meilleure densité ne soit pas effective en toute circonstance (Georges-Leroy *et al.*, 2011).

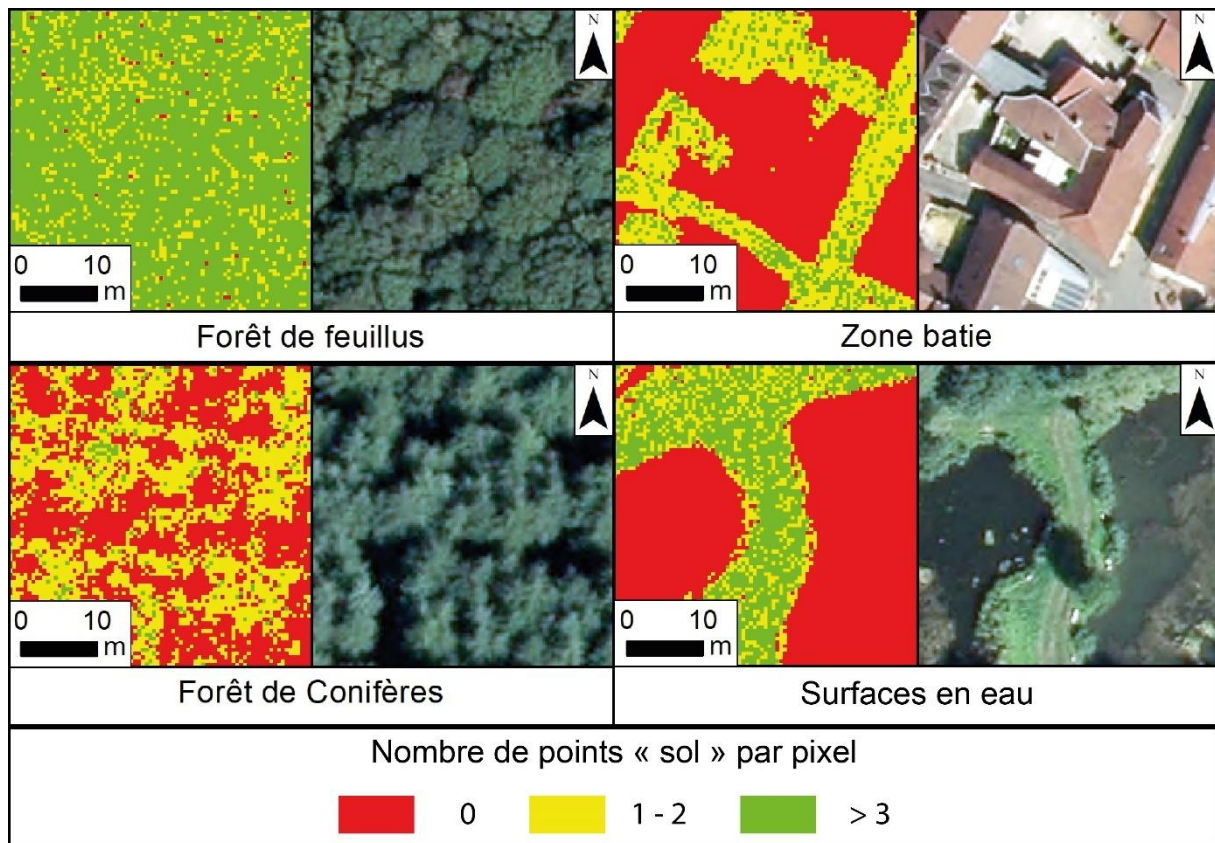


Fig. 2.3 : Impact de l'occupation du sol sur la densité de points classés « sol » étudiés dans une maille de 50 cm.

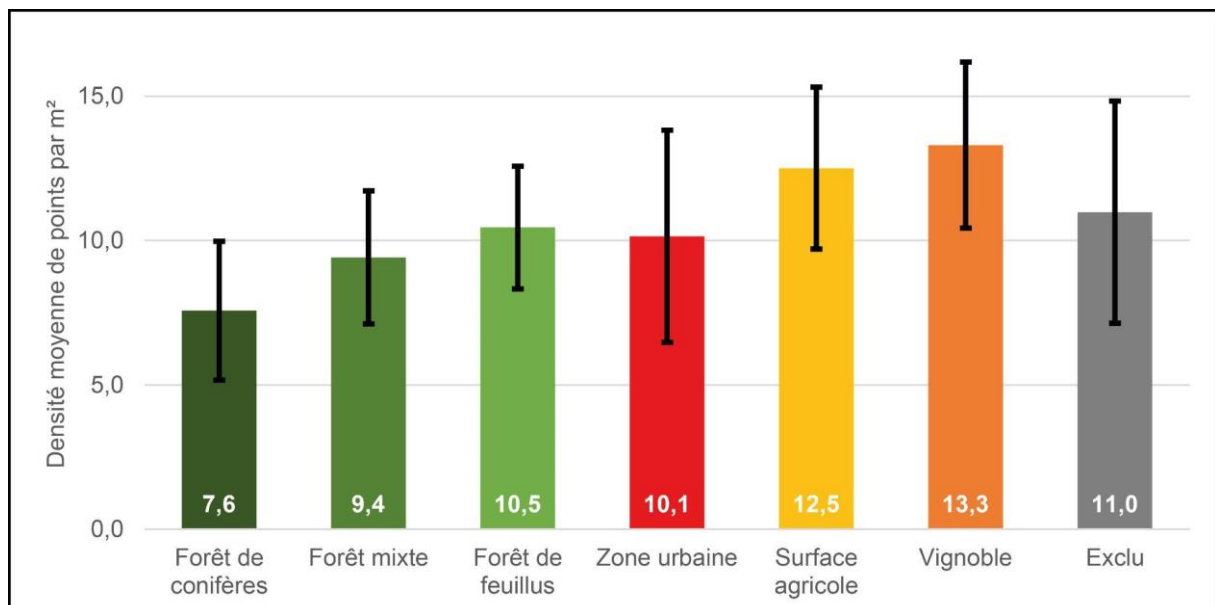


Fig. 2.4 : Impact de l'occupation du sol sur la densité de points « sol » (plus ou moins un écart-type) (données : BD Forest® et CLC 2018).

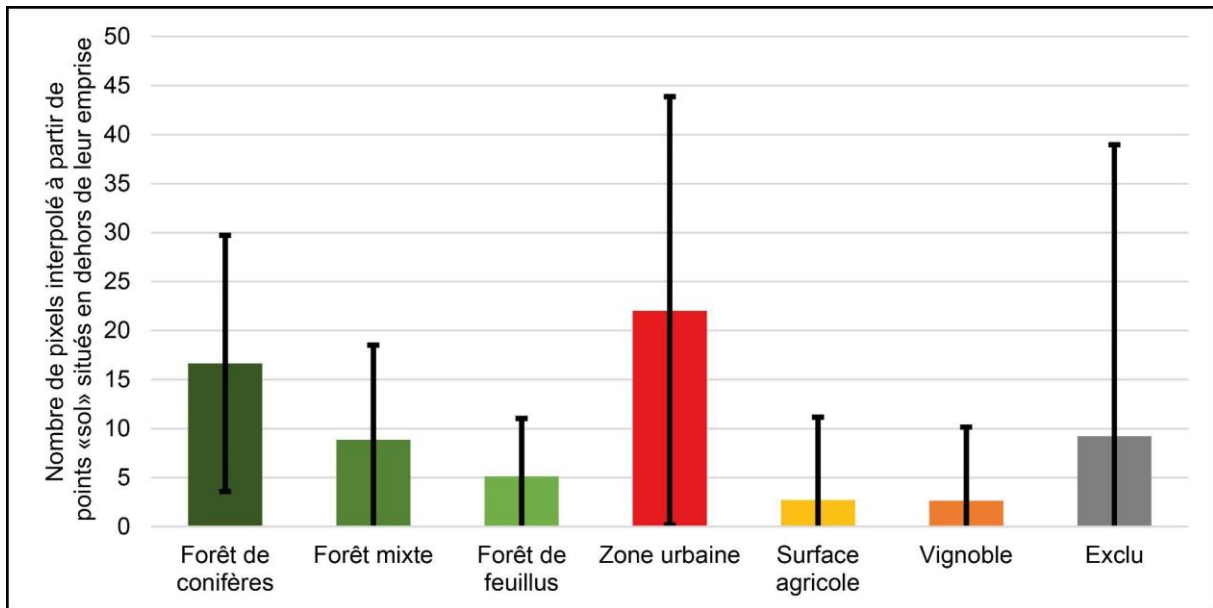


Fig. 2.5 : Pourcentage de no-data par type d'occupation plus ou moins un écart-type calculé à partir d'une carte de densité de 25 m de résolution (données : BD Foret® et CLC 2018).

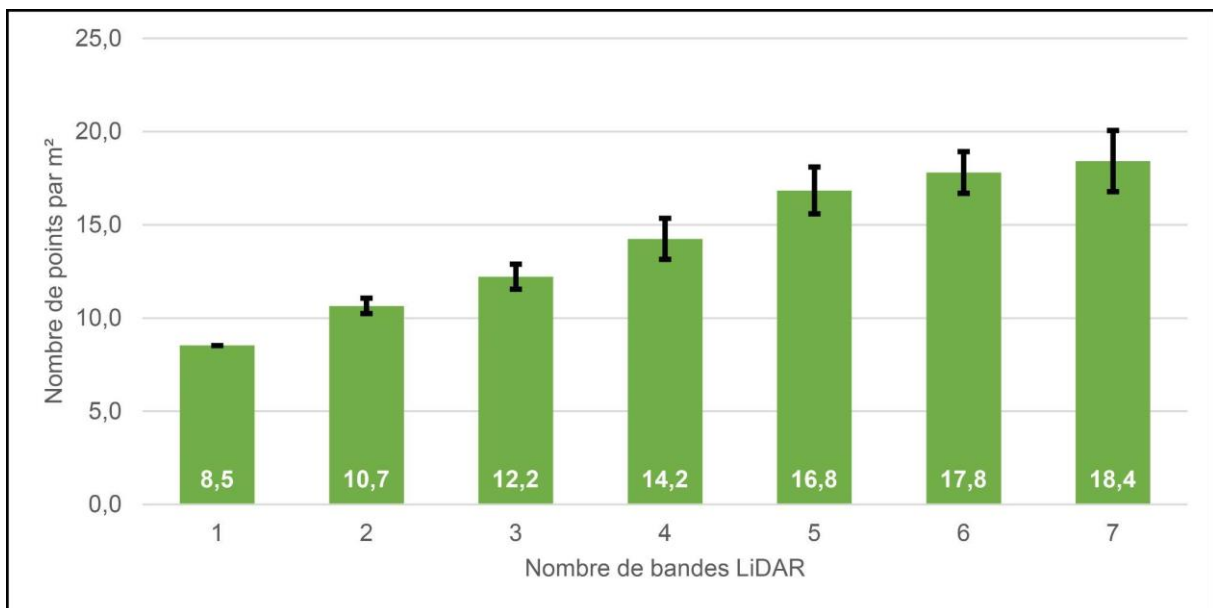


Fig. 2.6 : Impact de la superposition de bandes de vol LiDAR sur le nombre de points au sol.

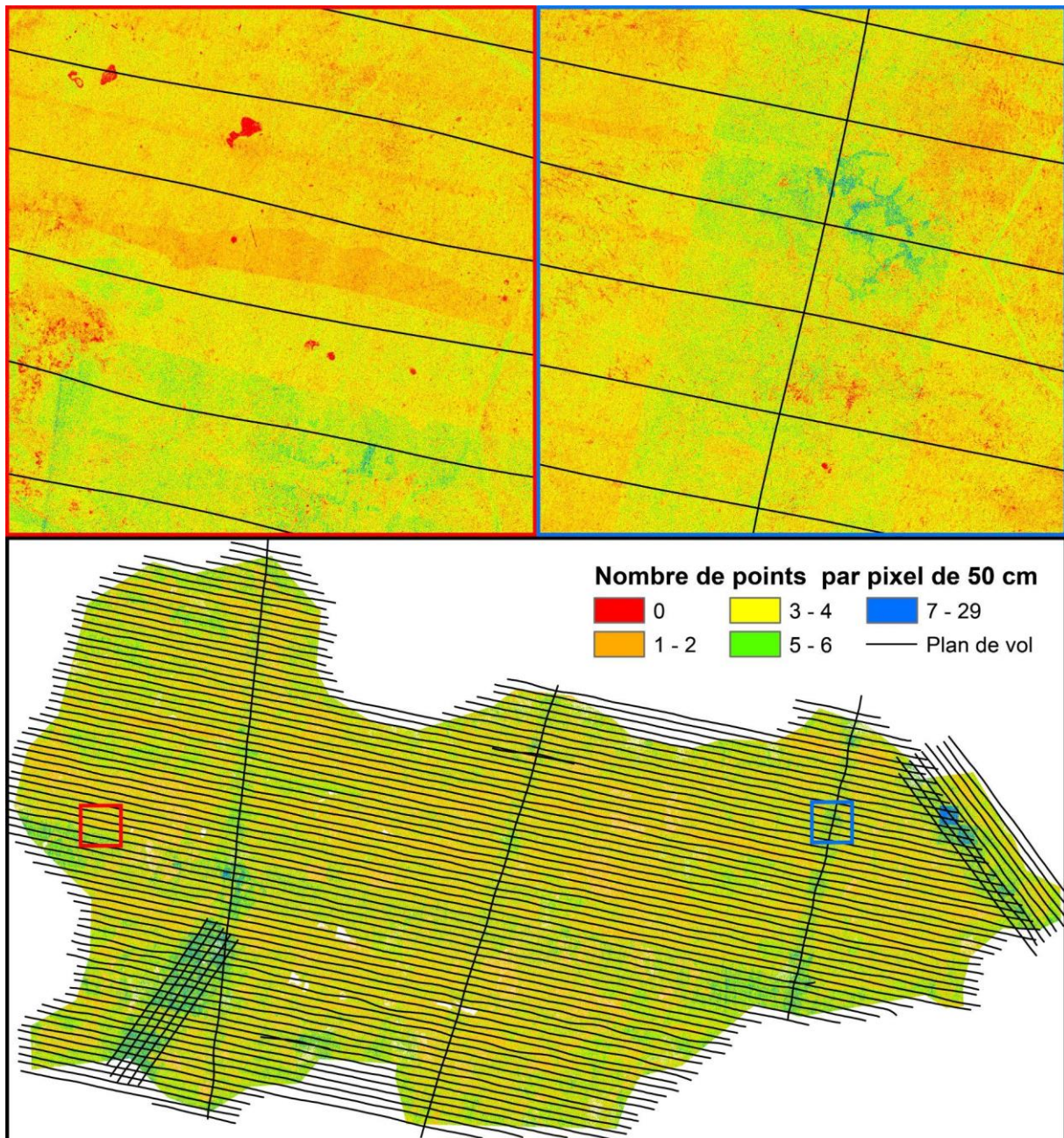


Fig. 2.7 : Impact visuel de la superposition de bandes de vol LiDAR sur le nombre de points « sol ».

- Indice d'agrégation :

L'analyse de l'agrégation permet de caractériser statistiquement l'isotropie du nuage de points.

La figure 2.8 comparant deux modèles de neuf pixels *no-data* illustre l'importance de la dispersion spatiale des pixels de *no-data* sur la qualité du MNT. Dans le cas de la répartition A, l'interpolation est fiable car chaque pixel de *no-data* peut-être interpoler à partir de ses huit pixels adjacents dont la valeur est connue (Fig. 2.8A). À l'inverse, l'interpolation de neuf pixels

de *no-data* agrégés est moins fiable, car ils ne peuvent être interpolés qu'à partir d'un nombre restreint de pixels adjacents (0 à 5 ; Fig. 2.8B).

Afin de caractériser cette dispersion, un index d'agrégation a été appliqué sur le maillage de 25 m de résolution de la zone d'étude (Annexe 2.2 ; He, 2000). La figure 2.9 présente les valeurs d'agrégations moyennes des pixels de *no-data* des trois types de peuplements forestiers, avec 0,45 pour les conifères (EC = 0,03) et 0,19 pour les feuillus (EC = 0,03). Dans la mesure où, pour chaque type de peuplement, la distribution des valeurs d'index d'agrégation suit une loi gaussienne, et que les deux populations sont significativement différentes à l'échelle de deux écart-types, il est ainsi possible d'affirmer que le type de formation végétale impacte directement l'agrégation des pixels *no-data*, et donc la lisibilité finale du raster produit à partir du nuage de points.

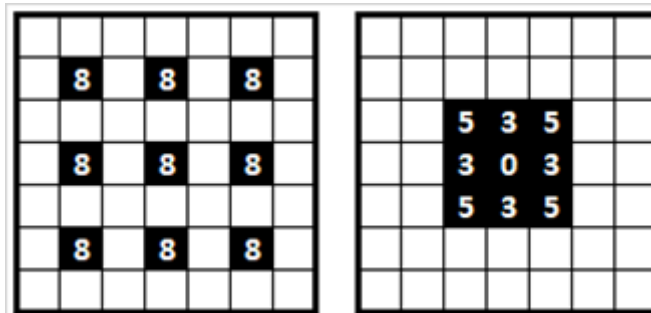


Fig. 2.8 : Exemple de dispersion pour neuf pixels *no-data* (en noir).
 A. Répartition des pixels non problématiques pour l'interprétation du MNT (index d'agrégation = 0) ;
 B. Répartition problématique (index d'agrégation = 1).

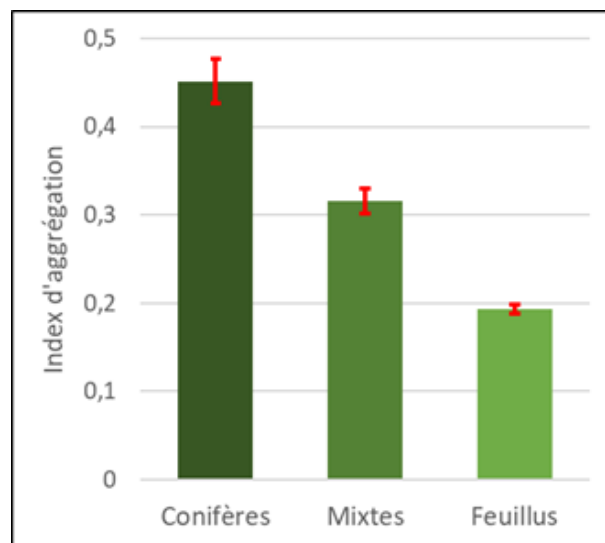


Fig. 2.9 : Impact du type de peuplement forestier sur l'agrégation des pixels de *no-data*.

La figure 2.10 présente les valeurs d'index d'agrégation de chaque type d'occupation du sol sur des secteurs représentatifs, par leur densité, leur index d'agrégation et leur nombre de pixels de *no-data* (Ancelin *et al.*, à paraître). Elle permet de démontrer que la forêt en Montagne de Reims ne constitue pas une limite notable à l'exploitation du LiDAR, bien qu'elle représente 3,65 % des pixels sans données dans la zone d'étude.

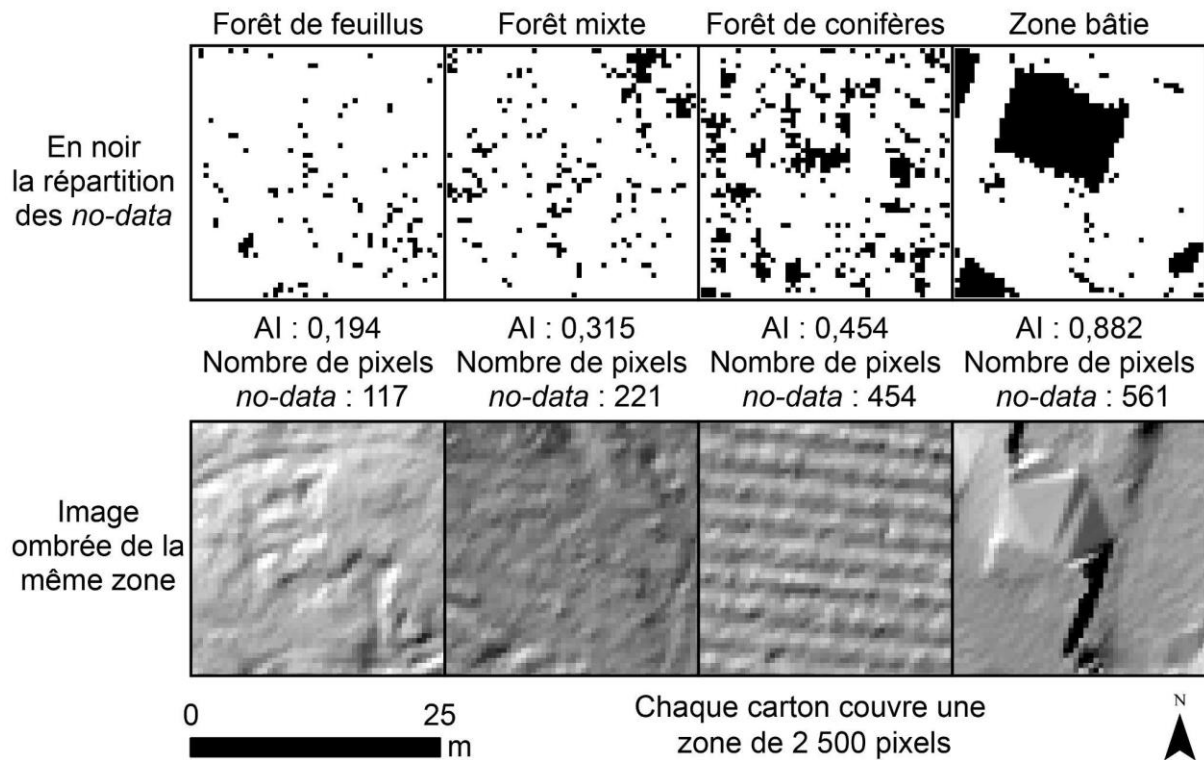


Fig. 2.10 : Impact de l'agrégation des pixels *no-data* sur les traitements de visualisation ombrés (AI = index d'agrégation ; Annexe 2.2).

2.1.2. Informations géographiques géoréférencées sous SIG

Dans cette sous-partie, les principales bases de données ayant fait l'objet d'un croisement avec les données LiDAR sont succinctement décrites.

La BD Forêt® est une base de données vectorielles nationale (polygones) produite par l'IGN dédiée à la thématique forestière. La version 2.0, utilisée dans l'étude de la Montagne de Reims, est issue de la photo-interprétation des photographies aériennes infrarouges et couleurs, captées entre 2004 et 2006 pour le département de la Marne. Tous les espaces boisés de plus de 5 000 m² (0,5 ha) sont référencés selon quatre niveaux de classification, dont seuls les niveaux 3 et 4 ont été utilisés. Le niveau 3 classe chaque polygone parmi 14 groupes permettant une approche globale des surfaces végétales (*e.g.*, feuillus purs, coupes rases, formations

herbacées). Le niveau 4, plus précis, identifie le type d'arbre qui compose la formation de niveau 3 (e.g., Hêtres purs, Sapins, Épicéas). Cette base de données est disponible au téléchargement sur le portail de mise à disposition des données publiques de l'IGN « Géoservices ».

BD TOPO®, également proposée par l'IGN, s'intéresse à la thématique des infrastructures du territoire avec une précision métrique. Quatre thématiques ont été exploitées dans la version 3.0 :

- Les limites administratives des communes et des régions (polygones).
- Les surfaces (polygones) et les tronçons hydrographiques (linéaires).
- La voirie par l'intermédiaire des tronçons de route (linéaires).
- Les informations réglementaires à propos des forêts publiques, des parcs et des réserves (polygones).

Cette base de données est issue d'un assemblage de bases de données dont la fréquence de mise à jour varie du quotidien à l'annuel, notamment pour les mises à jour effectuées à partir des orthophotographies aériennes. Il est ainsi possible de connaître pour chaque entité la date de son acquisition. Une présentation plus complète de cette base de données est disponible sur le site internet de l'IGN (IGN, 2023).

Cadastre Etalab est une base de données vectorielle fournissant, entre autres, l'emprise des parcelles cadastrales et des lieux-dits (data.gouv.fr). Pour cela, les plans cadastraux numériques, gérés par la direction générale des finances publiques, sont vectorisés. Le millésime du 1^{er} octobre 2020 est utilisé dans ce travail.

Bd Charm-50 présente en six couches vectorielles harmonisées les informations indiquées sur la dernière carte géologique au 1/50 000 de chaque feuille. Les couches des formations géologiques (polygones) et des éléments structuraux linéaires (polylignes) ont été exploitées dans cette étude. La Montagne de Reims est concernée par les feuilles d'Avize, d'Épernay, de Fismes et de Reims produites entre 1977 et 1986. Cette base de données, produite par le BRGM, est visualisable et téléchargeable *via* le portail de mise à disposition de données « Infoterre ».

CORINE Land Cover est une base de données vectorielles réalisée dans le cadre du programme européen Copernicus (Agence européenne pour l'environnement), mise à

disposition sur le portail éponyme, et produite par l'IGN et le Service de la donnée et des études statistiques du ministère chargé de l'écologie. Elle concerne les données d'occupation du sol. L'interprétation visuelle d'images satellites de 20 m de résolution est à la base de la description de 44 types d'occupations pour des espaces d'au moins 25 ha. Le millésime le plus récent (2018) a été exploité dans le cadre de la thèse.

La Carte archéologique nationale inventorie l'ensemble des fouilles archéologiques réalisées sur le territoire. Cette base de données n'a pas été récupérée compte tenu de son accès difficile et de son exploitation chronophage, en particulier concernant la lecture systématique nécessaire des rapports de fouille associés à chacun des sites inventoriés. Par ailleurs, son efficacité semble également limitée par le peu de fouilles préventives effectuées en Montagne de Reims (faible anthropisation récente) et le faible apport en forêt domaniale (David, 2019).

L'Inventaire LIDAR sur la Montagne de Reims réalisé par l'ONF (David, 2019) a été produit dans le cadre d'un projet d'étude forestière menée par l'ONF entre juillet 2018 (période entre la réception des données) et septembre 2019 (présentation finale des résultats). Elles contiennent sept fichiers de formes (.shp), dont deux fichiers de points (« Digitalisation_point », « MDR_archo_pt »), deux fichiers de lignes (« Digitalisation_ligne », « MDR_archo_ligne ») et trois fichiers de polygones (« Digitalisation_poly », « MDR_archo_poly », « Zones_prospectees »).

Le fichier de polygone relatif aux zones prospectées correspond à l'emprise des secteurs ayant fait l'objet de prospection de terrain par l'ONF. Les six autres fichiers résultent de la détection manuelle et de l'interprétation topographique et archéologique des formes à partir d'un panel de traitements de visualisation (pente, ombrage, différence d'altitude ; David, 2019).

D'une part, les fichiers nommés « Digitalisation_[...] » correspondent à l'ensemble des anomalies topographiques directement interprétées et digitalisées *via* chaque type de vecteur. Les tableaux 2.2 (points), 2.3 (polylignes) et 2.4 (polygones) synthétisent les tables attributaires qui leurs sont associées. Pour chaque type de forme ou de structure archéologique ayant fait l'objet d'une digitalisation sont indiqués le caractère convexe (positif) ou concave (négatif) du relief, l'effectif ainsi que les informations morphométriques élémentaires (longueur, superficie). Les morphologies allongées et étroites ont été représentées par l'intermédiaire de polylignes (Tab. 2.3). Les vecteurs ponctuels ont par ailleurs été préférés aux polygones lorsque la digitalisation précise des formes n'a pas été considérée comme revêtant un intérêt substantiel (Tab. 2.2).

Type d'entité	Relief	Effectif
Aménagement militaire	Positif et négatif	114
Butte	Positif	1086
Charbonnière	Positif	4640
Dépression	Négatif	177
Structure carrée	Positif	144
Zone en eau	Négatif	20

Tab. 2.2 : Présentation synthétique du fichier de forme Digitalisation_point.

Type d'entité	Relief	Effectif	Longueur en km
Ancien chemin de fer	Positif et négatif	53	24,2
Ancien cheminement	Négatif	14489	1179,9
Ancienne vigne	Positif et négatif	344	12,5
Cheminement important	Positif et négatif	202	97,1
Cloisonnement	Négatif	887	105,9
Crête de labours	Positif	695	67,4
Fosse	Négatif	12605	705,5
Limite cadastrale	Négatif et positif	6502	1176,9
Parcellaire	Positif	4698	393,3
Talus	Positif	334	38,7
Tranchée militaire	Négatif et positif	1071	66,6

Tab. 2.3 : Présentation synthétique du fichier de forme Digitalisation_ligne.

L'absence d'informations à propos des normes cartographiques utilisées restreint les possibilités de statistiques morphométriques ou d'analyses morphologiques fines des structures. Les vecteurs ponctuels ne semblent par exemple pas être systématiquement placés au centre, et les polygones paraissent être créés en fonction de l'emprise minimale des formes (*e.g.*, fond d'un cratère, partie sommitale d'une butte).

D'autre part, les couches intitulées « MDR_archeo_[...] », de résolution plus élevée, bénéficient de prospections pédestres car elles ont vocation à être utilisées dans le cadre de mesures de gestion des sites archéologiques. À l'issue de cette prospection, 119 secteurs, 156 sites surfaciques, 53 km de structures linéaires (tranchées, boyaux et ALVF) et 1101 charbonnières ont été interprétées par extrapolation des observations de terrain.

Le fichier « MDR_archeo_poly » apporte en particulier de nombreuses informations à propos des sources et informe sur la présence de mobiliers, de moellons, de TCA et d'autres indices archéologiques détectés en prospection pédestre. Cette seule analyse des entités surfaciques indique la faible proportion de sites d'époques antérieures à l'Époque contemporaine, avec 21 contre 81 sites, et 53 dont l'âge est indéterminé (Tab. 2.5).

Type d'entité	Relief	Effectif	Surface en km²	Site SRA
Aménagement militaire	Négatif et positif	62	0,1	0
Butte	Positif	53	0,1	0
Enclos	Positif	11	0,1	0
Secteur à anomalies	Positif et négatif	151	1,1	9
Secteur avec marque de sylviculture	Négatif	179	13,6	0
Secteur bombardé	Négatif	58	9,4	0
Structure quadrangulaire, militaire	Positif et négatif	149	0	0
Zone d'extraction	Négatif	488	11,3	0
Zone de crête de labours	Positif	114	9,7	0
Zone en eau	Négatif	150	0,6	0

Tab. 2.4 : Présentation synthétique du fichier de forme Digitalisation_poly.

Type d'entité	Âge	Effectif
Site	ANTIQUITE	1
Site	INDETERMINE	1
Aménagement militaire	CONTEMPORAIN	41
Aménagement militaire	INDETERMINE	4
Ancien chemin de fer	INDETERMINE	1
Ancien hameau	INDETERMINE	2
Ancien hameau	MEDIEVAL / MODERNE	3
Ancienne abbaye	MEDIEVAL / MODERNE	1
Ancienne chapelle	INDETERMINE	1
Ancienne chapelle	MEDIEVAL / MODERNE	1
Ancienne loge	CONTEMPORAIN	32
Ancienne loge	INDETERMINE	4
Ancienne loge	MODERNE / CONTEMPO	4
Anomalies topographiques	CONTEMPORAIN	1
Anomalies topographiques	INDETERMINE	19
Atelier tuiliers	MODERNE	1
Cantonement	CONTEMPORAIN	7
Cantonement	INDETERMINE	5
Charbonnière	INDETERMINE	5
Chateau de Vernay	MEDIEVAL	1
Enclos	INDETERMINE	7
Indice DRAC	MEDIEVAL	1
Indice DRAC	ANTIQUITE	1
Maison-forte	MEDIEVAL / MODERNE	2
Maison-forte Village de Dugny	MODERNE-CONTEMPORAIN	1
Occupation	GALLO-ROMAIN	1
Occupation	INDETERMINE	4
Occupation	MODERNE	3
Tuileries sur Cassini	MODERNE	1

Tab. 2.5 : Sites archéologiques issus de l'interprétation du LiDAR et de la carte archéologique du SRA.

In fine, cette base de données réalisée en quelques semaines agrmente le travail de cartographie des anomalies topographiques détectées et étudiées dans le cadre de la thèse en fournissant un précieux point de comparaison pour la validation des interprétations LIDAR.

2.1.3. Informations géographiques non géoréférencées sous SIG

Les données LiDAR sont croisées à des bases de données géoréférencées publiques mais également à des documents archivistiques de type « plan » et « texte », postérieurs au XVII^e siècle, qu'il faut géolocaliser dans le cadre de l'approche diachronique.

- Plans et Cartes

Les plans terriers, plans de finage et atlas de l'Ancien Régime restent rares et postérieurs au XVII^e siècle. Représentés en vues cavalières, difficilement utilisables, seulement trois sites en Montagne de Reims sont concernés (Mont Rieul en amont de l'Ardre, le cours supérieur de la Lingonne, l'abbaye de Saint-Basle). Leur emprise spatiale dans la zone d'étude restant lacunaire, leur utilisation reste limitée à de l'illustration ponctuelle. Cela entraîne une méconnaissance de la gestion de l'espace avant le XVI^e siècle. La « Carte du pays et diocèse de Reims » de 1623 par Jean Jubrien et la « Carte du Diocèse de Reims, Duché et Pairie, avec le Duché de Rethelois », publiée en 1644 de Jean Boisseau (BNF), sont malheureusement non utilisables pour alimenter une base de données spatiale.

L'atlas de Trudaine constitue une cartographie routière émanant de la volonté de Philibert Orry (Contrôleur général des finances ; 1689-1747) d'établir un diagnostic de l'état des voies de communication du royaume de Louis XV (Vignon, 1862). Cet atlas se compose de plus de 3 000 planches et 2000 cartes représentant les voies de communication, l'occupation du sol et la végétation dans une bande de 600 toises (1 170 m) au 1/8 600 avec des coupes de plus de 700 ouvrages de franchissement (Combaud *et al.*, 2016). Leur levée est dirigée par Daniel-Charles Trudaine (1703-1769), puis par son fils Jean-Charles-Philibert Trudaine de Montigny (1733-1777), s'étalant ainsi entre 1742 et le début des années 1770 (Blond, 2009). Pour qui porte un intérêt archéologique au paysage, ce document est une source d'information précieuse concernant l'occupation du sol de l'époque, entre l'extension de la forêt, l'organisation du parcellaire agricole et l'implantation des zones urbaines. Son apport en reste néanmoins lacunaire (Blond, 2009). Outre les erreurs susceptibles d'avoir été commises entre la levée sur le terrain et le dessin et le manque d'homogénéité, l'intérêt porté uniquement aux routes royales constitue le facteur limitant principal, le réseau secondaire ayant été délaissé. Son apport dans l'étude de la Montagne de Reims, non traversée par les routes gérées par le pouvoir royal, est en conséquence limité.

La carte de Cassini, levée entre 1753 et 1789 et publiée entre 1756 et 1815, est la première carte représentant, par l'intermédiaire de 181 feuilles, l'ensemble du royaume français

métropolitain (Bartout, 2011). D'une échelle au 1/86 400 (1 pouce pour 100 toises), ces cartes, dont l'information géographique est davantage généralisée que dans les atlas de Trudaine, présentent schématiquement la localisation et le nom des lieux habités. Les principaux massifs forestiers et cours d'eau sont représentés aux côtés des grandes lignes du relief. Les versions en couleur (dite « de Marie-Antoinette ») des feuilles de Reims (1758-1760) et Soissons (1757) ont notamment été exploitées dans le cadre de la thèse afin d'étudier les chaînages d'étang représentés en Montagne de Reims, et de repérer les anciens sites d'occupation.

L'atlas de Guettard et Monnet (1780) se compose de plus de 40 cartes accompagnées de description et de logs géologiques proposant un aperçu des ressources en géomatériaux. Un « Mémoire contenant la description du terrain, des pierres et des fossiles de la Champagne et des Provinces qui l'avoisinent » (p. 435-494) agrmente ainsi l'étude du paysage de la Montagne de Reims dans la seconde moitié du XVIII^e siècle. Bien que précieux, car constituant l'un des premiers inventaires géologiques modernes, son exploitation sous SIG est néanmoins à relativiser par ses nombreuses distorsions spatiales et le caractère sommaire et fluctuant des informations présentées, ainsi que l'obsolescence du vocabulaire employé (Fronteau et Lelarge, 2014). Les carrières ne sont, par exemple, pas représentées sur les cartes où leur répartition est homogène sur le territoire, et la représentation du relief est parfois imprécise, car inféodée aux levés de Cassini non encore achevés. Sur les cartes concernées par notre secteur d'étude, la symbologie traduit davantage des potentialités en géomatériaux que de véritables carrières et leur localisation reste imprécise. À ce titre, elles sont consultées mais non utilisées dans la base de données.

La création du cadastre napoléonien institue une « langue topographique » commune en France encore utilisée aujourd'hui. Ce renouveau cartographique se caractérise par des pratiques novatrices et standardisées à l'ensemble des institutions nationales : normalisation des signes, mesure des points cotés à partir du niveau de la mer, utilisation d'échelles métriques décimales, unités des projections utilisées (Bartout, 2011). Il s'agit en réalité de documents fonciers établis pour chaque commune dans le but de faciliter la gestion du pays et le prélèvement de l'impôt. Ce premier document cadastral français se compose d'un tableau d'assemblage délimitant les différentes sections, de plans parcellaires de chaque section, de matrices cadastrales qui recensent l'ensemble des propriétés individuelles sur un territoire donné, et d'états de section établissant la liste des propriétés de chaque territoire. Son intérêt dans l'étude des paysages passés réside dans la représentation fine de l'occupation du sol, à l'échelle de la parcelle. Cela est particulièrement vrai concernant les catégories d'usage du sol

les moins flagrantes, constituées d'ensembles parcellaires de petite taille, souvent mésestimées lors de l'élaboration de la Carte d'État-Major (*cf. infra* ; Rochel *et al.*, 2017). Compte tenu de la chronophagie du traitement de ces plans anciens sous SIG (digitalisation et enrichissement attributaire de milliers de parcelles par commune), seuls les états de section, accessible aux Archives Départementales de la Marne, et le plan parcellaire (téléchargeable en ligne) des communes de Trépail et Ludes ont été exploités. L'utilisation du cadastre permet particulièrement d'étudier l'occupation du sol, les carrières et le paléoparcellaire, notamment en limite de forêt (*woodbank*).

La carte d'État-Major en hachures, levée entre 1817, à partir du règne de Louis XVIII (Seconde Restauration), et 1866, et publiée au 1/80 000, couvre la France métropolitaine en 273 feuilles. Son élaboration, concomitante au levé des cadastres, se destine à renouveler les travaux menés par Cassini grâce à l'expérience acquise par les cartographes de Napoléon Bonaparte au cours de ses multiples campagnes militaires (Taborelli, 2018). Cette carte permet d'apprécier l'évolution des paysages et de l'occupation du sol, à presque un siècle d'intervalle au cours d'une époque caractérisée par des changements sociétaux d'ampleur (révolution industrielle, apparition du chemin de fer, urbanisation exacerbée, *etc.* ; Bursaux, 2019) et le minimum présumé des surfaces forestières françaises (1830-1850 ; Rousseau, 1990 ; Dupouey *et al.*, 2007). Rochel (2017) ont en particulier démontré que si la représentation des usages du sol les moins étendus manquent fréquemment de fiabilité (*e.g.*, pâtures, vergers, bâti), la localisation et la superficie des forêts représentées, voire des vignes et des cultures, sont quasiment identiques au cadastre napoléonien et aux statistiques d'occupation du sol contemporains. Pour ce travail, la carte d'État-major est surtout consultative car trop synthétique.

L'atlas de Poinson (1877) et la « Carte de l'arrondissement de Reims » (1884) proposent une représentation cartographique quasiment équivalente du territoire rémois dans la seconde moitié du XIX^e siècle. Le premier, qui s'intitule originellement « Atlas de géographie physique, administrative, historique et archéologique des 32 cantons de la Marne », a été dressé à partir de l'observation des instituteurs des communes du département sous la direction d'Auguste-Maurice Poinson (1814-1899), inspecteur de l'Académie de Paris. Outre l'occupation du sol et les vestiges archéologiques connus, il possède la particularité de proposer un inventaire des sites d'extraction alors en activité, enrichissant l'étude des stratégies d'approvisionnement en géomatériaux. Le second document est en réalité une carte dressée par le service vicinal sur ordre du ministère de l'Intérieur et éditée chez Hachette en 1844. Le service vicinal, créé en 1834 afin de gérer le réseau viaire rural, emploie cette carte dans le but d'améliorer sa gestion

des chemins communaux (Mouret, 2021). En parallèle d'un fond cartographique analogue, plusieurs différences sont à noter avec l'atlas de Poinsignon : vignes non représentées, absence d'informations archéologiques et géologiques, changements survenus entre les deux levées (*e.g.*, apparition de la ceinture fortifiée de type « Séré de Rivières » autour de Reims). Ces documents sont utilisés dans notre base de données pour identifier des sites de carrières, des vestiges archéologiques et le réseau viaire.

Les Plans directeurs des Groupes de Canevas de Tirs des Armées (GCTA) correspondent à un ensemble multiscalair de cartes (1/20 000, 1/10 000 et 1/5 000) produit pour la zone de front ouest entre 1914 à 1918 (Combaud *et al.*, 2016 ; Devos *et al.*, 2021). Le but de ces documents cartographiques, tactique, est de représenter le théâtre des opérations, à savoir le milieu géographique (physique et humain) dans lequel s'enracinent les réseaux de défense sédentaires des belligérants à partir de la fin 1914 (guerre de position). Les militaires bénéficient par leur intermédiaire de multiples innovations à la hauteur des besoins de cette guerre moderne (Combaud *et al.*, 2016 ; Taborelli, 2018) :

- Standardisation de la projection cartographique afin d'optimiser la conservation des angles et des longueurs (Lambert Nord de Guerre).
- Standardisation du carroyage (quadrillage kilométrique).
- Utilisation de la photographie aérienne.
- Renouvellement des levées géodésiques et du nivellement.

En plus d'apporter des informations planimétriques relatives à l'occupation du sol, au réseau viaire et à l'hydrographie (en noir), ainsi qu'à la topographie (courbes de niveau couleur bistre), ces cartes décrivent les réseaux de défenses français (en rouge) et allemands (en bleu). Leur croisement sous SIG et leur interprétation améliorent donc la compréhension du polémo-paysage révélé par le LiDAR (polémoformes). Les documents exploités dans le cadre de la thèse proviennent, pour les plans français, du Service Historique de la Défense (SHD), des services d'archives départementaux (archives, bibliothèques, musées) et de collections privées. Des extraits émanant des Journaux des Marches et Opérations (JMO) des unités régimentaires engagées dans la Grande Guerre, et consultables sur le site « Mémoires des hommes » du ministère des Armées, ont également été utilisés. Concernant la documentation étrangère, seuls des plans allemands (les *Stellungskarten*) ont été récupérés auprès des Archives fédérales numériques (*Bundesarchiv-Abteilung Militärarchiv* de Friburg-en-Brisgau, les *Bayerisches Hauptstaatsarchiv* de Munich, *Hauptstaatsarchiv* de Dresde). Les « Trench-Map » n'ont pas

été utilisées bien que les troupes du *Commonwealth* aient combattu dans la région car non accessibles en ligne.

La carte spéciale des régions dévastées, éditée par le Service géographique de l'armée en 1920 et disponible sur la BNF Gallica, est disponible pour le tiers septentrional de la Montagne de Reims (feuilles de Reims S.E. et S.O). Elle est utilisée sur le fond planimétrique de la carte d'État-major au 1/50 000, pour déterminer le degré de destruction des villages et le tracé des anciens chemins de fer au sortir de la Grande Guerre, et mesurer l'empreinte morphologique de ces voies de communication *via* le LiDAR.


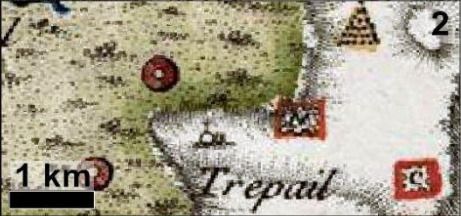





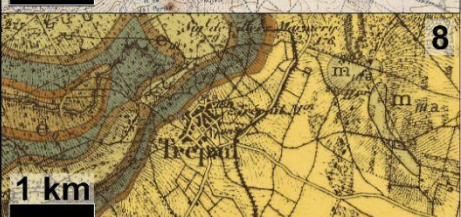

La carte géologique au 1/80 000, notamment les feuilles de Châlons et de Reims publiées respectivement en 1932 et 1946, sont utilisées pour détecter les carrières aériennes et souterraines de géomatériaux. Elle est complétée par la carte géologique au 1/50 000 toujours aux Éditions du BRGM, ainsi que sa version numérique (carte géologique harmonisée) pour inscrire les morphologies révélées au LiDAR dans leur contexte géologique et l'inventaire des carrières.

Les Cartes IGN ou scan IGN de 1950 au 1/50 000 sont utilisés, notamment les feuilles 2712 de 1948, 2812 de 1956, 2713 de 1959 et 2813 ainsi que les cartes IGN au 1/25 000 de 2018 pour l'approche diachronique et les travaux de terrain.

Chacun de ces documents cartographiques, produit pour une raison précise, est valorisé différemment dans le cadre de la production de bases de données (Fig. 2.6). Les caractéristiques et l'emprise des feuilles de chaque document sont synthétisés en figure 2.7 et 2.11.

Carte	Source	Topo.	Végé.	Urba.	Réseau viaire	Réseau hydro.	Parcel.	Limites adm.	Toponymie	Dispo. géol.	Carrières	Karst	Mouv. de terrain	Sources d'eau	Ouvr. hydraul.	Polémo-structures	Site archéo.	Ruines
<i>Atlas de Trudaine</i>	BNF	+	+++	+++	+++	+++	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Carte de Cassini</i>	IGN	+	+	+	+	++	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Carte de Guettard</i>	Mines Paris Tech	+	+	+	+	+	-	-	+	+++	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cadastré napoléonien</i>	AD51	-	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	-	+	-	-	-	++	-	-	-
<i>Carte d'État-Major</i>	IGN	++	+++	+++	+++	++	-	+++	+	-	-	-	-	-	+	-	-	+
<i>Care de l'arrondissement de Reims</i>	BNF	++	+++	++	+++	+++	-	++	+	-	-	-	-	-	+++	-	-	-
<i>Atlas de Poinçonnet</i>	BNF	++	+++	++	+++	+++	-	+++	+	-	+++	-	-	-	+++	+	++	++
<i>Plans directeurs de tir (GCTA)</i>	AD51	+++	+++	+++	+++	+++	-	-	+	-	++	-	+	++	+++	+	+	+
<i>Carte spéciale des régions dévastées</i>	BNF	++	++	++	+++	++	-	++	+	-	-	-	-	-	+	++	-	+++
<i>Carte géologique 1/80000e</i>	???	++	++	+++	++	++	-	++	+	+++	-	-	-	-	+	-	-	+
<i>Carte géologique 1/50000e</i>	BRGM	+++	-	+++	+++	++	-	++	++	+++	+	-	++	+++	++	-	-	-
<i>Cartes topographiques IGN</i>	IGN	+++	+++	+++	+++	+++	-	+++	++	-	+	-	+	+++	+	+	++	+
<i>Photographies aériennes</i>	IGN	-	+++	+++	++	++	++	-	-	-	+	-	-	-	+	+	-	+

Tab. 2.6 : Potentiel informationnel des principales sources documentaires employées dans le SIG Montagne de Reims.

Carte	Feuilles	Date d'édition	Source	Échelle	EQM (m)							
Carte de Cassini	1	Soissons n°44 Rheims n°79	IGN	1/86400	130							
	2	Saint-Mennehould - Machaut - Suippe										
Atlas de Guettard	2	Valois - Soissonnois - Rhemois et pays adjacents	Mines Paris Tech	1/86400	200							
	3	Ludes - Tableau d'assemblage										
Cadastre napoléonien		Ludes - Section A1	AD51	1/1250	3							
		Ludes - Section A2										
		Ludes - Section A3										
		Ludes - Section A4										
		Ludes - Section B1										
		Ludes - Section B2										
		Ludes - Section B3										
		Ludes - Section C1										
		Ludes - Section C2										
		Ludes - Section C3										
		Ludes - Section C4										
		Ludes - Section D1										
		Ludes - Section D2										
		Ludes - Section Eu										
		Trépaill - Tableau d'assemblage										
		Trépaill - Section A1										
		Trépaill - Section A2										
		Trépaill - Section B1										
		Trépaill - Section B2										
		Trépaill - Section B3										
		Trépaill - Section C1										
		Trépaill - Section C2										
	Trépaill - Section C3											
	Trépaill - Section C4											
	Trépaill - Section D1											
	Trépaill - Section D2											
	Trépaill - Section D3											
	Trépaill - Section D4											
	Trépaill - Section E1											
	Trépaill - Section E2											
Carte d'État-Major	4	Châlons-sur-Marne NO Châlons-sur-Marne NO Reims SE Reims SO	IGN	1/40 000	40							
	5	Canton d'Ay										
		Canton de Châtillon-sur- Marne										
		Canton d'Épernay										
Canton de Verzy												
Atlas de Poinsignon	6	Canton de Ville-en- Tardenois	BNF	1/80 000	120							
	7	Extrait de la carte de France										
		Fismes					22/06/1918	AD51, SHD	1/20 000	10		
		Jonchéry-sur-Vesle					23/09/1918					
Beine		10/08/1918										
Reims	06/10/1918											
Plans directeur de tirs des GCTA		Dormans	17/07/1918	AD51, SHD	1/20 000	10						
		Épernay	01/04/1905									
		Avize	01/05/1918									
		Ambonnay	07/07/1918									
		Reims SO	17/05/1918									
		Reims SE	22/03/1918		1/10 000	5						
		Beine SO	16/09/1918									
		Ambonnay ouest	mars-18									
	Carte spéciale des régions dévastées		Reims SE					01/12/1920	BNF	1/50 000	50	
			Reims SO					01/12/1920				
Carte géologique	8	Reims	1981	BRGM	1/50 000	45						
		Avize	1986									
		Fismes	1976									
		Épernay	1977									
		Châlons-sur-Marne	1932					Coll. priv	1/80 000	10		
		Reims	1946									

Tab. 2.7 : Caractéristiques des documents d'archives utilisés dans le SIG Montagne de Reims.

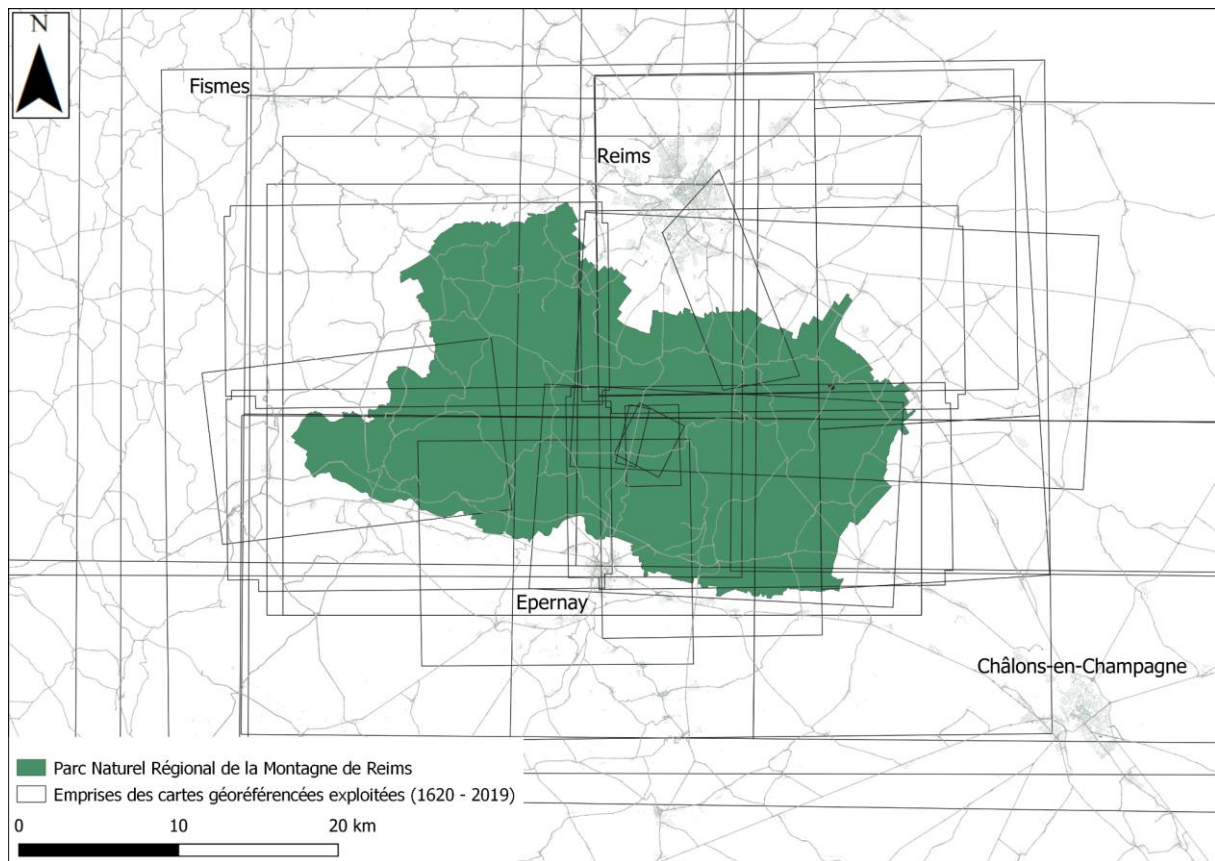


Fig. 2.11 : Emprise des documents planimétriques et cartographiques utilisés dans le SIG Montagne de Reims.

- Documents photographiques

Les photographies aériennes et plus spécifiquement les orthophotoplans sur le portail « Remonter le temps » de l'IGN sont utilisées pour l'approche diachronique dans le cadre d'études de cas, mais débutent en 1929 voire 1949. Des photographies aériennes de la Grande Guerre (SHD, coll. privée) sont consultées pour la validation des polémoformes.

Les cartes postales anciennes disponibles dans des collections privées ou consultables sur Delcampe.com sont utilisées pour caractériser d'anciens sites de carrières, militaires, et des curiosités géologiques sans être intégrées dans le traitement SIG.

La Collection Valois est une base de données numérique du site internet « La Contemporaine » qui regroupe des photographies de 1914-1918 du service photographique des Armées. Elles sont notamment utilisées pour interpréter les polémoformes.

- Documents textuels convertis en information géographique

La Carte archéologique de la Gaule pour le département de la Marne (Chossenot, 2004) est un dictionnaire communal des découvertes archéologiques. Ces dernières, localisées par leur toponyme, alimentent notre base de données SIG pour l'analyse diachronique, l'identification de sites archéologiques au LiDAR. Mais, elle se concentre davantage aux époques protohistoriques et antiques.

Le Dictionnaire topographique du département de la Marne de Longnon, Auguste Honoré (1844-1911) et « Pouillés de la province de Reims. Première partie » de 1908 sont utilisés pour l'approche diachronique, la délimitation des anciens doyennés et informent sur la localisation des toponymes. Celle-ci est complétée par la Base toponymique de Braidy (2000) pour géoréférencer les toponymes présents sur le cadastre napoléonien et cités dans la CAG, pour situer les structures archéologiques au sein d'une commune.

En conclusion de la présentation des sources documentaires et des données LiDAR, les bases de données ne sont pas homogénéisées, car marquées par des lacunes spatiales et temporelles et de fortes hétérogénéités de la résolution scalaire. En effet, si les données LiDAR sont validées et fiables, à l'inverse, les informations, notamment archéologiques des époques protohistoriques, médiévales et modernes, restent partielles.

Mais les dynamiques de l'hydrosystème semblent inconnues dans la bibliographie pour la grande majorité du territoire considéré. Cela justifie la démarche expérimentale de terrain proposée dans la partie 4, dans le cadre d'études de cas.

2.2. Campagne de mesures de terrain

Les campagnes de mesures sur le terrain ont pour vocation de comprendre la structure interne des mouvements de terrain et leur rôle hydrodynamique (tomographie électrique), pour caractériser les connexions entre l'exokarst et l'endokarst (topographie souterraine) et enfin pour cartographier les modalités d'écoulement en période d'étiage dans le bassin de la Livre.

2.2.1. Tomographie électrique

La tomographie électrique est une méthode géophysique employée pour caractériser en coupe la résistivité des sols. La résistivité dépend de la nature géologique et de la teneur en eau des sols qui peut être directement liée au type de matériaux et à leur porosité (Fig. 2.12).

La tomographie électrique apporte la variable « profondeur » aux approches de surface qui peuvent-être menées grâce au LiDAR. De nombreuses études mettent en évidence l'intérêt de cette méthode dans la compréhension des désordres de versant, comme la caractérisation du phénomène de cambure de versant (Ortonovi, 2021) ou de glissements de terrain (De Bari *et al.*, 2011 ; Bollot, 2014), ainsi que pour la détection de réseaux endokarstiques (Xu, 2016) ou l'étude des zones de recharge (Şener *et al.*, 2021).

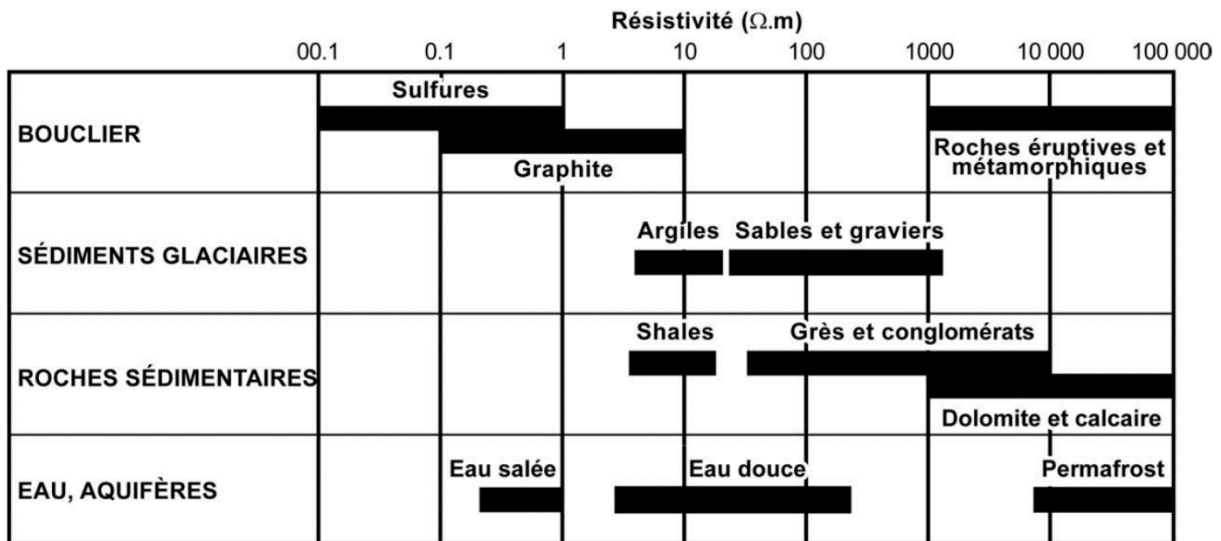


Fig. 2.12 : Gamme des valeurs de résistivité électrique pour différents matériaux géologiques (Marescot, 2006).

Le principe général de la mesure de la résistance électrique repose sur l'injection d'un courant dans le sol à travers une paire d'électrodes. Cela crée un champ électrique dont la forme dépend de la façon dont la résistivité électrique est répartie. Pour mesurer la résistivité apparente, un autre couple d'électrodes est utilisé comme senseur. Ces mesures sont répétées de nombreuses fois en déplaçant les électrodes d'injection et de détection à différents endroits pour obtenir une image de la distribution de la résistivité électrique dans le sol. Ces données sont ensuite exportées vers le logiciel *Res2DInv* qui convertit les mesures de résistivité apparentes en mesure de résistivité réelle et permet la production de transects de résistivité destinés à l'interprétation. Il est toutefois nécessaire d'attribuer des valeurs d'altitude aux points de mesure, car le logiciel considère par défaut une altitude constante au sein d'un transect parfaitement horizontal.

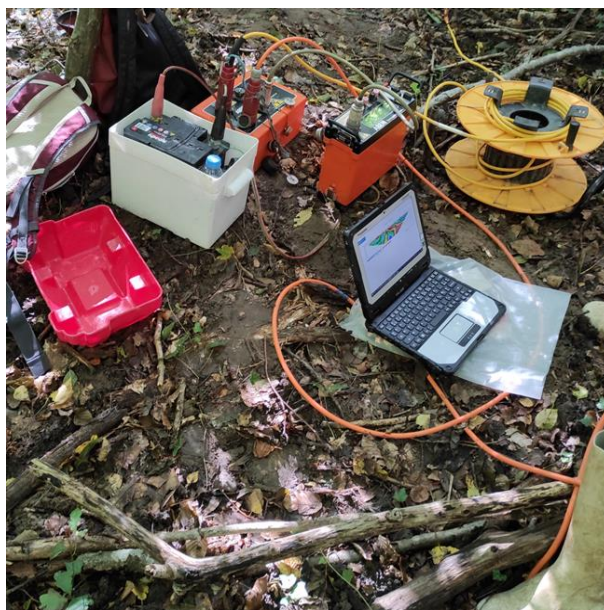


Fig. 2.13 : Matériel de tomographie électrique.

Sur la partie haute de l'image, de gauche à droite, la batterie, le multiplexeur, le résistivimètre, l'ordinateur et une bobine déroulée (le tout est en position de prise de mesure).

La campagne de mesures tomographiques a été réalisée en partenariat avec l'école Lasalle de Beauvais, responsable du traitement des données et du prêt de matériel.

L'instrument se compose de quatre bobines de câbles multiconducteurs, chacune composée de 32 fils permettant d'obtenir 16 positions d'électrodes. Chaque électrode dispose également d'un câble d'injection et de réception de courant. Les 64 électrodes acier inox ont été espacées tous les 5 m afin de produire 80 m de mesure par bobine, soit 320 m de mesure pour l'ensemble (Fig. 2.13 et Fig. 2.14). Avec un tel dispositif, il est possible d'atteindre des profondeurs de 45 m. L'altitude a été enregistrée tous les huit points avec un GPS puis, grâce aux transects, a été affinée à partir des données microtopographiques du LiDAR. La méthode « Wenner-Schlumberger » employée permet d'obtenir des informations précises à la fois en surface et en profondeur. Elle utilise des senseurs M et N placés à l'intérieur des électrodes d'injection A et B (Fig. 2.15). Un courant de 200mA est injecté dans les électrodes deux à deux tout le long du profil, ce qui permet d'obtenir par le biais des électrodes M et N les données de résistivité apparente.



*Fig. 2.14 : Installation du matériel de tomographie électrique.
Raccordement des électrodes au fil de la bobine déjà en place.*

En amont de la prise de mesure, une interprétation géologique (sondages géologiques de la BSS) et géomorphologique du terrain réalisé sur le LiDAR guide le choix des transects documentés. Lors de la campagne de mesure, cette interprétation est complétée en aval du processus sur le terrain. Des données relatives à l'état hydrique du sol, aux affleurements géologiques et aux caractéristiques géomorphologiques observées sont acquises afin d'aider à l'interprétation du profil géophysique.

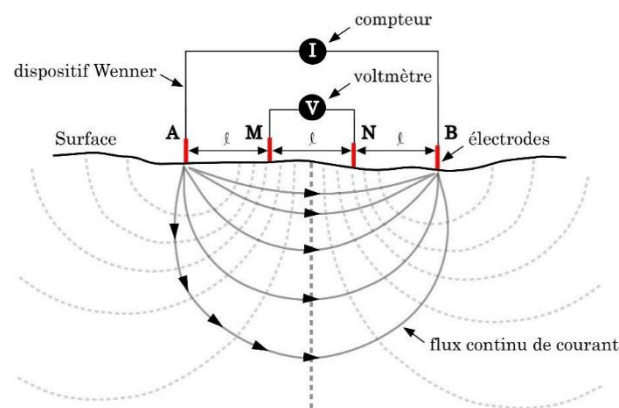


Fig. 2.15 : Principe de la tomographie électrique avec un dispositif du type Wenner-Schlumberger (Ortonovi, 2021).

2.2.2. Topographie souterraine

Afin de comprendre la genèse et l'organisation spatiale des formes exokarstiques détectées au LiDAR, le réseau hydrographique naturel souterrain de la rivière de Trépail a été exploré. Cet

écoulement alimente un captage AEP et le village de Trépaill, ainsi que la Grande Fontaine de la commune de Verzy. Les deux sous-réseaux, qui se développent dans les craies campaniennes, ont déjà fait l'objet de nombreuses topographies souterraines. Depuis leur découverte par les villageois au XIX^e siècle, leur exploration a été effectuée par des scientifiques (Laurent, 1899 ; Martel, 1902 ; Moreau, 1913 ; Renaux, 1973, 1974 ; Rodet, 1992, Lejeune, 1999) et des clubs de spéléologues locaux (Spéléo-club de la Marne, G.S.A.R.). Leurs relevés topographiques ont été vérifiés puis réitérés, car le manque de matériel ou la vétusté de l'époque (*e.g.*, estimation des distances à l'œil et à la bougie ; Martel, 1902) et les conditions de travail coercitives (obscurité, froid et humidité) induisent une imprécision qu'il est désormais possible de corriger. Les topographies réalisées par les clubs spéléologiques font pour leur part état d'une dérive dans les orientations des galeries, telle que démontrée par les travaux de Roche, 2007, Lejeune *et al.*, 2009 et Damien, 2014 (Fig. 2.16).

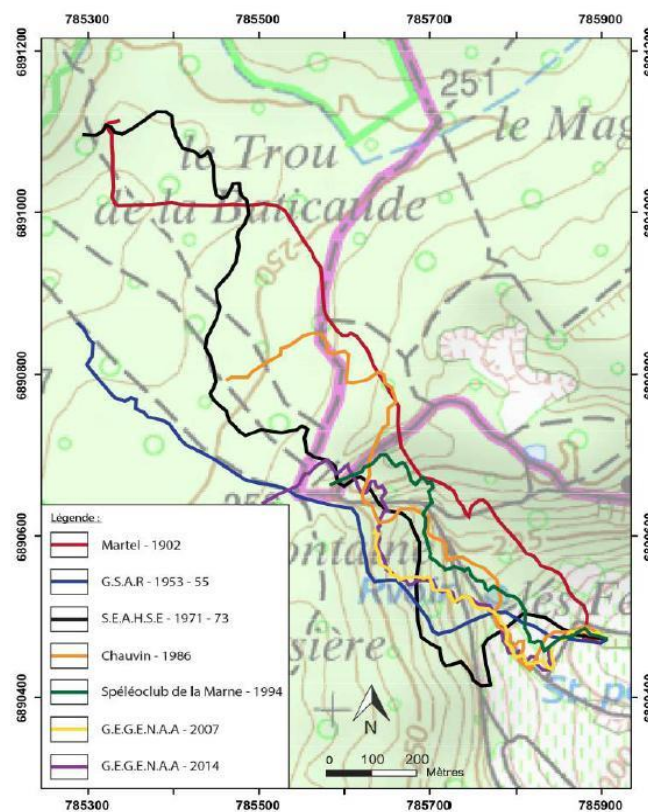


Fig. 2.16 : Synthèse des données topographiques de la rivière souterraine de Trépaill (Damien, 2014).

Le matériel utilisé pour ces relevés topographiques a été sélectionné selon leur résistance et leur faible encombrement pondéral et métrique du fait de la configuration de certaines cavités souterraines. En effet, bien que certaines galeries soient de grandes dimensions (*e.g.*, jusqu'à 3 m et hautes d'environ 25 m à Trépaill), les accès sont souvent étroits et ne permettent pas

l'utilisation de tachéomètres. Le cheminement au sein des galeries a été guidé par une boussole spéléologique de marque *VION* (Fig. 2.17A), les mesures de distance ont été relevées à l'aide d'un lasermetre *DISTO D2 Leica* (Fig. 2.17B) et les angles ont été mesurés avec un clinomètre *SUUNTO* (Fig. 2.17C).



Fig. 2.17 : Matériel de topographie souterraine.
A. Clinomètre ; B. Lasermetre ; C. Boussole.

Ces mesures planimétriques des galeries ont été agrémentées d'une étude morphométrique (hauteur, largeur et forme), et de relevés de fracturation. L'ensemble de ces mesures ont ensuite été incrémentées dans le logiciel libre de droit *DPTOPO 13.5* de modélisation 3D de galeries.

2.2.3. Mesures hydrologiques

Des mesures hydrologiques ont été menées au sein de l'emprise du LIDAR Montagne de Reims afin d'atténuer les carences engendrées par l'absence de station hydrométrique et d'augmenter la connaissance des écoulements.

Le manque de temps et de moyens a conduit à mener deux campagnes uniquement en période de basses-eaux ou d'étiage dans le bassin-versant de la Livre, qui est représentatif des bassins du versant méridional de la Montagne de Reims. Cela permet d'apprécier la répartition spatiale des rendements aquifères et des modalités d'écoulement de base.

Les mesures de débit sont effectuées avec une perche de jaugeage *PIREE* à intégration équipée d'un micro-moulinet *OTT* de type C2 (Fig. 2.18). Les données sont dépouillées sur le logiciel

J03 qui calcule le débit mesuré et caractérise les paramètres de mesure (périmètre et surface de la section mouillée, rayon hydraulique, largeur, profondeur).

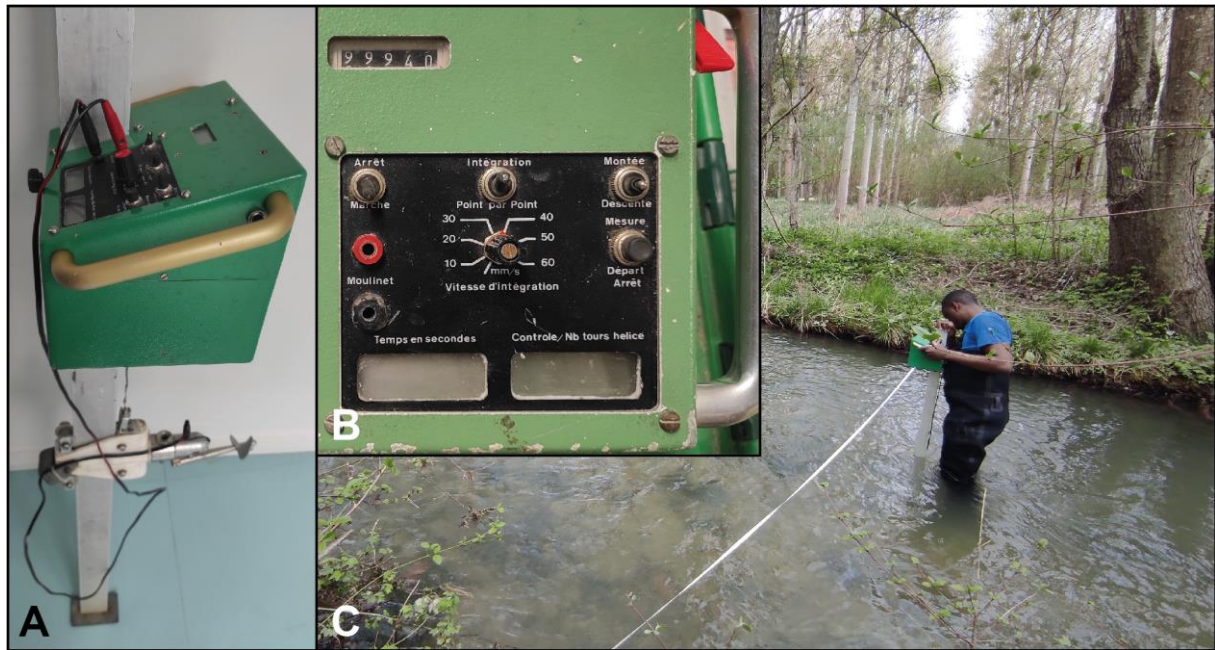


Fig. 2.18 : Perche de jaugeage pour la mesure de débit de cours d'eau.

A. Perche de jaugeage ; B. Façade de la perche de jaugeage (le cadran supérieur mesure la profondeur du cours d'eau, les deux cadrans inférieurs mesurent le nombre de tours d'hélice et temps de mesure) ; C. Utilisation de la perche de jaugeage.

Les jaugeages sont accompagnés par des mesures de la température, de la conductivité électrique et du potentiel hydrogène (pH) de l'eau, effectuées avec des sondes multi-paramètres (WTW 3110, Fig. 2.19A, HANNA HI981/94/95/96, Fig. 2.19B). La conductivité électrique (mesurée en Micro-Siemens/cm), corrélée à la charge dissoute, exprime la minéralité totale des eaux et permet de discriminer les eaux de surface (peu conductrices), des eaux souterraines davantage minéralisées, donc plus conductrices.

Les températures témoignent également du temps de résidence des eaux, qu'elles soient en surface ou issues des aquifères. En effet, les eaux souterraines, généralement homothermes, sont plus fraîches en saison chaude que les eaux de surface, et inversement en saison froide.

Le pH, expression de l'acidité des eaux, permet de connaître l'agressivité des écoulements, notamment en domaine karstique. Il est corrélé à l'activité biologique et surtout à la charge dissoute.

Un réseau de mesures pour le bassin de la Livre est proposé avec une résolution fine (1 point/10 km²) de manière à connaître la répartition spatiale des écoulements d'étiage.

Les résultats sont valorisés par des profils hydrologiques qui montrent l'évolution des débits bruts et spécifiques du drain principal, de l'amont vers l'aval, ou selon la surface des bassins topographiques (Decloux et Sary, 1991). Des profils des paramètres physico-chimiques (conductivité, températures, pH) sont également proposés pour compléter l'interprétation des profils hydrologiques. Des cartographies des paramètres hydrologiques par bassins élémentaires permettent enfin de connaître l'organisation spatiale des débits et des modalités d'écoulement (aréisme, endoréisme, infiltrations, vidange aquifère).

Pour comprendre le comportement hydrodynamique des mares, et dans le cadre du projet PaBHu, deux campagnes de mesures physico-chimiques ont également été menées sur des mares de la Réserve Biologique Dirigée de Verzy. Situées sur le plateau de Saint-Basle et inscrites dans les Argiles à Meulières, elles sont représentatives des dépressions en eau du plateau.

Ces données, intégrées au SIG Montagne de Reims, même conjoncturelles, apportent de nouvelles connaissances sur le comportement hydrodynamique des hydrosystèmes en Montagne de Reims qui fait l'objet de la partie 4.



*Fig. 2.19 : Sondes utilisées dans les campagnes de mesures.
A. Conductimètre ; B. Sonde multi-paramètres.*

2.3. Élaboration du SIG Montagne de Reims

L'élaboration du SIG Montagne de Reims intègre toutes les bases de données préexistantes (cartes, plans, textes, base de données publiques ; *cf.* partie 2.1) et les données créées lors des campagnes de mesures de terrain (*cf.* partie 2.2), puis les croise au MNT LiDAR (Fig. 2.20). Les bases de données thématiques qui en résultent correspondent aux entités élémentaires de l'hydrosystème et à des structures en connexion avec ce dernier (*e.g.*, exokarst, vallons, fossés).

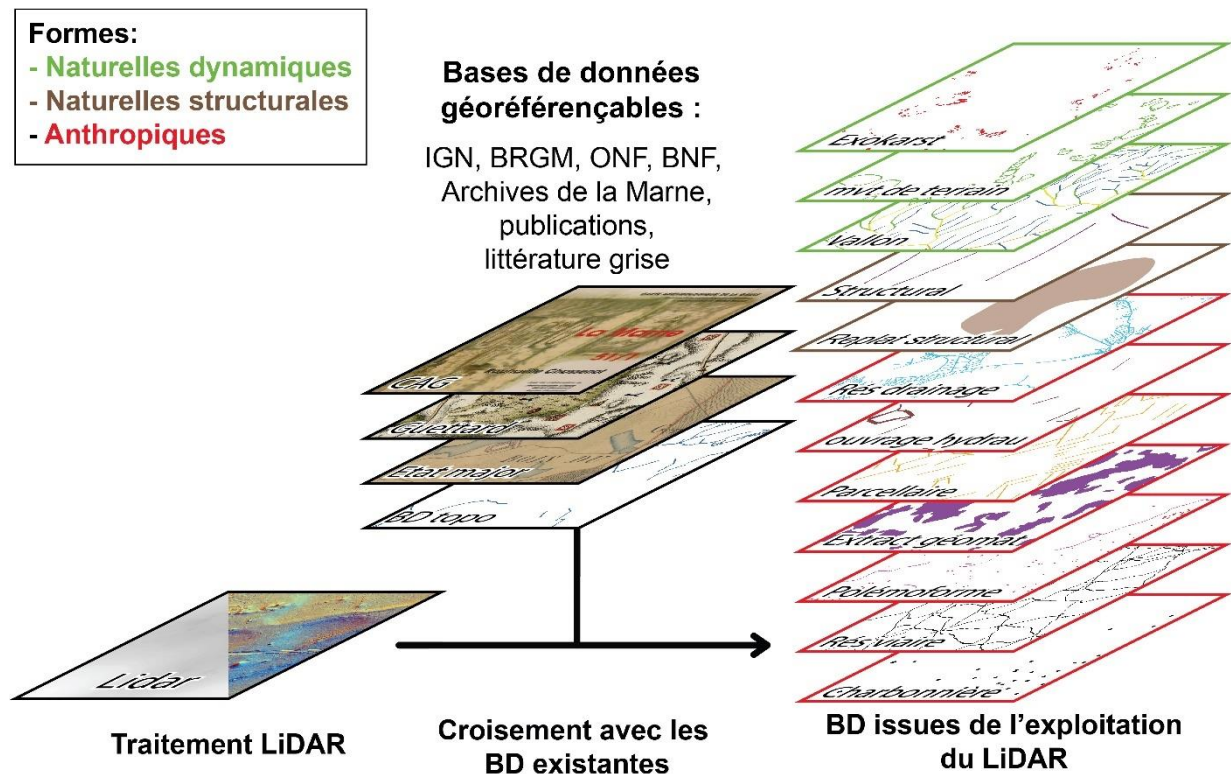


Fig. 2.20 : Organisation du Système d'Information Géographique de la Montagne de Reims.

2.3.1. Intégration des bases de données existantes

2.3.1.1 Traitement de visualisation de la donnée LiDAR

Le LiDAR possède une grande diversité d'applications allant du développement de la conduite automobile autonome (Rivière et Dupouy, 2022), à l'étude de l'atmosphère (Mortier, 2013), en passant par l'évaluation du niveau d'azote de certaines cultures agricoles (Eitel *et al.*, 2014). En foresterie, il permet notamment de réaliser des calculs de volume de forêts (Magnussen *et al.*, 2018) ou de produire des cartes de végétation (Whelan *et al.*, 2023) grâce à l'exploitation

des modèles numériques de surface (MNS). Cette thèse s'intègre quant à elle dans la continuité des travaux universitaires, à vocation archéologique et géomorphologique, portés sur la microtopographie depuis la fin des années 90 en Grand-Bretagne (Bewley, 2005) et le début des années 2000 en France (*e.g.*, Georges-Leroy *et al.*, 2007) ou en Allemagne (Sittler et Hauger, 2007). Une part importante de ce travail a ainsi consisté en la détection et l'interprétation visuelle directe du relief du sol par l'intermédiaire du MNT, par la suite susceptible d'être complétée par des mesures chiffrées.

Le MNT LiDAR présente l'élévation moyenne mesurée dans chaque pixel, qui s'étend de 86 à 288 m. Le MNT brut est difficile à interpréter visuellement du fait de mauvais contrastes et de la nécessité d'adapter sa symbologie en fonction de l'échelle du site (Fig. 2.21).

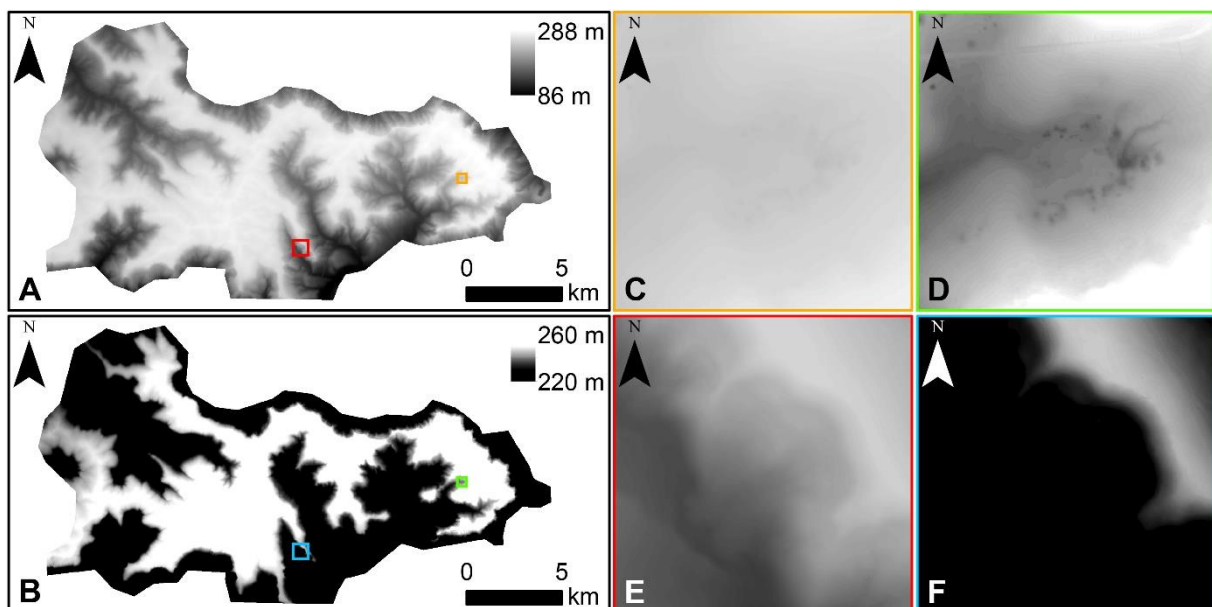


Fig. 2.21 : Impact des choix sémiologiques sur la visualisation d'un MNT. Toutes les vignettes présentent une symbologie sur 256 nuances de gris. Les vignettes A, C et E présentent une symbologie étalée des valeurs 86 m à 288 m et la vignette B, D et F présente une symbologie comprise entre 220 m et 260 m. Les vignettes C et D présentent un vallon karstique, et les vignettes E et F un mouvement de terrain.

L'utilisation de traitements de visualisation permet de contourner les limites visuelles du MNT. Il s'agit de traitements analysant l'effet d'illuminations artificielles sur la topographie ou portées directement sur les caractéristiques microtopographiques. Il est possible de faire ressortir trois limites principales à leur utilisation :

- Ayant tous des avantages et des inconvénients (Kokalj et Somrak, 2019), aucun traitement ne se suffit à lui-même (Stular *et al.*, 2012 ; Mayoral *et al.*, 2017), ce qui

implique d'employer une combinaison (Bennett *et al.*, 2012 ; Challis *et al.*, 2011 ; Stular *et al.*, 2012 ; Mayoral *et al.*, 2017).

- Au-delà de certaines caractéristiques objectives permettant d'évaluer l'efficacité de chaque traitement (*e.g.*, le contraste ; Mayoral *et al.*, 2017), la subjectivité de l'opérateur (préférences, expérience) est incontournable dans l'appréciation des traitements (Chevigny *et al.*, 2018).
- Chaque traitement possède des situations topographiques idéales et des objets d'étude préférentiels (Hesse, 2016 ; Annexe 2.3).

Les critères de simplicité et de polyvalence ont présidé la sélection et l'utilisation de huit traitements, dont trois portés sur l'analyse de la lumière et cinq sur l'analyse de la topographie (Fig. 2.22). Les traitements d'ombrage uni et multidirectionnels, le *Sky-view Factor*, la dominance locale et la pente sont produits par le logiciel *Relief Visualisation Toolbox (RVT)* ; Kokalj et Somrak, 2019, Zakšek *et al.*, 2011 ; Annexe 2.4). Les traitements de rugosité, d'indice de position topographique et d'isolignes proviennent du logiciel *QGIS*.

- Les traitements de visualisation par l'analyse de la lumière :

Ils ont pour but de traduire les comportements théoriques de la lumière sur le MNT. Leur avantage principal réside dans leur intelligibilité pour l'opérateur, du fait du caractère intuitif de la perception de la lumière sur le relief.

« L'ombrage », développé par Yoëli (1965), est une technique consistant à reconstituer les ombres projetées théoriquement par une source de lumière artificielle sur le relief que constituent les valeurs d'élévation du MNT (Fig. 2.22B). Il possède l'avantage d'être simple d'utilisation et intuitif, les seuls paramètres étant l'azimut et le zénith de la source lumineuse. Par défaut, les logiciels proposent 315° d'azimut et 45° d'élévation, ce qui correspond à l'ombrage standard retrouvé sur la majorité des cartes (Coutelier, 2019). Il est généralement représenté *via* une palette de gris et mis en transparence pour améliorer l'interprétation d'un MNT, d'un autre traitement de visualisation ou d'une carte (*e.g.*, Fig. 1.1). Ses limites principales résident dans le caractère unidirectionnel de l'illumination qui empêche de détecter les morphologies linéaires de même orientation (absence de zones surexposées ou ombrées) et dans la présence des sous-expositions et surexpositions, nuisant à la précision des contours représentés.

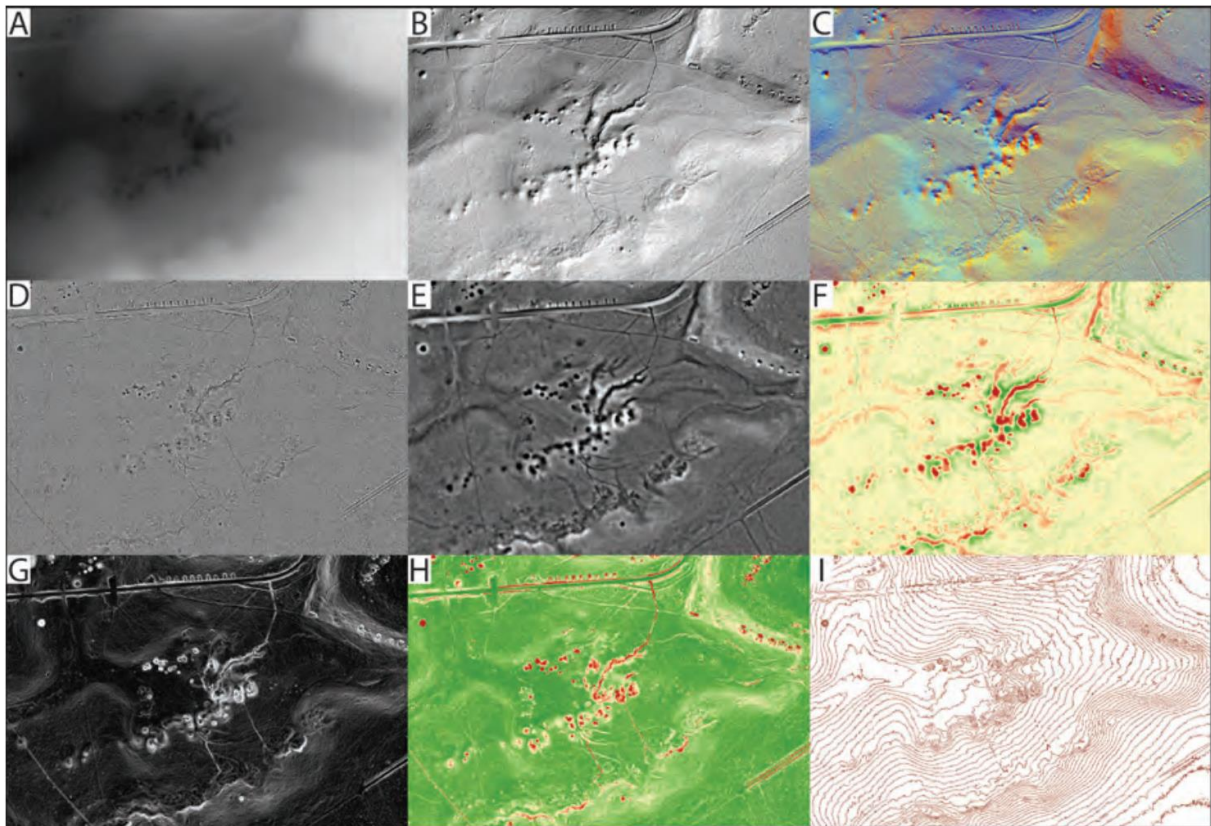


Fig. 2.22 : Exemples de traitements de visualisation réalisés sur un MNT haute résolution.
 A. MNT brut ; B. Ombrage ; C. Ombrage multidirectionnel ; D. Index de position topographique ;
 E. Dominance locale ; F. Modèle de relief local ; G. Rugosité ; H. Sky-view Factor ; I. Isolignes
 (Berthe *et al.*, 2021).

« L’Ombrage multidirectionnel » (Fig. 2.22C), pensé et développé par de nombreux auteurs autour des années 2010, consiste en la production d’une image multi-ombrée par la fusion d’ombrages créés par de multiples sources lumineuses (Devereux *et al.*, 2008 ; Nuninger *et al.*, 2010 ; Challis *et al.*, 2008 ; Georges-Leroy *et al.*, 2011 ; Zakšek *et al.*, 2011). Dans le cas le plus simple, trois sources lumineuses (bandes rouge, verte et bleue) positionnées à une élévation/zénith de 45° et placée respectivement à 120° les unes des autres, éclairent le MNT. Chaque ombrage produit est rendu transparent de façon à visualiser tous les ombrages de façon équivalente. Cet ombrage multidirectionnel et polychromatique permet ainsi de s’affranchir des limites de l’ombrage unidirectionnel relatives aux surexpositions et sous-expositions (Loisios *et al.*, 2007) et à l’invisibilité de certaines structures. Il peut ainsi être employé pour la détection de linéaments (Masoud et Koike, 2010 ; Challis *et al.*, 2008). Il possède également l’avantage de ne pas nécessiter de modification de la symbologie.

Pour bien utiliser ce traitement, il est impératif de comprendre les caractéristiques topographiques du secteur étudié (orientation, géomorphologie) car leur variation influence

grandement le rendu de l'environnement (Fig. 2.23). Cela peut par exemple être le cas pour deux formes homologues de part et d'autre d'une vallée (Fig. 2.23A et Fig. 2.23B). Dans un environnement similaire, les formes en creux peuvent également être confondues avec les formes en élévation (Fig. 2.23C et Fig. 2.23D).

Les principaux inconvénients sont les suivants :

- Son utilisation implique une formation chronophage, rédhibitoire dans le cadre de projets courts.
- Son échelle d'utilisation est restreinte, car les formes ne sont pas visibles à petite échelle (*e.g.*, Fig. 2.24).
- Sa capacité à représenter toutes les morphologies existantes complique l'interprétation.
- Sa superposition avec un autre traitement est impossible.
- Il ne peut pas être employé dans le cadre de la mise en place d'algorithmes de détection semi-automatique et automatique compte tenu des problèmes mis en évidence dans la figure 2.23.

Pour travailler la lecture de ce traitement et limiter ces biais, il est possible de réaliser de façon systématique des coupes topographiques ainsi que d'observer en parallèle un MNT avec une symbologie RGB traité avec un ombrage traditionnel. À terme, à l'instar de la plupart des traitements, un opérateur expérimenté peut développer une interprétation instantanée et fiable des caractéristiques des formes détectées (élévation, convexité, concavité, type de pente, *etc.*).

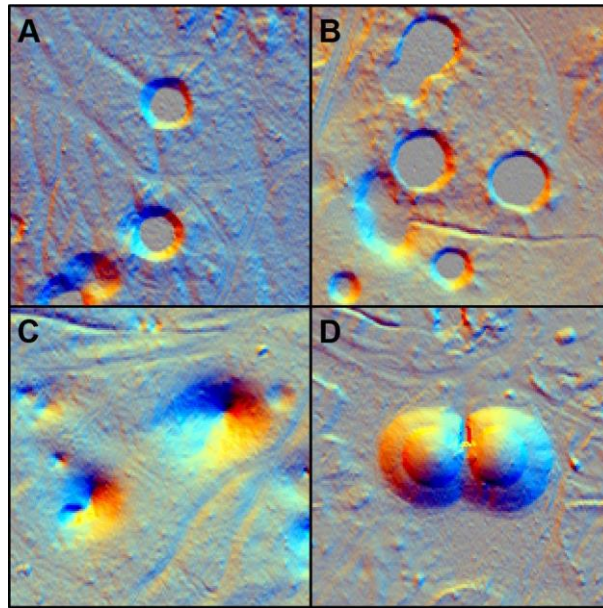


Fig. 2.23 : Exemple de microformes observées grâce à l'ombrage multidirectionnel. Vignettes de 4 x 4 cm, échelle de 1/2 000, orientées nord : A. Dépression fermée du type cratère de bombe sur versant orienté vers l'est ; B. Dépression fermée du type cratère de bombe sur versant orienté vers l'ouest ; C. Dépression fermée du type doline sur replat structural ; D. Proéminence topographique du réservoir d'eau sur le plateau.

Le « *Sky-view factor* » (SVF), développé par Zakšek *et al.* (2011), est un facteur qui détermine le pourcentage de la demi-voûte céleste observable depuis la position d'un pixel. Le pixel situé tout en haut d'une montagne peut par exemple observer 100 % de la demi-voûte céleste. À *contrario*, un pixel de 50 cm au fond d'un puits carré de 50 cm de côté ne pourra observer qu'un pixel de 50 cm de la demi-voûte (Kokalj et Hesse, 2017). Un ajustement de la symbologie du traitement permet facilement de différencier les zones en dépressions et des zones en élévation. Ce traitement a ainsi principalement été employé dans la détection des fossés pour laquelle il se montre empiriquement plus efficace grâce à sa capacité de visualisation à plusieurs échelles (Fig. 2.24).

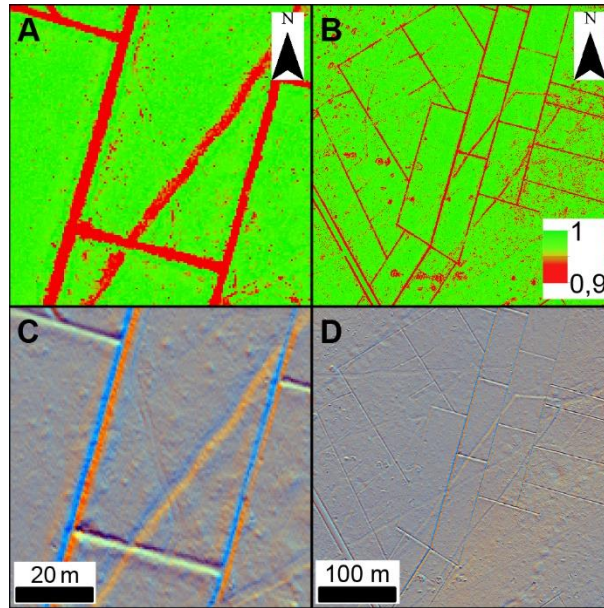


Fig. 2.24 : Comparaison entre le SVF et l'ombrage multidirectionnel à deux échelles sur la visualisation de fossés.

Les vignettes A et C présentent la même emprise (vignettes de 4 x 4 cm, échelle 1/2 000) ; Les vignettes B et D présentent la même emprise (vignettes de 4 x 4 cm, échelle 1/10 000).

- Les traitements de visualisation par l'analyse de la topographie :

Ils ont pour but de décrire la morphologie du sol, directement par l'interprétation des données chiffrées du MNT. Leur avantage principal est qu'ils traduisent des morphologies difficilement perceptibles sur le terrain (*e.g.*, degré de concavité, pente, rugosité, proéminence) et permettent donc d'envisager une caractérisation chiffrée, plus objective des objets observés.

La « Pente » calcule pour chaque pixel la valeur de pente maximale vis-à-vis des pixels voisins. Son caractère simple d'utilisation (absence de paramètres) et intelligible (en particulier en niveau de gris) le rend particulièrement utilisé pour la détection de formes (Bennett *et al.*, 2012 ; De Matos-Machado, 2018).

La « Rugosité » (Fig. 2.22G) a été développée à la fin des années 90 afin de comparer la surface théorique d'un ensemble de pixels avec sa surface réelle (Riley, 1999, Grohmann, 2004 et Jenness, 2004). Son résultat, qui rend compte de l'hétérogénéité du terrain (Sedrette, 2017), est analogue à la pente, mais fait davantage ressortir les ruptures de pente. Le lien direct entre rugosité et relief rend ainsi ce traitement enrichissant pour certaines thématiques géomorphologiques (*e.g.*, dépôts éolien, Sedrette, 2017 ; mouvements de terrain, Roering, 2006). Il est, de même que la pente, simple à utiliser (absence de paramètres) et à interpréter : les valeurs élevées indiquent un secteur fortement accidenté lorsque les valeurs proches de

1 signifient que la zone est plane. Il convient néanmoins d'établir des seuils à partir desquels une zone est considérée comme rugueuse. À l'instar de l'ombrage et de la pente, cette couche est exploitable par transparence avec d'autres traitements afin d'améliorer la compréhension du relief (*e.g.*, Fig. 1.4).

L'Index de position topographique (*TPI* ; Fig. 2.22D), développé à la fin des années 90 (Guisan, 1999) et intégré aux SIG dans les années 2000 (Jenness, 2006), a pour but de présenter la variation topographique locale calculant la différence d'altitude entre un pixel et une valeur théorique correspondant à la moyenne des pixels environnants. Une valeur négative signifie ainsi que l'on se trouve sous la moyenne des pixels avoisinants et inversement (Coutelier, 2019). La modulation du rayon de recherche permet de détecter les micros (valeur faible) et macroformes (valeur élevée). Ce genre de traitement, particulièrement dépendant de ses paramètres, est de ce fait efficace pour détecter des objets bien définis comme les polémoformes (Taborelli, 2018) ou le parcellaire ancien (Kokalj et Hesse, 2017). À l'inverse, il est susceptible d'occulter certaines morphologies de terrain dans le cadre d'une approche exploratoire des données LiDAR.

Le « Modèle de relief local » (*LRM*) mis au point en 2010 (Hesse, 2010) et intégré au logiciel *RVT*, peut également être produit manuellement en suivant le protocole présenté en Annexe 2.5. Il consiste en la soustraction du MNT d'un autre MNT sur lequel un filtre passe-bas a été appliqué. Ce traitement vise à produire une image du macro-relief qui est soustraite au MNT pour produire une image du micro-relief (Buridant *et al.*, 2020). À l'instar du *TPI*, il est peu intuitif et préféré pour les formes de petite taille, car il produit des bourrelets trompeurs autour des formes de grandes tailles (Fig. 2. 22F).

La « Dominance locale » (*LD*), mise au point en 2016 par Hesse, reconstitue l'angle moyen pris par un observateur pour regarder son environnement local, qui est défini par un rayon de recherche. Ce traitement est reconnu pour visualiser les faibles variations d'altitude comme de petites dépressions, ainsi que de petits replats dans des pentes homogènes. Il paraît toutefois peu adapté à la visualisation de grandes dépressions, car il produit également un bourrelet périphérique trompeur déformant les délimitations des morphologies observées (Fig. 2.22E). De même que le *TPI* et le *LRM*, il est employé au cas par cas, car il nécessite d'être ajusté deux fois, lors de la production du traitement, puis lors de l'ajustement de la symbologie.

Le traitement de type « Isolignes » (Fig. 2.22I) est effectué *via* l'outil *Contour* de *QGIS* afin de produire des isohyètes d'altitude représentées sous forme de polygones (vecteur). Il implique

les mêmes réflexions relatives à l'équidistance que dans le cadre de la représentation du relief sur toute carte topographique (carte d'État-Major, plans directeurs de tir des GCTA, SCAN historiques et SCAN 25 IGN, *etc.*) : plus une pente est faible, plus l'équidistance doit être faible. À l'instar de ces documents cartographiques, les isolignes sont notamment associées à d'autres traitements pour facilement apprécier les variations altitudinales. En tant que couche de type « vecteur », les isolignes possèdent également des applications dans l'élaboration d'algorithmes de détection semi-automatique et d'évaluation morphométriques (hauteur, profondeur) des formes en buttes ou en creux (Fig. 2.29 ; Berthe *et al.*, 2021).

2.3.1.2. Intégration des cartes anciennes au SIG

Les cartes et les plans anciens employés proviennent principalement de de la BNF, *via* le portail numérique Gallica, et des archives départementales de la Marne, dont une certaine proportion est numérisée et disponible en ligne. Ces plateformes (les archives départementales de la Marne jusqu'au 1^{er} janvier 2021) possèdent des interfaces de téléchargement dégradant la qualité d'une image lorsqu'elle est téléchargée en entier.

À l'exception du cadastre napoléonien, la grande majorité des images qui alimentent notre base de données ont en conséquence été téléchargées partie par partie à haute résolution puis fusionnées (voir protocole en annexe 2.6). Un fichier métadonnées est associé à chaque assemblage pour signaler l'origine du document.

Ces images à haute résolution ont été intégrées au SIG Montagne de Reims par l'intermédiaire du protocole présenté en annexe 2.7. Certains points de vigilance sont à noter.

Au lieu de se cantonner à une seule couche source, il peut être intéressant de projeter l'ensemble des couches déjà géoréférencées afin d'augmenter les chances de trouver des points de correspondance.

Les couches Scan25®, BD TOPO® et la BD ORTHO® HR sont considérées comme les couches sources préférentielles, car elles possèdent une résolution spatiale métrique et elles sont spatialement calées entre elles.

Les points de calage privilégiés sont les croisements de routes, les confluences de cours d'eau, les ruptures franches des contours communaux et les bâtiments remarquables (*e.g.*, les églises), car servant généralement de point de repère pour les arpenteurs et leur localisation est plus précise.

Le type de transformation polynomiale du premier degré applique une déformation linéaire. Elle est appropriée lorsque les documents sont scannés à plat, qu'ils ne possèdent pas de lacunes, ni de déformations locales, et que leur système de coordonnées est identifié, ce qui est le cas de la plupart des images.

Lorsque le système de coordonnées n'est pas connu, le système Lambert-93 est attribué par défaut (ESPG : 2154). Il est conservé si l'erreur quadratique est considérée comme acceptable.

Le rééchantillonnage désigne l'étape pendant laquelle l'image initiale, déformée par l'étape de calage et de transformation, avec des pixels initialement carrés se retrouvant généralement parallélogrammes ou trapézoïdaux (non pris en charge par les SIG), est reformée à partir d'une grille de pixels orthogonaux de résolution égale, dont la valeur est attribuée selon diverses méthodes. La méthode des plus proches voisins, qui attribue à chaque pixel la valeur du pixel ancien le plus proche, a été utilisée.

L'erreur quadratique moyenne (EQM ; Tab. 2.7) traduit la différence entre la localisation finale du point de calage sur l'image à géoréférencer et l'emplacement spécifié sur les fonds cartographiques utilisés pour leur géoréférencement. Pour interpréter cette erreur, il est important de prendre en compte deux paramètres :

- La résolution de l'image à géoréférencer : En observant, par exemple, l'échelle de la carte de Cassini de Reims de 1757 en noir et blanc, récupérée sur le site remonterletemps.ign.fr, 10 000 Toises sont représentées par 2647 pixels, soit après conversion (1 Toise = 1,949 m) 1 pixel est égal à 7,36 m. Sachant qu'une route mesure environ 8 pixels (59 m) de large dans son axe le plus étroit et que les points matérialisant la localisation des villes font 10 pixels (74 m) de diamètre en moyenne, cela donne une précision qui ne peut pas être inférieure à 30 m.
- La précision géométrique du relevé : La seule option pour évaluer cette erreur est de procéder à plusieurs géoréférencements sur les cours d'eau, les croisements de routes et les localisations de ville, par exemple et de ne retenir que l'erreur la plus faible. Dans le cas où il n'y aurait pas d'échelle graphique sur la carte exploitée, le même exercice peut être réalisé en comptant les pixels séparant deux sites (*via* un logiciel comme *XnView*), dont il est possible de connaître la distance réelle.

Globalement, il a été constaté qu'une EQM inférieure à la distance équivalente à 20 pixels est correcte et à 10 pixels est idéale. Pour valider le géoréférencement, il est possible de mesurer

l'échelle graphique avec les outils de mesure afin d'obtenir une différence inférieure à 5 %. Il convient enfin de noter que les EQM ne sont pas relatives entre chaque type de transformation. À points de calage similaires, une transformation polynomiale du 3^e degré propose par exemple toujours une EQM inférieure à celle du 1^{er} degré alors que la déformation finale est supérieure. *In fine*, la création des bases de données issues de l'interprétation de ces plans anciens consiste à digitaliser les informations qu'ils contiennent. Dans la majorité des cas, des vecteurs de type « points » ont été utilisés compte tenu de la faible précision géométrique et géographique des plans et cartes avant le XIX^e siècle.

2.3.1.3. Intégration des données textuelles

L'intégration au SIG Montagne de Reims des deux principales bases de données textuelles ont été sélectionnées du fait d'une variété de sources trop élevée empêchant l'élaboration d'un protocole universel. Il s'agit de la Carte Archéologique de la Gaule consacrée au département de la Marne (CAG-Marne ; Chossenot, 2004), et des états de section du cadastre napoléonien des communes de Trépail et de Ludes. Il est néanmoins possible de mettre en évidence trois étapes fondamentales dans l'intégration de données textuelles :

- Identification et problématisation de la donnée textuelle (primordiales dans le cas de bases de données aussi lourdes).
 - Production et intégration sous SIG de la base de données sous Excel.
 - Liaison de cette base de données avec des entités géographiques existantes ou produites à partir des informations saisies.
- Exemple 1 : La CAG-Marne

La première étape, systématique, est de comprendre l'organisation de l'information textuelle. La CAG se présente comme un dictionnaire. La classification se fait commune par commune, au sein desquelles les trouvailles sont présentées site par site. Dans l'extrait présenté en figure 2.25, la première information concerne la localisation communale des quatre sites (Saint-Imoges). La proximité avec de grandes agglomérations ou des routes principales peut être également indiquée. Cela peut permettre de localiser des communes potentiellement disparues entre l'année d'édition de la CAG (2004) et sa lecture.

Un niveau de localisation plus précis peut être signalé, allant par exemple pour Saint-Imoges, de lieux-dits tels que le « Bois Notre-Dame du chêne à la Vierge », à des localisations spatiales

plus ponctuelles (e.g., « Au château de Vernay ») ou encore relativement approximatives (e.g., « En forêt » ; Fig. 2.25). Pour chaque site, une ou plusieurs découvertes peuvent être mentionnées : mobiliers (e.g., tessons, fragments de terre cuite architecturale), sites archéologiques (e.g., voies romaines, ateliers). Le niveau de précision des informations temporelles fluctue également entre des périodes pluriséculaires comme « gallo-romain » ou plus restreintes comme « III^e siècle ». Les conditions de découvertes bénéficient enfin d'un niveau de renseignement hétérogène.

488 - Saint-Imoges	
Commune du quart nord-ouest du département située au nord d'Épernay, dans la Montagne de Reims, à l'ouest de la R.N. 51 Épernay/Reims.	
<p>La route du <i>Cheminet</i> ou <i>Voie romaine</i> qui longe la limite est de la commune pourrait correspondre à la <i>voie romaine Reims-Bibe</i> : J.-J. Valette, 1970, p. 190 et ss. Une portion en a été repérée en 1999 au lieu-dit <i>Bois Notre-Dame du chêne à la Vierge</i> (0004) lors d'une prospection-inventaire : L. Hugonnier, dans <i>Bilan Scientifique 1999</i>, p. 115-117 fig. 35. A</p>	
<p>En forêt, en arrachant un chêne, on a découvert un dépôt de 5 lingots en fer (fig. 542) avec des fragments de laitier (perdus). (Musée d'Épernay, Coll. Favret, classée M.H., n° inv. 725 F à 731 F : lingots de fer) : M. Chossenot, 1997, p. 147 ; - L. Kruta Poppi (dir.), 1999, p. 46 n° 32. B</p>	
<p>Au <i>château de Vernay</i> au cours de sondages, l'équipe de la M.J.C. d'Épernay, aurait trouvé dans les déblais quelques tessons gallo-romains et un tesson celtique d'une situle du III^e siècle av. J.-C (coll. Meissonnier, Reims). Cette information demande à être vérifiée. C</p>	
<p>Sans précision, au Musée d'Épernay, sans n° inv. 991.2.1 à 991.2.206 : fragments de « carreaux vernissés » (sic) : L. Hugonnier, dans <i>Bilan Scientifique 1999</i>, p. 115-117 fig. 35 ; - Information J.-J. Charpy, Musée d'Épernay. D</p>	
<p>Information géographique</p>	<p>Datation</p>
<p>Site de trouvaille</p>	<p>Trouvaille</p>

Fig. 2.25 : Extrait de la CAG de la Marne présentant les découvertes archéologiques effectuées sur la commune de Saint-Imoges (p. 615 ; Chossenot, 2004).

Cette étape exploratoire de compréhension de la source documentaire aboutit à l'évaluation de l'intérêt de la base de données vis-à-vis des problématiques de recherche. Pour la CAG-Marne, il s'agit par exemple des questions suivantes : Quel est le contexte archéologique connu de la Montagne de Reims ? Le document peut-il permettre de caractériser des structures détectées sur le MNT LiDAR ? L'échelle communale et des lieux-dits est-elle cohérente pour les recherches ?

La seconde étape consiste à produire sur tableur la table de données (*i.e.*, table attributive), qui constitue le matériau brut intégré au SIG. Bien que plus chronophage, le choix a été fait d'entrer l'intégralité des données présentées dans la CAG en prévision d'une probable utilisation future de cette base de données dans le cadre d'autres projets.

Pour répondre à l'objectif de la base de données, chaque entrée correspond à une occupation dont le thème et/ou l'âge est défini. Le terme « occupation » est ici employé afin de qualifier une installation humaine, qu'elle semble relativement longue (*e.g.*, habitat, route) ou susceptible d'être ponctuelle (*e.g.*, dépôt de mobiliers). Pour un site tel que « le Trou de la Baticaude » (Deru *et al.*, 2003), l'existence d'ateliers de potier et d'habitats à la fois Haut et Bas-Empire entraîne la création de quatre entrées.

La variété des terminologies archéologiques employées pour les différentes découvertes, sites et périodes d'occupation ont été regroupées afin d'améliorer la lisibilité de la base de données (Tab. 2.8). Les termes « tuiles », « *tegulae* », « brique », « matériaux de construction », « carreau vernissé », « parpaing », « TCA » ont par exemple été rassemblées sous le terme de TCA (Terres cuites architecturales).

Cette harmonisation temporelle et sémantique aboutit à l'utilisation sous SIG d'une table attributive telle que présentée dans le tableau 2.9.

Age niv. 1	Age niv. 2	Mobilier INRAP	Structure INRAP
Prehistoire	Mesolithique	Armes	Atelier argile
Prehistoire	Neolithique	Bijoux	Atelier métallurgique
Protohistoire	Age du Bronze	Céramique	Atelier monétaire
Protohistoire	Age du Fer	Mobilier funéraire	Atelier textile
Antiquité romaine	Haut Empire	Mobilier de maison	Depot monétaire
Antiquité romaine	Bas Empire	Monnaies	Depotoire
Moyen Age	Haut Moyen Age	Outils lithique	Édifice public
Moyen Age	Bas Moyen Age	Produit métallurgique	Édifice religieux
Epoque modernes	Epoque modernes	TCA	Enclos
Epoque contemporaine	Epoque contemporaine		Extraction
			Fosse
			Habitat
			Hydraulique
			Mégalithe
			Pont
			Silos
			Souterrain
			Structure agraire
			Structure funéraire
			Structure militaire
			Structure urbaine
			Villa Ferme
			Voirie

Tab. 2.8 : Âges, sites et mobiliers retenus pour la constitution de la BD CAG. La terminologie est inspirée de la fiche standardisée de l'INRAP pour la description des sites archéologiques (Annexe 2.8).

	ID	Insee	Commune	Lieu-dit	Loc. fiable	Autre loc.	Opération	Nbr mobilier	Mobilier INRAP	Nbr struct.	Struct. INRAP	Age niv. 1	Age niv. 2	p. CAG
Type de variable	Var. Quant. Cont.	Var. Qual. nom.	Var. Qual. nom.	Var. Qual. nom.	Var. Qual. Bin.	Var. Qual. nom.	Var. Qual. nom.	Var. Qual. Bin.	Var. Qual. nom.	Var. Qual. Bin.	Var. Qual. nom.	Var. Qual. ord.	Var. Qual. ord.	Texte
Réponse possible	1 à n	inf.	inf.	inf.	Oui/Non	inf.	Fouille/Fortuit/Prospection pedestre/Prospection aérienne/Ne sais pas	1/n	inf.	1/n	inf.	inf.	inf.	inf.
Exemple	1	51007	Ambonnay	La Plaine	Oui	dans la forêt	Fortuit	n	TCA	1	Atelier de potier	Antiquité romaine	Bas Empire	007 p.69

Tab. 2.9 : Structure de la base de données finale produite à partir de la CAG-Marne.

La troisième étape correspond à la localisation des entrées textuelles à l'échelle du lieu-dit, qui a été probante pour 77 % d'entre elles. Cela s'est effectué en deux sous-étapes principales. En

premier lieu, les lieux-dits de la base de données, repérés dans la CAG-Marne, ont été croisés aux lieux-dits de la BD Cadastre Etalab associés à des fichiers vectoriels ponctuels. Après correction orthographique et uniformisation (*e.g.*, casse en majuscules, suppression des espaces), cela a permis de relier 25 % par l'intermédiaire de l'ID de la table attributaire. Dans un second temps, chaque lieu-dit a été recherché dans la base de données des toponymes textuels de Braidy (2000), qui recense tous les lieux-dits du cadastre napoléonien de la Marne. Pour toute correspondance trouvée, le cadastre napoléonien de la commune concernée a été consulté et un point a été ajouté à l'emplacement du lieu-dit avec l'ID correspondant dans la table attributaire précédemment produite. Pour toutes les localisations du type « dans la forêt en face de la ferme de Vertuel », les cartes de l'époque de la découverte ont été consultées pour produire les points de localisation.

- Exemple 2 : Les états de section du cadastre napoléonien

Les états de sections du cadastre napoléonien correspondent aux informations fiscales associées aux parcelles cadastrales. Chaque section est présentée par une première page fournissant des informations relatives à la commune et à la section concernée, régulièrement accompagnée dans la Marne d'une liste des lieux-dits (déjà synthétisée dans la base de données de Braidy (2000).

Chaque parcelle est par la suite décrite dans un tableau à propos des informations suivantes :

- Nom du propriétaire, profession et demeures.
- Numéro de parcelle cadastrale.
- Cantons, Triages ou Lieux-dits.
- Nature des propriétés (terre, verger, vigne, maison, *etc.*).
- Contenance en mesure métrique.
- Classement, revenu et nombre d'ouvertures imposables.

De ce tableau exhaustif découlent des tableaux de synthèse par page, par propriétaire et par occupation, ainsi qu'un résumé global des occupations imposables (*e.g.*, terre, verger), non imposables (*e.g.*, sentier, église) et des propriétés bâties (maisons, moulins, tuileries, *etc.*).

Les données individuelles des parcelles revêtent un intérêt, en particulier dans le cadre d'une approche microhistorique (*e.g.*, histoire d'une famille par croisement des recensements et matrices cadastrales). Dans le cadre de la thèse, les états de section ont été exploités dans une perspective géohistorique destinée à produire des cartes d'occupation du sol pour lesquels les tableaux de synthèse par occupation suffisent (Fig. 2.26). La seconde étape consiste ainsi à

Fruchart, 2014 ; Nuninger *et al.*, 2010 ; David, 2019, Taborelli, 2018, De Matos-Machado, 2018). Ces morphologies peuvent être creuses, en élévation ou les deux. La production de bases de données thématiques des formes visibles au LIDAR passe par leur détection, puis par leur digitalisation. L'inventaire exhaustif des formes et structures, visibles sur le LIDAR Montagne de Reims et associées à la problématique de la thèse, est guidé par un protocole élaboré en amont (Fig. 2.28). Pour chaque forme, définie morphologiquement, sont indiquées les normes cartographiques employées. Cette démarche protocolaire succède à une étape indispensable de familiarisation avec les données LiDAR et les différents traitements de visualisation (*cf.* partie 2.3.1.1). Les classements et définitions morphologiques proposés ont ensuite été validés sur le terrain, par l'observation d'échantillons représentatifs de la variété des morphologies, ainsi que lors des multiples campagnes de mesures (*cf.* partie 2.2).

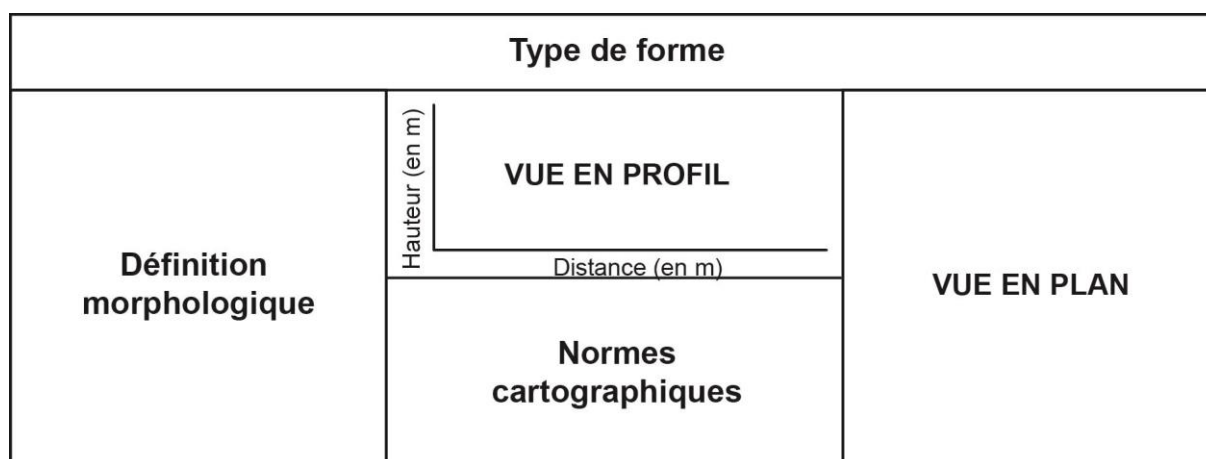


Fig. 2.28 : Organisation du protocole de digitalisation.

Le choix des formes à digitaliser s'est effectué en fonction de leur influence sur les hydrosystèmes. La plupart des formes en élévation (*i.e.*, au relief positif), notamment non linéaires (*e.g.*, tertres, châteaux, tumulus, chablis), n'ont ainsi pas été inventoriées car elles contribuent peu à l'organisation des écoulements.

Le croisement de l'étude monographique de la Montagne de Reims (*cf.* partie 1), du terrain et de l'inventaire de David (2019) fait ressortir quatre groupes morphologiques.

2.3.2.1 Microformes surfaciques

Les microformes surfaciques regroupent les creux et les élévations généralement ovoïdes. Ils présentent une forme simple et peuvent être d'origine naturelle ou anthropique. Leur dimension est habituellement inférieure à une cinquantaine de mètres de diamètre. Leur détection s'est

effectuée par l'intermédiaire d'un algorithme semi-automatique présenté en figure 2.29. Il permet, *via* la réalisation de plusieurs traitements du MNT, de faire ressortir toutes les zones d'intérêt et ainsi de faciliter la digitalisation (Annexe 2.9). Les formes inférieures à 30 cm d'amplitude ou à 3 m de diamètre sont exclues de la détection car non significatives vis-à-vis des résolutions de pixels (50 cm), altimétrique (10 cm) et planimétrique (25 cm) du MNT (Tab. 2.1 ; Berthe *et al.*, 2021). Sur une dizaine de types de formes de petite dimension, trois d'entre eux ont ainsi été détectés de façon fiable *via* cette méthode, puis digitalisés : formes exokarstiques (Fig. 2.30), entonnoirs d'explosion (Fig. 2.31) et fosses d'extraction de géomatériaux (Fig. 2.32).

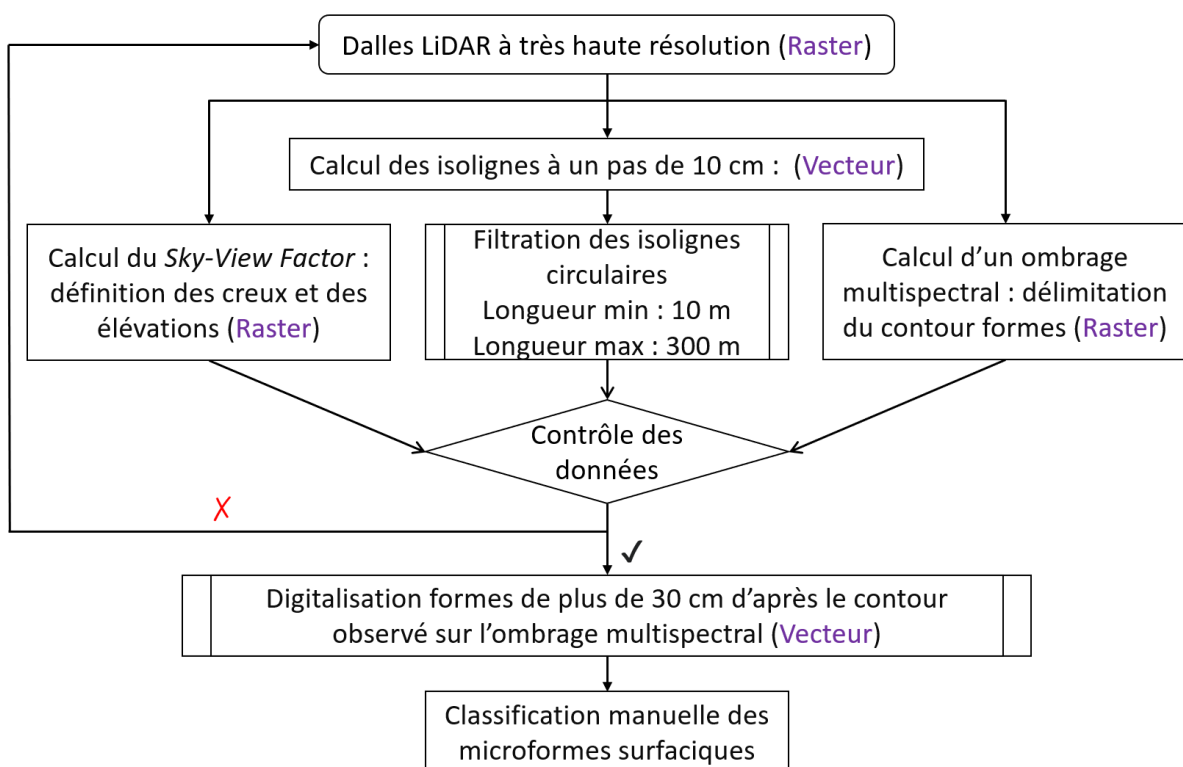


Fig. 2.29 : Protocole de détection des microformes surfaciques (d'après Berthe *et al.*, 2021).

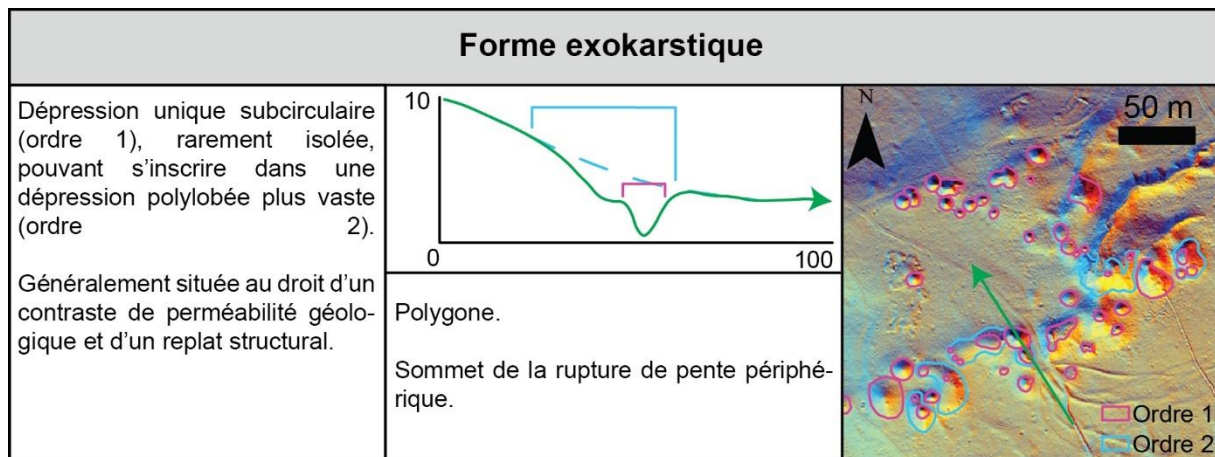


Fig. 2.30 : Protocole de détection des formes exokarstiques.

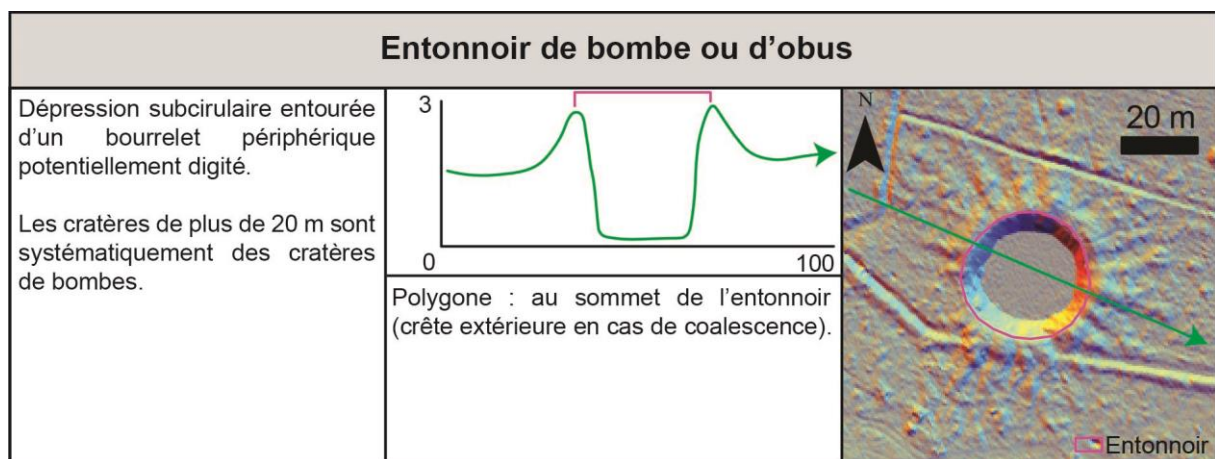


Fig. 2.31 : Protocole de digitalisation des cratères d'explosion.

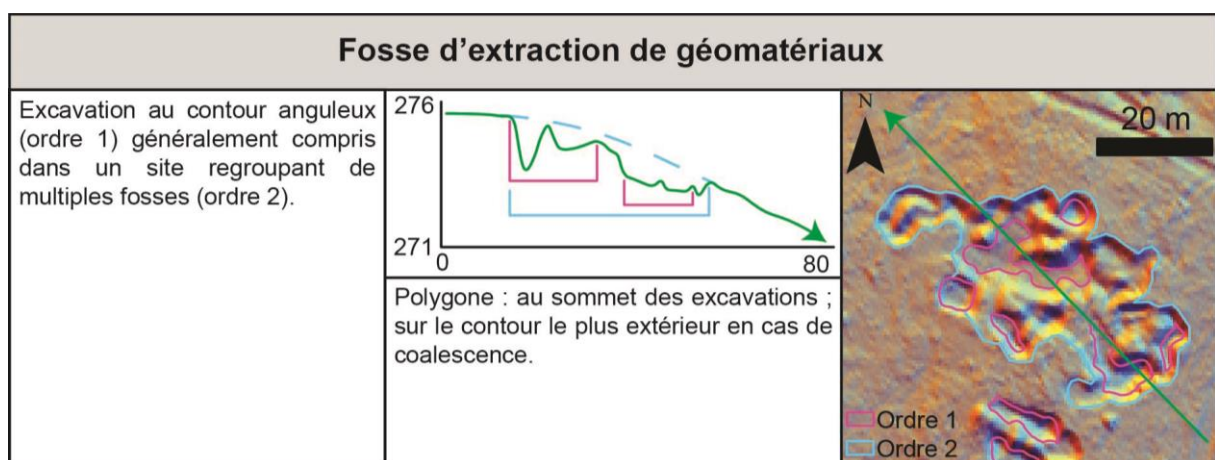


Fig. 2.32 : Protocole de digitalisation des fosses d'extractions de géomatériaux.

Compte tenu de la variété des morphologies de trous d'obus (Fig. 2.33), ainsi que de l'atténuation des formes par comblement (jusqu'à 1 m, Brénot *et al.*, 2017), l'inventaire ne concerne que les dépressions entourées d'un bourrelet périphérique, plus facile à identifier ($25^\circ < \text{angle de pénétration} < 40^\circ$).

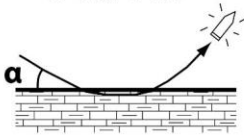

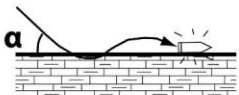
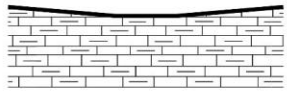
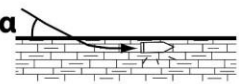

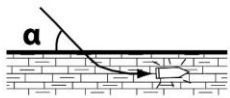
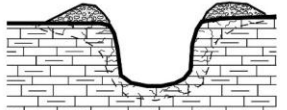
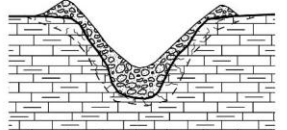
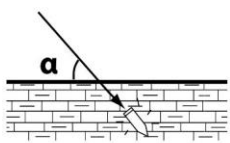

Angle de pénétration	Profondeur de pénétration	Effets	Effets morphogènes
$0 < \alpha < 15^\circ$ 	Nulle	Ricochet Effet fusant	
$0^\circ < \alpha < 15^\circ$ 	Nulle	Ricochet Légère dépression	
$15^\circ < \alpha < 25^\circ$ 	Une longueur de projectile	Dépression hémisphérique déblayée	
$25^\circ < \alpha < 40^\circ$ 	1-2 longueurs de projectile	Dépression hémisphérique déblayée avec bourrelet extérieur	
	3-4 longueurs de projectile	Entonnoir conique par retombée des déblais et bourrelet	
$\alpha > 40^\circ$ 	> 4 longueurs de projectile	Camouflet Globe de décompression	

Fig. 2.33 : Paramètres de formation d'un trou d'obus en fonction de l'angle de pénétration du projectile (Taborelli, 2018).

2.3.2.2 Protocole : microformes linéaires

Les microformes linéaires (Fig. 2.34, Fig. 2.35 et Fig. 2.36) correspondent à des linéaments en creux et/ou en élévation dont la largeur est généralement inférieure à une dizaine de mètres et dont la longueur est plusieurs fois supérieure à la largeur. Un algorithme de détection semi-automatique analogue, basé sur l'extraction d'isolignes à partir du traitement *TPI* (Fig. 2.22), a été employé (Taborelli, 2018).

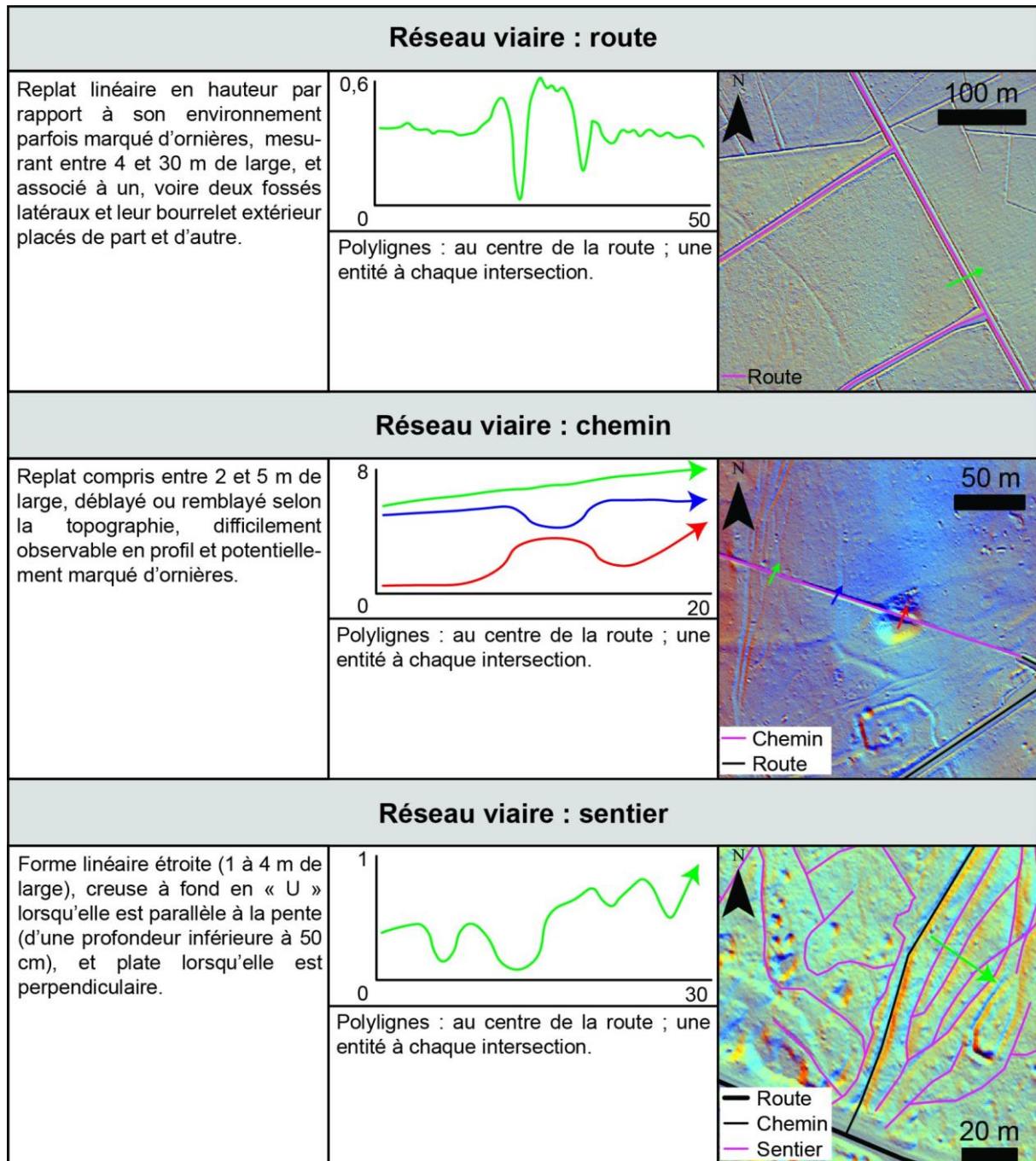


Fig. 2.34 : Protocole de digitalisation du réseau viaire.

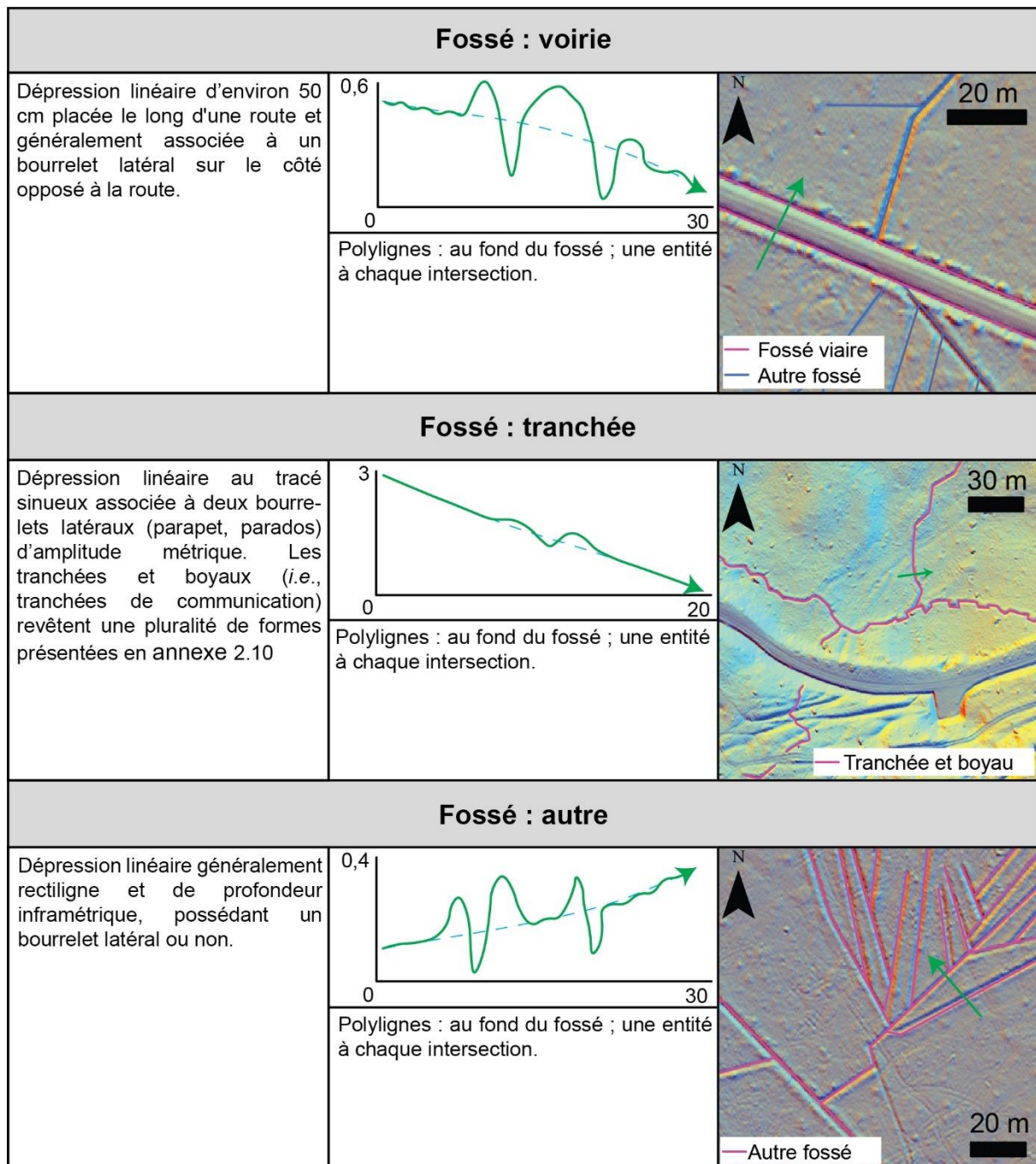


Fig. 2.35 : Protocole de digitalisation des fossés.

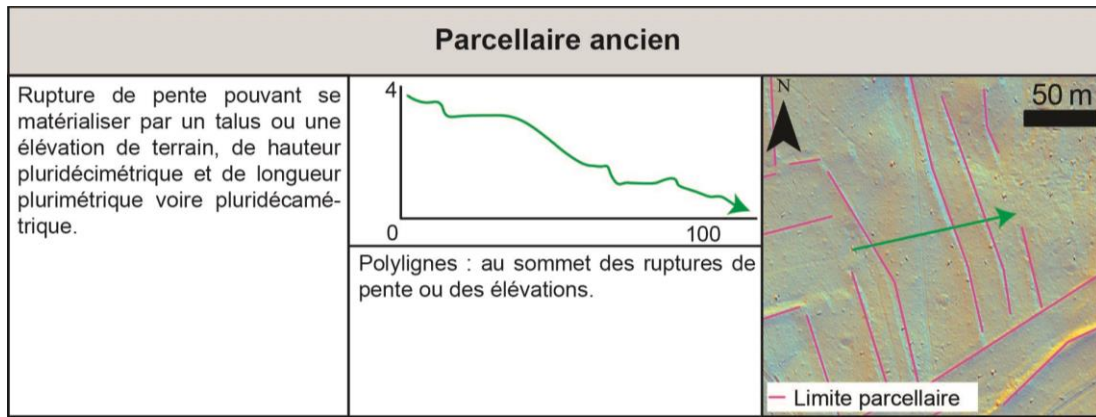


Fig. 2.36 : Protocole de digitalisation du parcellaire ancien.

2.3.2.3 Macroformes « simples »

Les macroformes « simples », détectées manuellement, regroupent les formes naturelles et anthropiques de grande dimension qui sont simplement identifiables par leur morphologie sans avoir à recourir au croisement de base de données (Fig. 2.37).

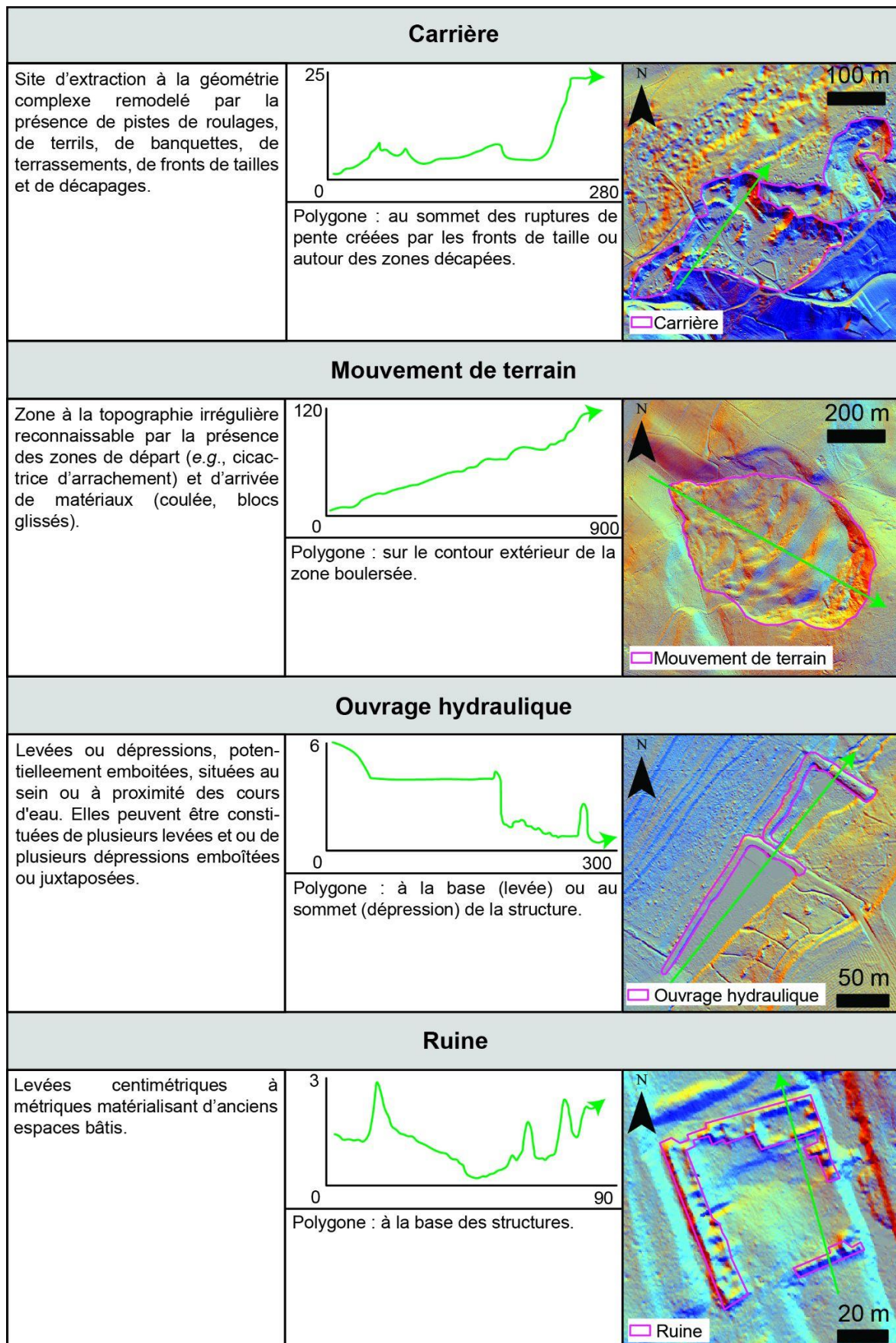


Fig. 2.37 : Protocole de digitalisation des macroformes « simples ».

2.3.2.4 Macroformes « complexes »

Les macroformes « complexes » se caractérisent par un désordre morphologique de grande taille. Elles sont difficilement interprétables sans l'aide de bases de données additionnelles, et ont également été détectées manuellement (*e.g.*, aménagements militaires).

2.3.2.5 Autres formes

N'ayant pas fait l'objet d'inventaires exhaustifs, la détection de ces formes s'est effectuée par l'intermédiaire d'une approche manuelle à partir de l'ombrage multidirectionnel.

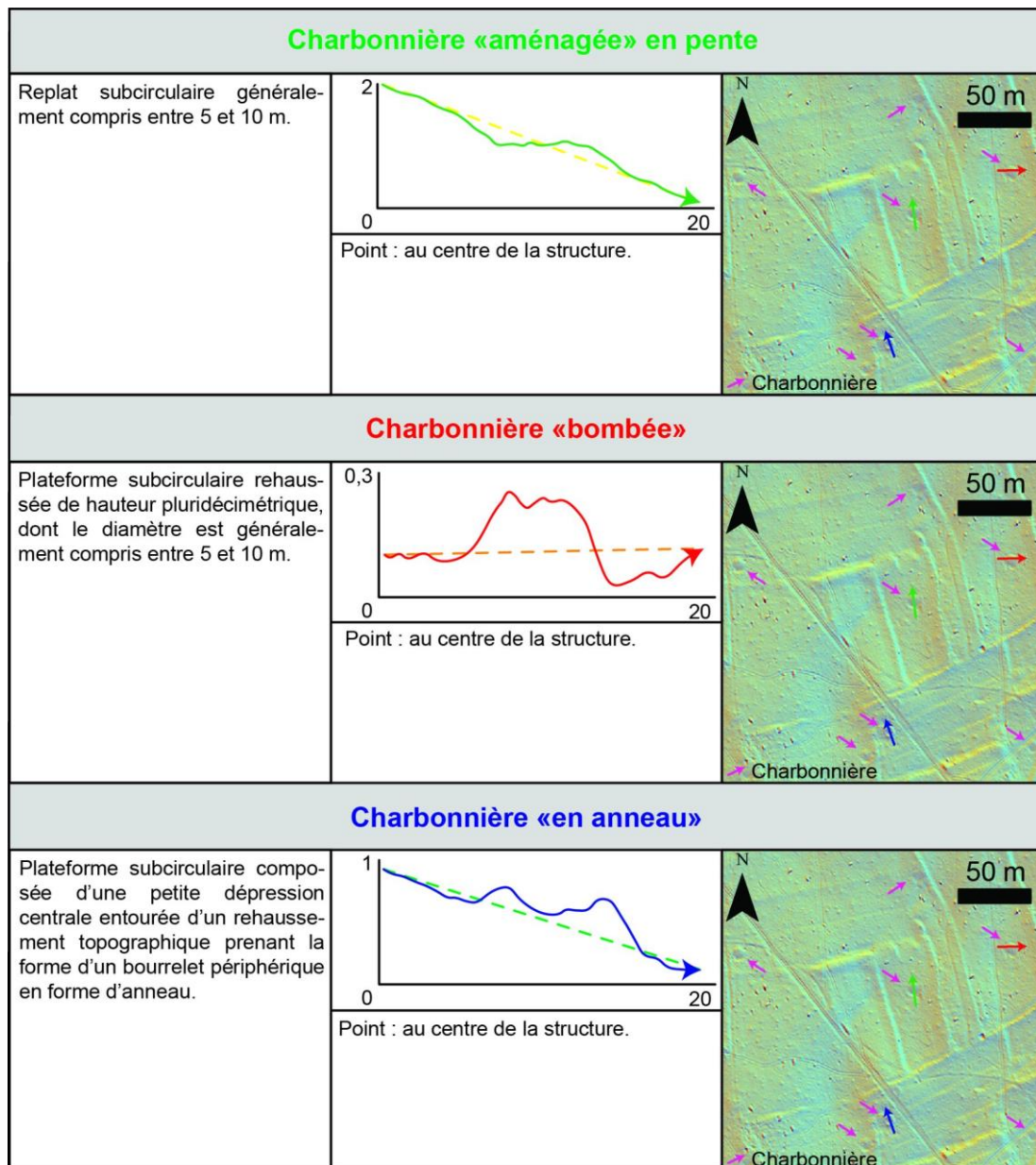


Fig. 2.38 : Protocole de digitalisation des charbonnières.

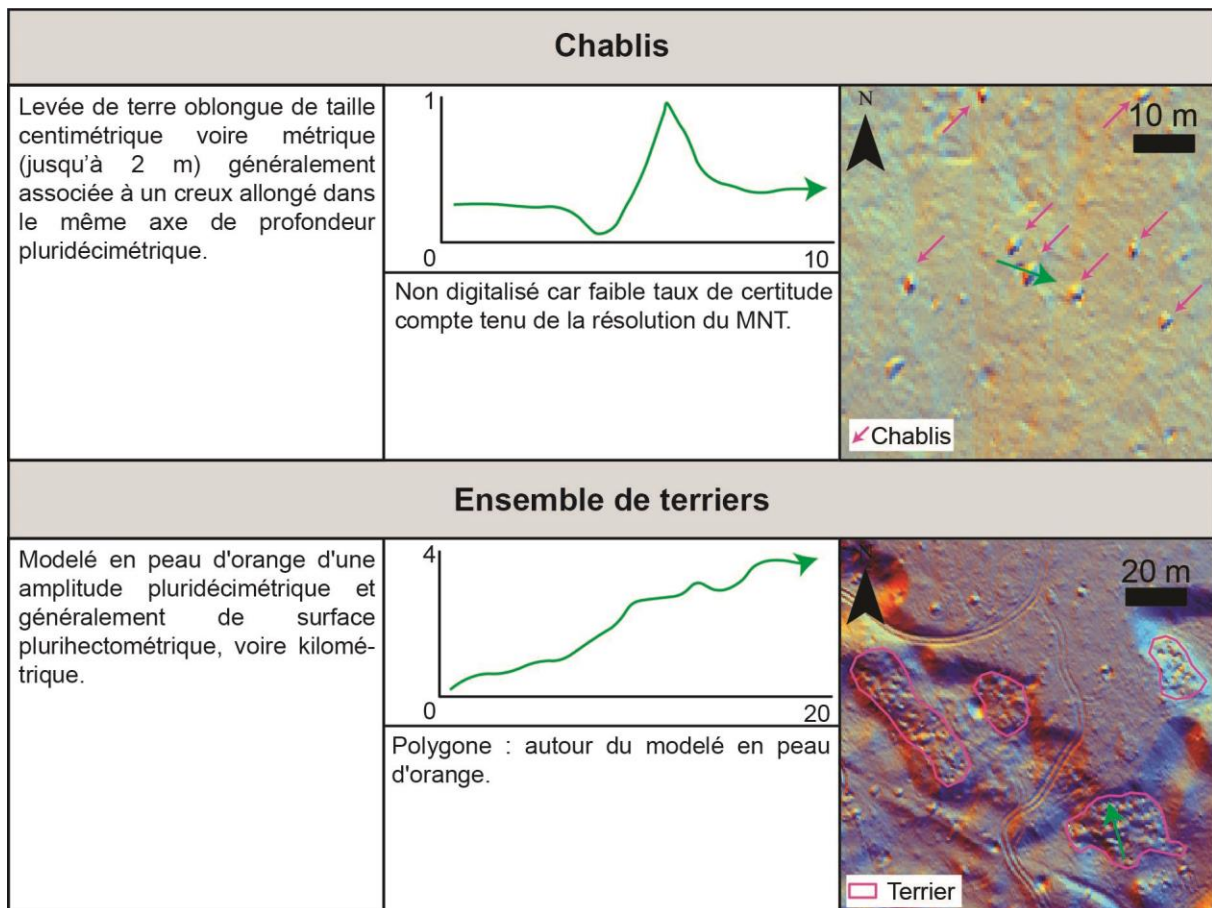


Fig. 2.39 : Protocole de digitalisation des chablis et des ensembles de terriers.

2.3.3 Intégration des données de terrains

2.3.3.1. Données de résistivité électrique

Les données géoréférencées relatives à la campagne de mesure tomographique sont les points levés au GPS. Ces derniers sont extraits au format texte (.txt) puis convertis sur Excel en vue de leur intégration sous SIG. Cela passe par la conversion des coordonnées géographiques de chaque point GPS en fichier de forme de type « ponctuel » sur *Arcmap*. Le tracé du profil tomographique est ensuite reconstitué en reliant les points entre eux. L'outil Ligne vers point est utilisé sur cette droite pour produire un point tous les cinq mètres. Ces données ont été transmises au prestataire pour la production des profils. La localisation des forages de la BSS a également été importée sur *Arcmap* pour l'interprétation future des profils.

2.3.3.2. Données de topographie souterraine

Les données du cheminement sont calculées en coordonnées X et Y dans le système Lambert-93 en considérant les coordonnées du point d'entrée dans le réseau qui constitue également le premier point du cheminement. Pour chaque point, un numéro croissant est attribué pour connaître sa position dans le réseau, ce qui permet de produire le cheminement du réseau. Enfin, une zone tampon de 10 m est attribuée à la ligne pour prendre en compte la largeur du réseau et l'erreur possible liée au relevé de ce dernier. Il pourrait être considéré qu'à mesure que la distance augmente vis-à-vis du point d'entrée, plus l'erreur devrait être grande. Mais, compte tenu du fait qu'il est aussi probable de commettre une erreur de $+ 1^\circ$ que de $- 1^\circ$ d'azimut et qu'il existe de nombreux points de mesures, il est possible de considérer que l'orientation globale ne s'éloigne pas de l'orientation générale.

2.4. Exemple de méthode d'exploitation du SIG Montagne de Reims

La plupart des formes détectées par les protocoles de digitalisation font l'objet d'analyses simples (*e.g.*, corrélation visuel, statistique sur l'orientation des vecteurs, jointure spatiale et traitements statistiques issus de l'extraction brute des tables attributaires sous Excel). Certains objets plus compliqués à traiter, comme le karst et les mouvements de terrain, présentent des spécificités ayant conduit à produire des méthodes d'analyse originales.

2.4.1. Étude karstique

2.4.1.1 Méthode de l'analyse de l'organisation spatiale de l'exokarst

L'objectif est de proposer une analyse multicritère permettant d'expliquer la répartition spatiale de l'exokarst le long de son liseré karstique. Les critères retenus sont l'épaisseur de la couverture géologique, les réseaux de talwegs, et les dynamiques de versant (mouvements de terrain). Pour le premier critère, une approche statistique sur l'ensemble des phénomènes exokarstiques a pour objet de déterminer l'épaisseur maximale de couverture permettant la karstification. Pour les autres critères, cette approche est complétée par une analyse spatiale organisée en fuseaux de longitude de 1 000 m de largeur. Les fuseaux numérotés de 0 à 21

d'ouest en est appartiennent au bassin-versant de la Vesle. Ceux numérotés de 22 à 43, d'est en ouest s'inscrivent dans le bassin-versant de la Marne (Fig. 2.40).

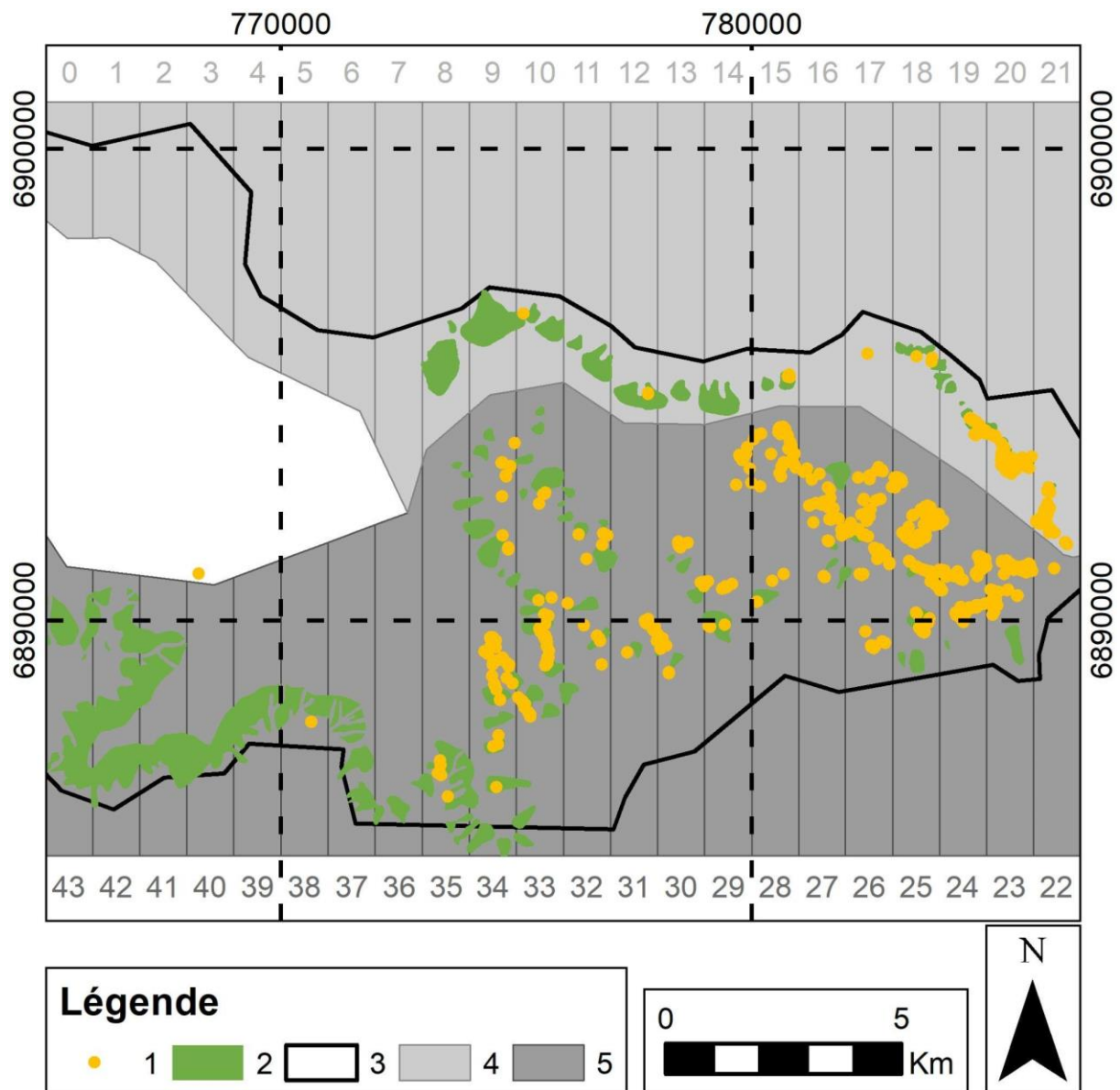


Fig. 2.40 : Zonage longitudinal de la Montagne de Reims.

1. Isoligne 230 m servant à pondérer la longueur de versant ; 2. Exokarst ; 3. Mouvement de terrain ; 4. Cellule de 1 000 m de longitude du bassin-versant de la Vesle ; 5. Cellule de 1 000 m de longitude du bassin-versant de la Marne (Berthe et al., 2022).

2.4.1.2 Analyse de l'impact de l'épaisseur de couverture géologique sur la répartition spatiale de l'exokarst

L'étude de l'épaisseur de couverture géologique permettant la mise en place de l'exokarst a pour but de comprendre l'extension du liseré karstique en Montagne de Reims (Jaillet, 2000 ; Lejeune et al., 2007). Dans le massif étudié, la couverture géologique correspond à toutes les

formations qui se trouvent au-dessus des calcarénites à *Microcodium*. Chaque phénomène karstique est calé en altitude en fonction de son centroïde (Hk). L'épaisseur de couverture (Epc) correspond donc au dénivelé entre l'altitude du phénomène karstique et la topographie reconstituée du toit des calcarénites. L'approche statistique réalisée sur le liseré karstique permet de déterminer le seuil d'épaisseur de couverture au-delà duquel la karstification ne s'opère plus.

Une carte « isopaque » est créée en croisant la carte géologique 1/50 000 de la Marne (Bd Charm-50), les données issues des forages de la banque du sous-sol (BSS) disponibles sur le portail Infoterre (BRGM) et le MNT issu de la campagne LiDAR.

La géométrie des formations géologiques, et plus particulièrement le toit des calcarénites (Hc), est reconstituée par extrapolation des altitudes en affleurement (Bd Charm-50) et en forage (BSS ; Fig. 2.41).

Lorsque Epc est supérieur à 0, les phénomènes karstiques s'inscrivent dans la couverture géologique (karst couvert). À l'inverse, lorsque Epc est compris entre 0 et -25 m (puissance maximale des calcarénites), les phénomènes karstiques s'inscrivent au sein des calcarénites (karst de contact lithostratigraphique). Enfin, si Epc a une valeur inférieure à -25 m, alors le karst se trouve dans la craie.

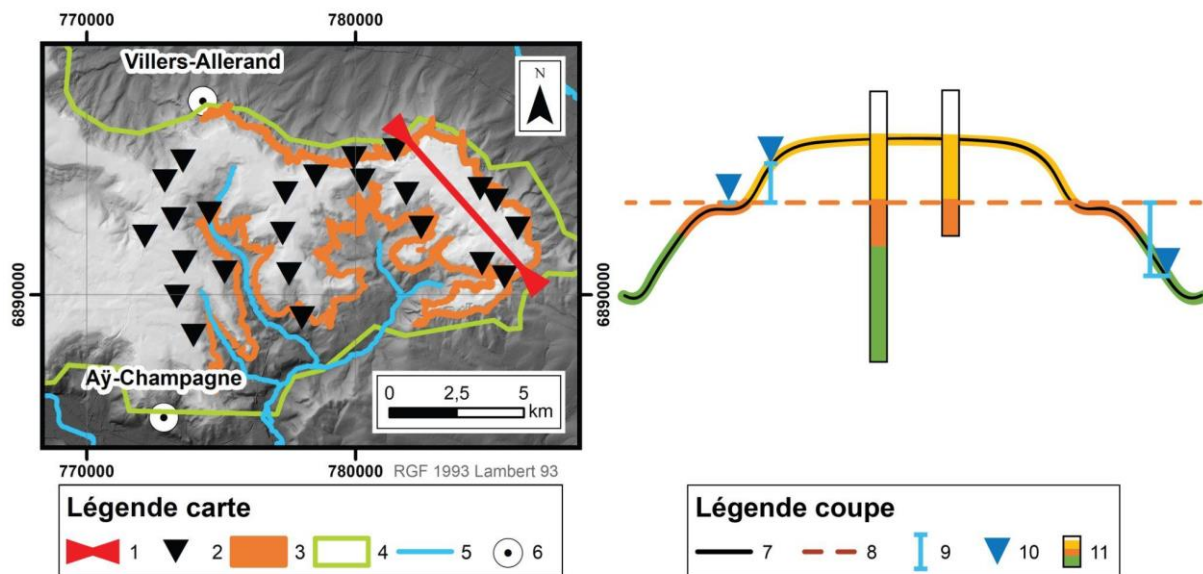


Fig. 2.41 : Protocole de détermination de l'épaisseur de couverture géologique des formes exokarstiques (Berthe, 2022).

1. Tracé de la coupe géologique schématisique ;
2. Forage de la BSS ;
3. Affleurement de Calcarénite à *Microcodium* ;
4. Emprise LiDAR ;
5. Réseau hydrographique ;
6. Commune repère ;
7. Topographie de la coupe (1) ;
8. Surface interpolée du toit des calcarénites ;
9. Différence d'altitude entre le toit des calcarénites et l'altitude de la forme exokarstique ;
10. Forme exokarstique ;
11. Forage de la BSS.

2.4.1.3 Analyse de la relation entre exokarst et incision des vallées

L'objectif ici est d'étudier deux facteurs de la karstification liés aux réseaux d'incision des vallées. En effet, la hiérarchisation des vallons conditionne non seulement l'énergie hydrodynamique disponible pour la karstification (Quinif, 1983), mais également l'occurrence d'affleurements karstifiables (calcarénites à *Microcodium*).

Pour réaliser l'étude entre l'exokarst et l'incision des vallées, l'inventaire exokarstique a été croisé avec les réseaux de talwegs hiérarchisés selon Strahler (Strahler, 1957 et 1964). Le MNT, d'une résolution de 25 m, a été converti sous *QGIS* en isolignes permettant la vectorisation des talwegs. Un ordre est attribué à chaque tronçon de talweg selon la méthode de Strahler. Les talwegs en tête de vallon sont d'ordre 1. Un talweg qui succède à la confluence de deux vallons d'ordre n est numéroté $n + 1$ et la confluence d'un vallon d'ordre n avec un vallon d'ordre $n + 1$ donne un vallon d'ordre n . La fusion de la base de données sur les réseaux de talwegs et l'exokarst consiste à attribuer à chaque forme exokarstique la valeur du talweg dans lequel elle s'installe. L'approche statistique permet de connaître la représentativité de chaque ordre de talweg dans la karstification.

2.4.1.4 Analyse de la relation entre exokarst et mouvements de terrain

La discontinuité du liseré karstique s'explique également par la dynamique de versant essentiellement représentée en Montagne de Reims par les mouvements de terrain (Bollot, 2014 ; Ortonovi *et al.*, 2019) et dont l'interaction avec le karst est démontrée localement (Lejeune, 2000a et 2000b). Les bases de données de l'inventaire des mouvements de terrain de (Bollot, 2014) et l'inventaire de l'exokarst (Berthe *et al.*, 2021) sont employées afin d'étudier cette relation.

Pour cela, dans chaque fuseau (Fig. 2.39), l'emprise des mouvements de terrain est calculée (en km²), et un effectif de phénomènes exokarstiques est déterminé pour proposer des indices de densité correspondant aux valeurs ramenées au linéaire de versants.

2.4.2 Morphométrie des mouvements de terrain et typologie

L'objectif de l'inventaire LIDAR des mouvements de terrain est de renseigner les modalités et les facteurs de contrôle de la répartition spatiale des mouvements de terrain de la zone d'étude (Meirman *et al.*, 2020 ; Chalupa *et al.*, 2018).

Cette méthode ne permet pas de répertorier l'ensemble des instabilités de la Montagne de Reims, certaines n'étant pas détectables car déjà fortement régularisées, remaniées par l'activité humaine, recoupées ou emboîtées dans un modelé plus général. Elle offre néanmoins un degré de précision inédit dans la région et sert de base à l'analyse de la morphologie des mouvements de terrain grâce à un protocole morphométrique quantitatif. La digitalisation de l'emprise de chaque forme permet en effet de calculer sa surface et son périmètre, mais aussi de définir une orientation et des caractéristiques morphométriques (Fig. 2.42). Pour différencier les différentes morphologies, la longueur du mouvement de terrain en plan (L) et les largeurs de la zone de départ (ln), de la partie médiane (lm) et du front de coulée (lf) sont mesurées.

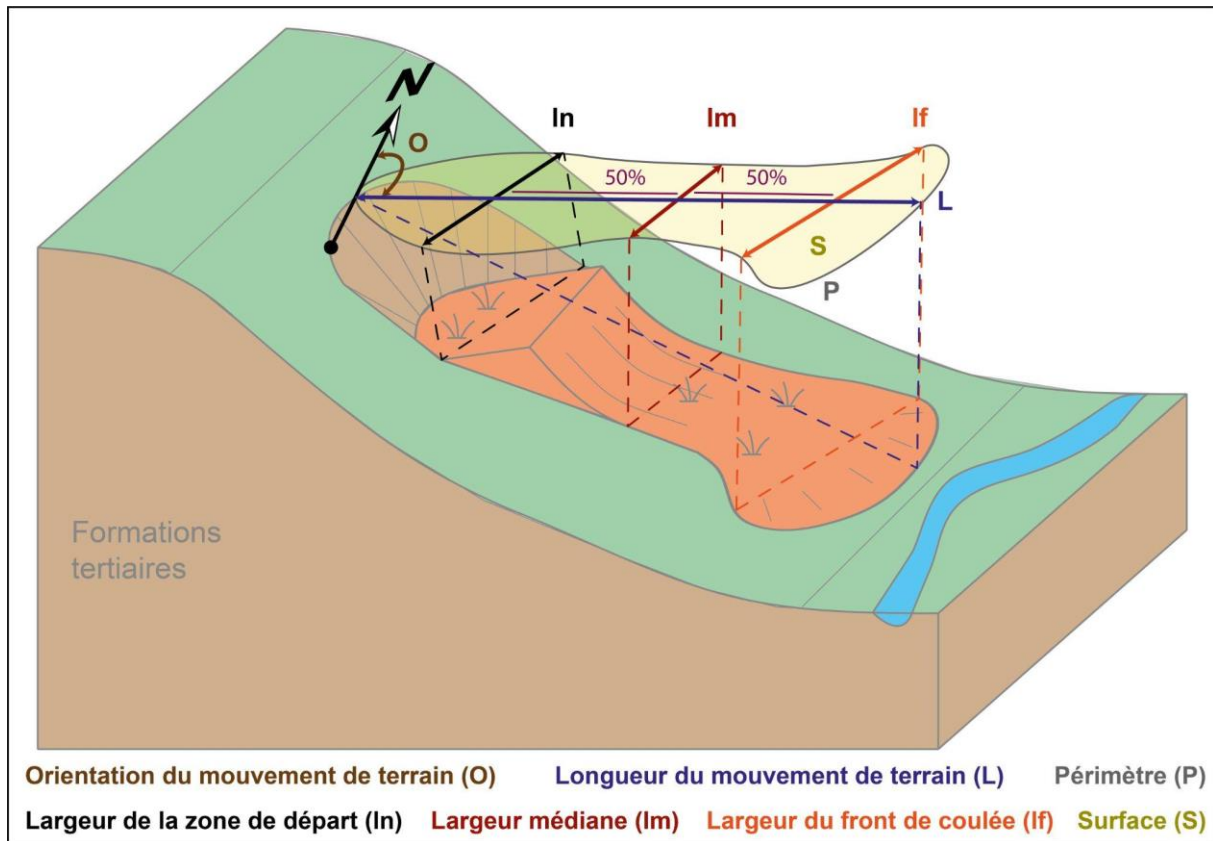


Fig. 2.42 : Paramètres morphométriques des mouvements de terrain en plan.

Ces paramètres sont ensuite utilisés pour calculer des indices caractérisant l'allure globale des mouvements de terrain, et donc différencier des phénomènes dont la masse s'engouffre dans un vallon de ceux dont la masse tend à s'évaser. Dans un premier temps, le calcul du rapport entre la largeur de la niche d'arrachement et celle de la partie médiane (Indice d'Accroissement, Ia), puis entre la largeur de la partie médiane et celle du front de coulée (Indice d'Élargissement, Ie), fournit un indice morphométrique intéressant. Lorsqu'il est égal à 1, la largeur du mouvement n'a pas évolué, alors qu'elle a augmenté pour un indice inférieur à 1 et diminué pour un indice supérieur à 1 (Bollot, 2014). Outre la surface, exprimée en m², l'indice de compacité de Gravelius ($0,28(P\sqrt{A})$), d'ordinaire usité pour caractériser la morphologie d'un bassin-versant, est également utilisé. Enfin, l'indice d'allongement permet de définir la morphologie globale du mouvement de terrain :

$$\text{Indice d'allongement} = \frac{(ln + lm + lf) / 3}{L}$$

Le MNT LiDAR permet quant à lui de confronter ces différents paramètres morphologiques en plan au modelé de surface. En coupe, la longueur réelle du mouvement de terrain ($L_{réel}$) est en effet supérieure à la longueur totale de son emprise (L) en plan. Ainsi, le rapport $L_{réel}/L$, nommé

indice de rugosité, détermine le degré d'importance des bosses et des irrégularités de surface du mouvement de terrain. Le dénivelé (H) entre la zone de départ et le front de la coulée varie beaucoup entre les différents phénomènes et peut être utilisé pour comprendre la forme du profil en long du mouvement de terrain. Ce dernier est concave lorsqu'il est profond (notamment les glissements rotationnels) et plutôt convexe si la niche d'arrachement est peu marquée et qu'une zone d'accumulation est bien définie. Pour quantifier cette morphologie particulière, deux indices sont utilisés et calculés pour chaque instabilité répertoriée sur le LiDAR (Fig. 2.43) :

$$\text{Indice de concavité} = \frac{\text{concavité du mouvement de terrain } (S_n)}{(H * L)}$$

$$\text{Indice de convexité} = \frac{\text{convexité du mouvement de terrain } (S_p)}{(H * L)}$$

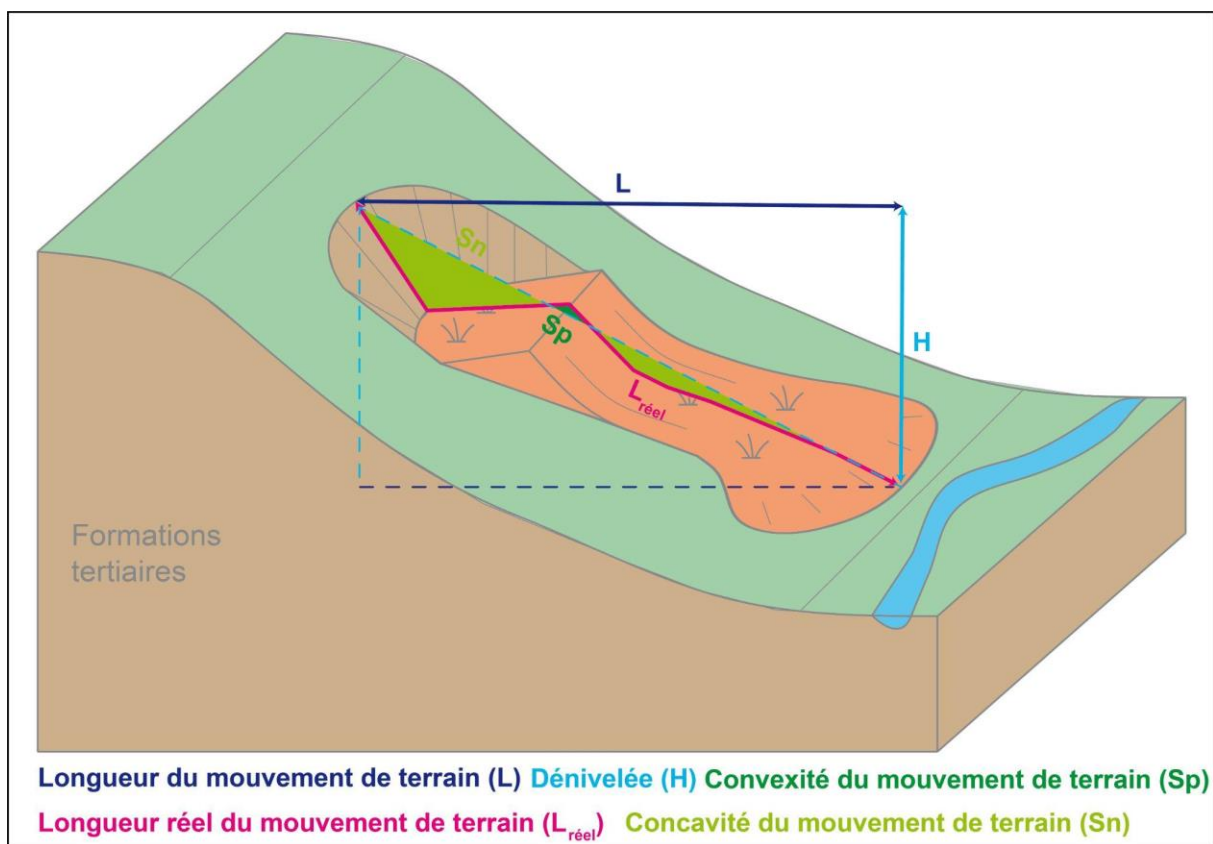


Fig. 2.43 : Paramètres morphométriques des mouvements de terrain en coupe.

Ces différents paramètres, inhérents aux différentes caractéristiques des mouvements de terrain, sont ensuite analysés et combinés dans une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) dont l'objectif est de déterminer une typologie des instabilités présentes sur la Montagne de Reims. Cette étude statistique est réalisée grâce au logiciel R et fait d'abord l'objet d'une vérification des données. La matrice de corrélation permet ainsi de contrôler la redondance des paramètres et donc la validité des résultats (Fig. 2.44).

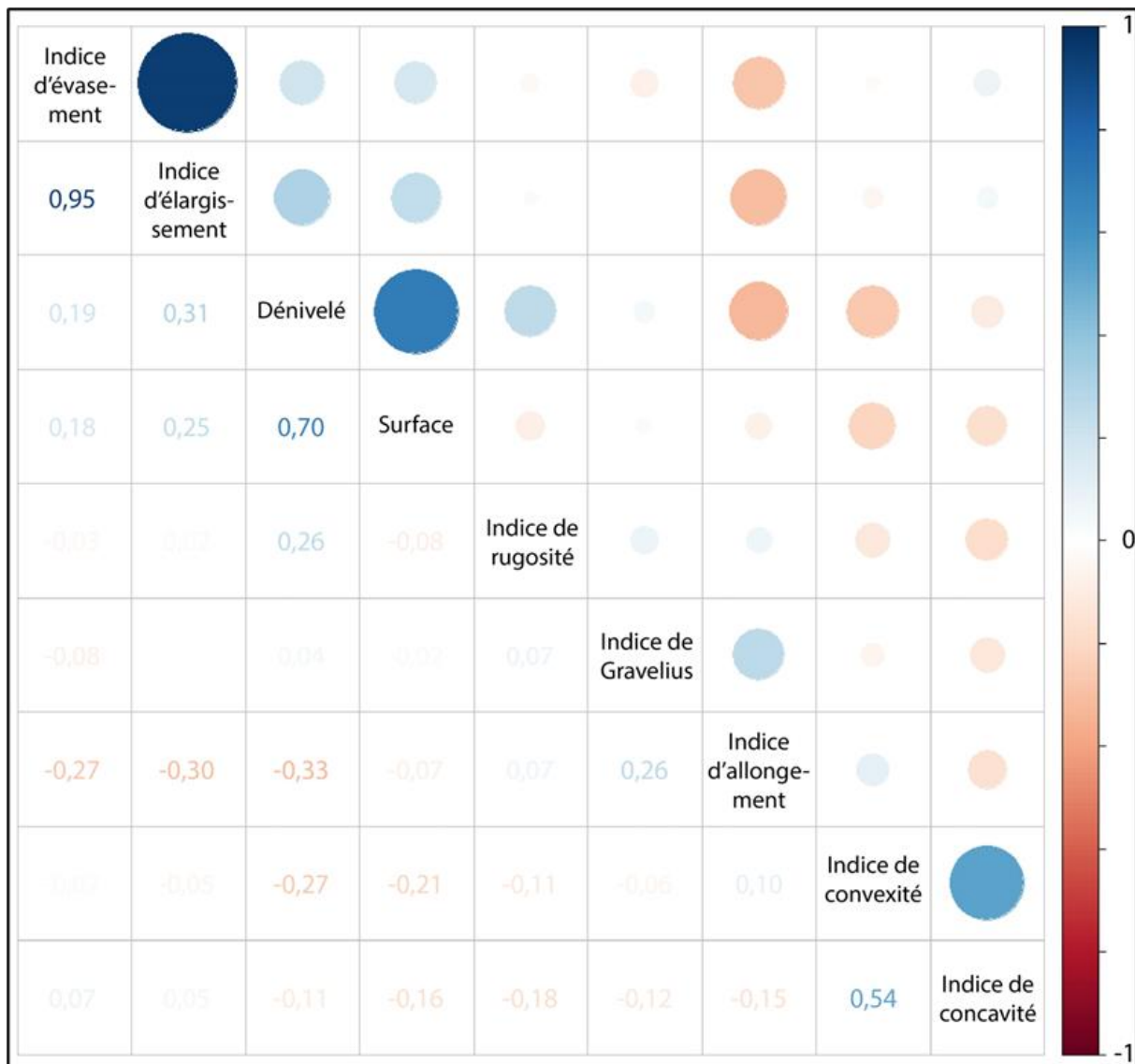


Fig. 2.44 : Matrice de corrélation entre les différents indices morphométriques des mouvements de terrain.

Aucun coefficient de corrélation n'est ici proche de 1, il n'y a donc pas de relation importante entre deux paramètres. Cela démontre que chaque paramètre, indépendant des autres, représente un critère significatif dans la caractérisation des mouvements de terrain. La CAH réalisée à partir de ces éléments discrimine donc des groupes de mouvements de terrain en fonction de leur morphologie et permet de comprendre leur répartition spatiale.

Conclusion de partie 2

Le cœur de ce travail de thèse réside dans l'exploitation des données LiDAR pour améliorer la compréhension de l'hydrosystème du massif. C'est pourquoi la première sous-partie présente le matériel issu de la campagne LiDAR aéroporté en se concentrant sur la validation de la donnée LiDAR. Cette validation est évaluée par une approche classique basée sur la densité de points « sol » au m² dans des pixels de 25 m et de 50 cm (résolution d'exploitation du LiDAR) de côté. Toutefois, cette méthode présente un biais important puisqu'elle ne qualifie pas l'isotropie du nuage de points. Elle ne garantit donc pas avec certitude que les observations réalisées à partir des données LiDAR soient exemptes d'artefacts numériques. Finalement, une approche originale basée sur la cartographie, dans des mailles de 25 m, de l'indice d'agrégation évalue l'isotropie et donc la qualité des données. La synthèse des intérêts et limites des autres bases de données ont ensuite été synthétisées.

La seconde étape présente les méthodes de terrain mises en œuvre pour évaluer les relations entre les écoulements de surface et les écoulements souterrains mais aussi pour caractériser les écoulements en étiage. Le large panel de méthodes et d'outils utilisés dans ces travaux (notamment jaugeage, résistivité électrique et topographie souterraine) permettent d'identifier les relations et les transferts d'eau depuis le plateau jusqu'au fond de vallée. Ce travail pluridisciplinaire apporte également un degré d'investigation supérieur à la simple analyse des données LiDAR et offrent des éléments supplémentaires dans la compréhension du fonctionnement des hydrosystèmes de la Montagne de Reims.

La troisième étape permet d'appréhender la construction du SIG Montagne de Reims, pour laquelle chaque type de données est intégré différemment selon sa nature. Finalement, ce SIG présente les différents traitements de visualisation traditionnels du LiDAR, les cartes anciennes, les différentes bases de données publiques ainsi que toutes les informations textuelles pouvant être reportées dans le SIG.

Ces données associées aux travaux archéologiques de l'ONF (David, 2019) et à des visites de terrain, dont les observations sont orientées vers le suivi des écoulements, permettent d'identifier les morphologies susceptibles d'impacter l'hydrosystème. Ces empreintes font ensuite l'objet de protocoles de digitalisation et permettent la création de base de données thématiques. L'exploitation de ces nouvelles données permettent de déterminer l'organisation spatiale des objets et les facteurs la régissant. Surtout, cela permet d'évaluer l'impact dans le temps et dans l'espace de ces formes dans l'hydrosystème.

**PARTIE 3 : RÉSULTATS ET
DISCUSSIONS**

Introduction de la partie 3

À partir des différentes méthodes de digitalisation présentées en partie 2, des inventaires ont été produits. Les mouvements de terrain, le karst, les réseaux de fossés, les sites d'extraction et les polémoformes ont fait l'objet d'inventaires complets permettant de produire des interprétations sur l'organisation spatiale de ces éléments. En parallèle, les ravins et les ouvrages hydrauliques ont été abordés par l'intermédiaire d'études de cas représentatives de la diversité et de l'impact de ces formes. Ces derniers ont notamment été traités dans le plus grand bassin-versant de la zone d'étude, caractéristique des bassins-versants de la Montagne de Reims. Les sites d'habitat et les sites industriels ont fait l'objet d'inventaires partiels du fait d'une approche archéologique nécessaire à leur étude, non prise en compte dans cette thèse. Enfin, le paléoparcellaire et les plateformes de charbonnage ont été envisagés d'après les données produites par l'ONF (David, 2018), car elles ne semblent pas présenter d'interactions directes avec l'hydrosystème.

Chaque composante de l'hydrosystème implique une étude spécifique compte tenu de leurs différences en termes de forme et de dynamique morphologique et hydrologique. La classification des mouvements de terrain a été produite de façon automatique sur la base d'indices morphométriques. L'étude du karst a été réalisée avec l'appui de topographies souterraines. Les réseaux de fossés ont fait l'objet d'une étude d'impact sur la morphologie des bassins-versants plus poussée. Une analyse historique approfondie a été réalisée sur les carrières grâce à un corpus cartographique imposant relatif à cette thématique. Enfin, les inventaires de la plupart des autres objets ont été valorisés *via* des études de cas et l'élaboration de typologies.

L'objectif de cette partie est de comprendre quand et comment se mettent en place les éléments de l'hydrosystème mais aussi dans quelle mesure ces formes impactent les dynamiques d'écoulement. *In fine*, ces informations permettent de reconstituer l'hydrosystème passé et actuel (*cf.* partie 4).

3.1 Les morphologies naturelles révélées au LiDAR

3.1.1 Mouvements de terrain en Montagne de Reims

Les mouvements de terrain affectent notamment les espaces viticoles sur le front de la Côte d'Île-de-France ainsi que sur les versants des vallées du sud de la Montagne de Reims (Bollot, 2014 ; Ortonovi, 2019, Ortonovi *et al.*, 2020, 2021 et Bollot *et al.*, 2016, 2023). Ils affectent également dans une moindre mesure les secteurs forestiers du massif (Fig. 3.1). L'exploitation du LIDAR permet d'affiner la cartographie de ces instabilités. Cet inventaire cartographique est ensuite valorisé afin d'améliorer la compréhension des dynamiques de versant et, en fin de compte, de leur intégration dans l'hydrosystème.



Fig. 3.1 : Éléments d'identification des mouvements de terrain.

A. Contre-pente de mouvement végétalisée (Carabilly) ; B. Replat de mouvement (Verzy) ; C. Source du Cuisien en contrebas du replat (Carabilly) ; D. Coulée active attestée par les arbres en queue de pipe (vallée de la Lingonne).

3.1.1.1 Organisation spatiale des mouvements de terrain

L'exploitation des données LiDAR permet de contourner les difficultés de lecture de la topographie intraforestière, et d'accéder visuellement à des secteurs autrement inaccessibles (parcelles privées). Cette démarche a abouti à la cartographie précise de l'emprise de 155 mouvements de terrain répertoriés, dont certains encore inconnus. Ils se localisent sur les talus des plateaux, en pourtour de la Montagne de Reims et sur les versants des vallées de la Livre, de la Germaine, de la Lingonne ou encore du Cubray (Bollot, 2014 ; Fig. 3.2). À noter toutefois que l'image LiDAR, à elle seule, ne permet parfois pas de distinguer certains mouvements de terrain. En conséquence, il est important de coupler la méthode avec une approche naturaliste de terrain afin de compléter l'inventaire et la cartographie en raison des les modelés régularisés après des actions anthropiques ou durant l'Holocène. Avec cette méthodologie, 176 mouvements de terrain sont comptés et cartographiés dans la Montagne de Reims (Fig. 3.2).

mouvements de terrain, ce qui explique une autre prédominance des orientations nord et nord-est des instabilités (total de 49, soit 27,8 % ; Fig. 3.4).

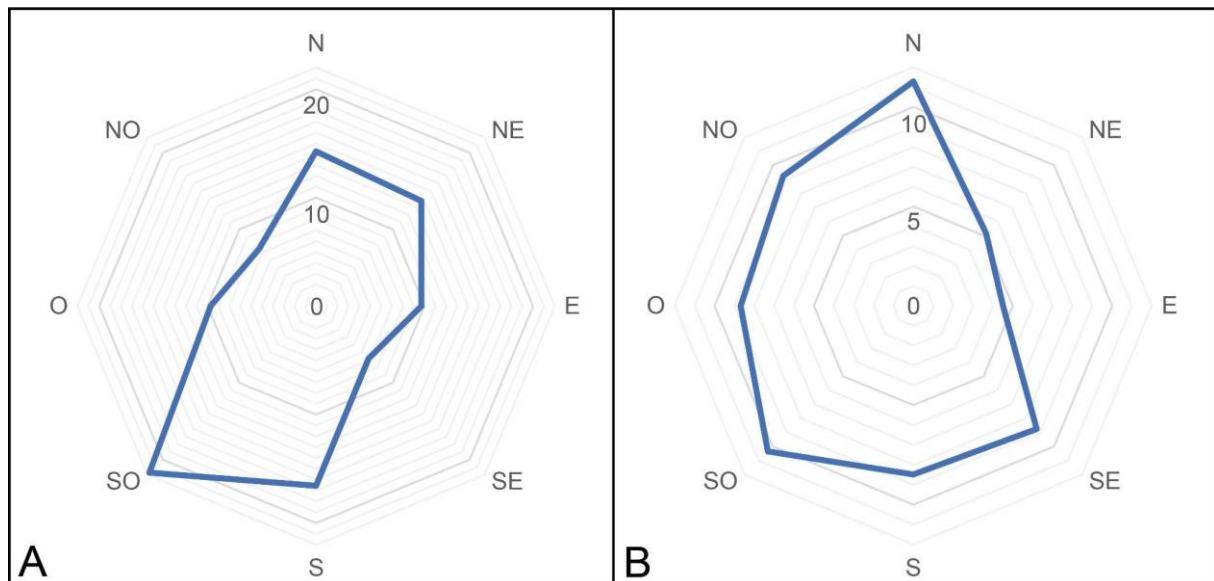
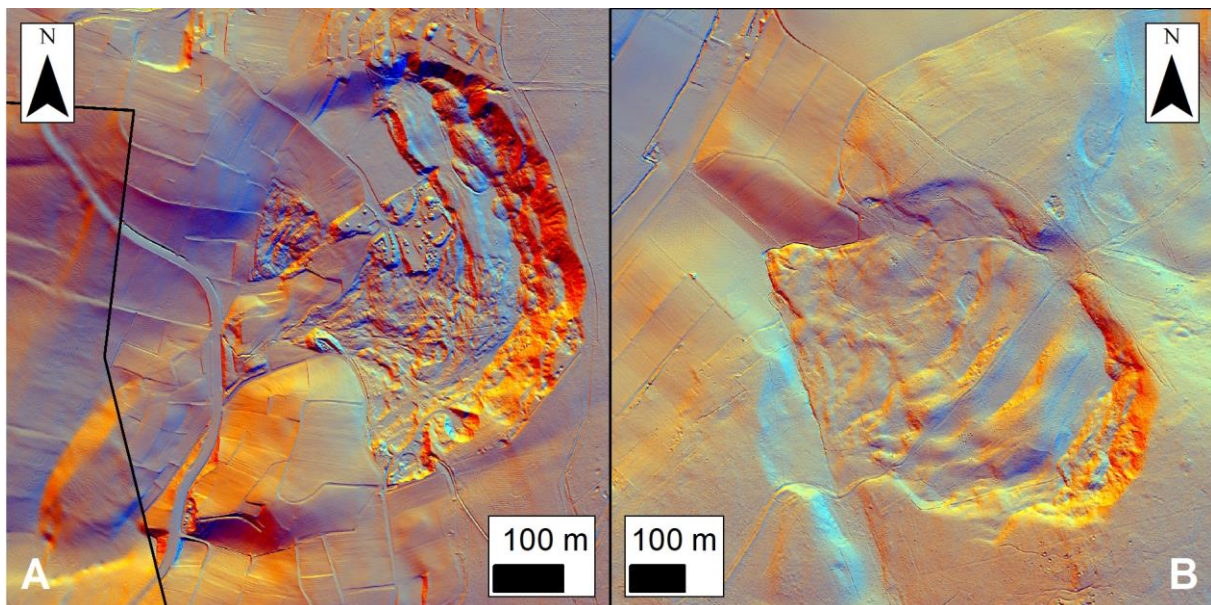


Fig. 3.4 : Effectif (A) et surface moyenne (B) des mouvements de terrain en fonction de leur orientation en Montagne de Reims.

Sur l'ensemble de la Montagne de Reims, les mouvements de terrain présentent également des surfaces plus importantes dans ces vallées (moyenne de 10,3 ha). Seuls les mouvements de terrain qui affectent les versants du nord ont des emprises plus importantes (11,3 ha). Ces derniers affectent le front de la cuesta et sont de nature rotationnelle. Ils se situent en tête des vallons périglaciaires (Bollot, 2014) et peuvent être stabilisés ou dormants, comme le montre l'installation de villages tels que Villers-Allerand ou Mailly-Champagne au niveau de grands replats. Dans ce cas, les déséquilibres sont synchrones au développement d'un réseau hydrographique pléistocène sur le front de la cuesta, favorisé par le pergélisol et un bilan hydrique excédentaire inhérent aux conditions climatiques. Mais ces mouvements peuvent ponctuellement être récents et/ou actifs comme les glissements de Rilly-La-Montagne (Marre, 1987) ou le glissement de Saint-Maur à Montchenot (Bollot *et al.*, 2022). Il s'agit alors du déséquilibre d'une ancienne zone glissée, comme l'attestent les reliquats d'anciennes coulées. Moins communes, ces instabilités sont à la base des réflexions nouvelles sur les mouvements de terrain de la région. De nombreuses sources sont encore présentes sur ces masses glissées qui peuvent fonctionner de nouveau, au moins partiellement, lors de périodes plus humides. Ces grands glissements forment une zone privilégiée pour le transfert des ressources en eau entre le plateau et le bas de versant. Les replats et les contre-pentes forment également des zones humides et de véritables retenues d'eau (stockage en mare, réserve d'eau dans la masse glissée).

Au sud-ouest, la cartographie révèle les premiers grands mouvements de terrain de la vallée de la Marne et de ses affluents après la percée cataclinale. Le LiDAR révèle par exemple des glissements comme ceux de Romery ou de Champillon (Fig. 3.5), où les zones de réactivations partielles sont décelables. À l’instar de ceux du versant nord, les coulées de ces glissements s’engouffrent dans des vallons et expriment des conditions de déclenchement et de fonctionnement similaires. À l’est de la Montagne de Reims, la surface des mouvements de terrain diminue fortement (4,5 ha pour ceux orientés Est, 5,2 ha pour ceux orientés nord-est). À l’extrémité orientale, les versants des communes de Trépail ou de Villers-Marmery ne sont plus affectés que par des mouvements de terrain de faible ampleur et en lien avec un soutirage karstique (Lejeune, 2000), quand ils existent.



*Fig. 3.5 : Images LiDAR de glissements de terrain.
A. Glissement de Champillon ; B. Glissement de Romery.*

Cette répartition spatiale est corrélée à un contrôle structural fort et déjà défini pour l’ensemble des mouvements de terrain du vignoble champenois (Bollot, 2014) où les instabilités sont de moins en moins importantes vers l’Est en fonction des terrains tertiaires mobilisables et de la prédominance de la craie sur les versants jusqu’à des altitudes supérieures à 210 m. À l’échelle régionale, leur organisation spatiale répond au pendage vers l’ouest de la structure géologique. Ainsi, il n’y a pas assez de terrain tertiaire sur les versants de l’est pour que des mouvements de terrain se déclenchent. Au sud-ouest au contraire, la craie disparaît sous le niveau de base de la Marne et ne remplit plus son rôle stabilisateur, les mouvements sont donc plus gros et plus profonds. Entre les deux, les instabilités se déclenchent dans les terrains tertiaires et se

propagent, *via* leurs coulées, dans les vallons périglaciaires. À l'échelle des vallées, la dissymétrie entre les versants de rive gauche affectés par de nombreux mouvements de terrain (environ 70 % de l'effectif) et les versants de rive droite, où très peu d'instabilités sont présentes, est expliquée par une dichotomie aval et amont pendage. Les vallées de la Germaine, de la Lingonne ou encore du Cubray, d'orientation nord-sud, recoupent perpendiculairement le pendant est-ouest de la Montagne de Reims. Les versants de rive gauche se trouvent donc en aval pendage et sont caractérisés par la vidange régulière des aquifères en amont. Les ressources en eau, qui alimentent les instabilités, y sont donc plus abondantes tout au long du Quaternaire, indépendamment des conditions climatiques. Sur ces versants, les mouvements de terrain jouent un rôle de couverture et déportent les lignes de sources vers le bas du versant *via* les plans de cisaillement, rendant ainsi l'aquifère semi-captif. Les versants de rive droite en amont pendage ne présentent pour leur part que des sources de trop-plein qui ne fonctionnent qu'en cas de périodes très humides. Les conditions de ces versants sont donc moins propices au déclenchement et au fonctionnement des instabilités (Fig. 3.6). En outre, les replats et contre-pentes des masses glissées les plus anciennes représentent des secteurs hydromorphes parsemés de points d'eau qui entretiennent les réactivations (*e.g.*, mares, zones humides). Ces caractéristiques font des masses glissées de véritables impluviums par lesquels transite l'eau depuis le plateau ou les sources jusqu'au fond de vallée. L'eau marque donc dans ces masses glissées un temps de résidence qui reste encore à définir au sein d'une zone tampon.

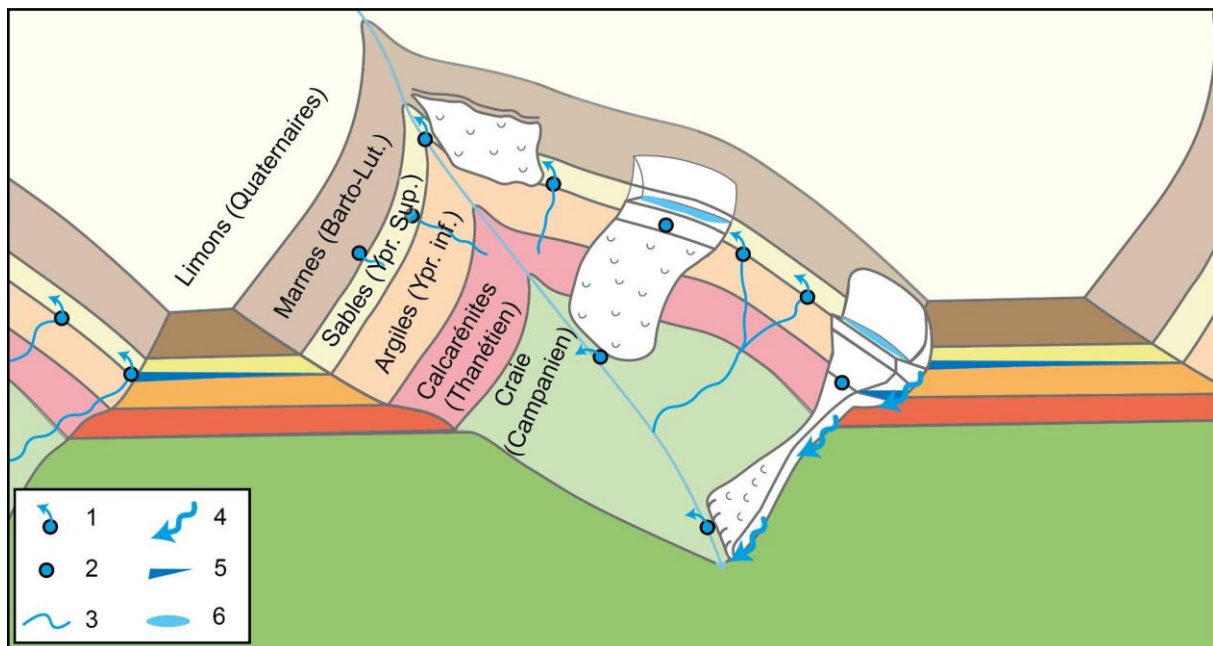


Fig. 3.6 : Schéma de la dissymétrie des vallées relative aux mouvements de terrain et de son impact sur les écoulements.

1. Source ; 2. Sourcin ; 3. Cours d'eau ; 4. Écoulement préférentiel de l'eau ; 5. Niveau piézométrique ; 6. Surface en eau.

3.1.1.2 Typologie morphométrique des mouvements de terrain

Pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique de ces mouvements de terrain et leur impact sur les écoulements, il est nécessaire de s'intéresser à leur morphologie. La Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) réalisée à partir de seize critères morphométriques définis depuis l'image LiDAR, indépendants et complémentaires confirme la variété des morphologies au sein de la Montagne de Reims. Ces critères permettant une caractérisation globale des différents mouvements de terrain sont les suivants :

- Orientation ;
- Longueur totale en plan et longueur total réelle ;
- Périmètre et surface ;
- Dénivelé ;
- Largeurs de la zone de départ, médiane et du front de coulée ;
- Indice d'accroissement ;
- Indice d'élargissement ;
- Indice d'allongement ;
- Indice de compacité de Gravelius ;

- Indice de rugosité ;
- Indice de concavité ;
- Indice de convexité.

Le dendrogramme des résultats de la CAH exprime deux sauts d'inertie principaux et suggère un découpage en trois ou cinq classes de l'ensemble des mouvements de terrain de la Montagne de Reims (Fig. 3.7). Avec un découpage en trois grandes classes, les groupes 1 (différencié dès le premier saut d'inertie du dendrogramme) et 5 se distinguent d'une troisième classe hétérogène. Les groupes 2, 3 et 4 peuvent être discriminés dans cette dernière dans le cas de cinq classes.

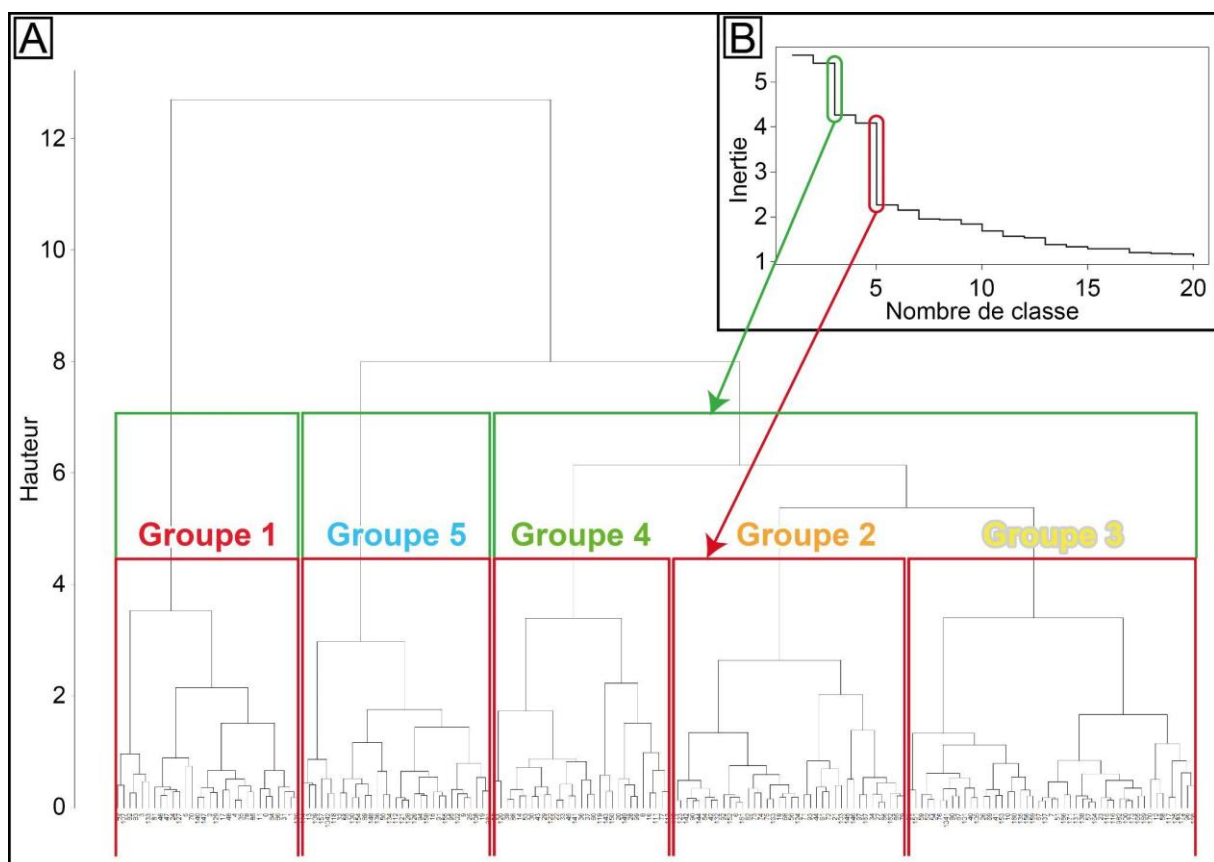


Fig. 3.7 : CAH réalisée sur les mouvements de terrain à partir des paramètres morphométriques. A. Dendrogramme présentant le résultat de la classification hiérarchique des mouvements de terrain basée sur les indices morphométriques ; B. Saut d'inertie du dendrogramme.

La population des mouvements de terrain de la Montagne de Reims se répartit équitablement en cinq classes, formant autant de groupes, ou types, d'instabilités. Sur un total de 175 mouvements, 30 sont classés dans le groupe 1, 38 dans le groupe 2, 47 dans le groupe 3, 29 dans le groupe 4 et 31 dans le groupe 5. Spatialement, les mouvements du groupe 1 se concentrent sur le versant nord et au sud de la Montagne de Reims. Ils peuvent aussi affecter les versants de rive droite des vallées du Cubray, de la Lingonne, de la Germaine et de la Livre,

à l'exception de deux instabilités situées en rive droite. Les mouvements de terrain des groupes 2, 3, 4 et 5 sont pour leur part répartis plus inégalement sur l'ensemble du massif (Fig. 3.8).

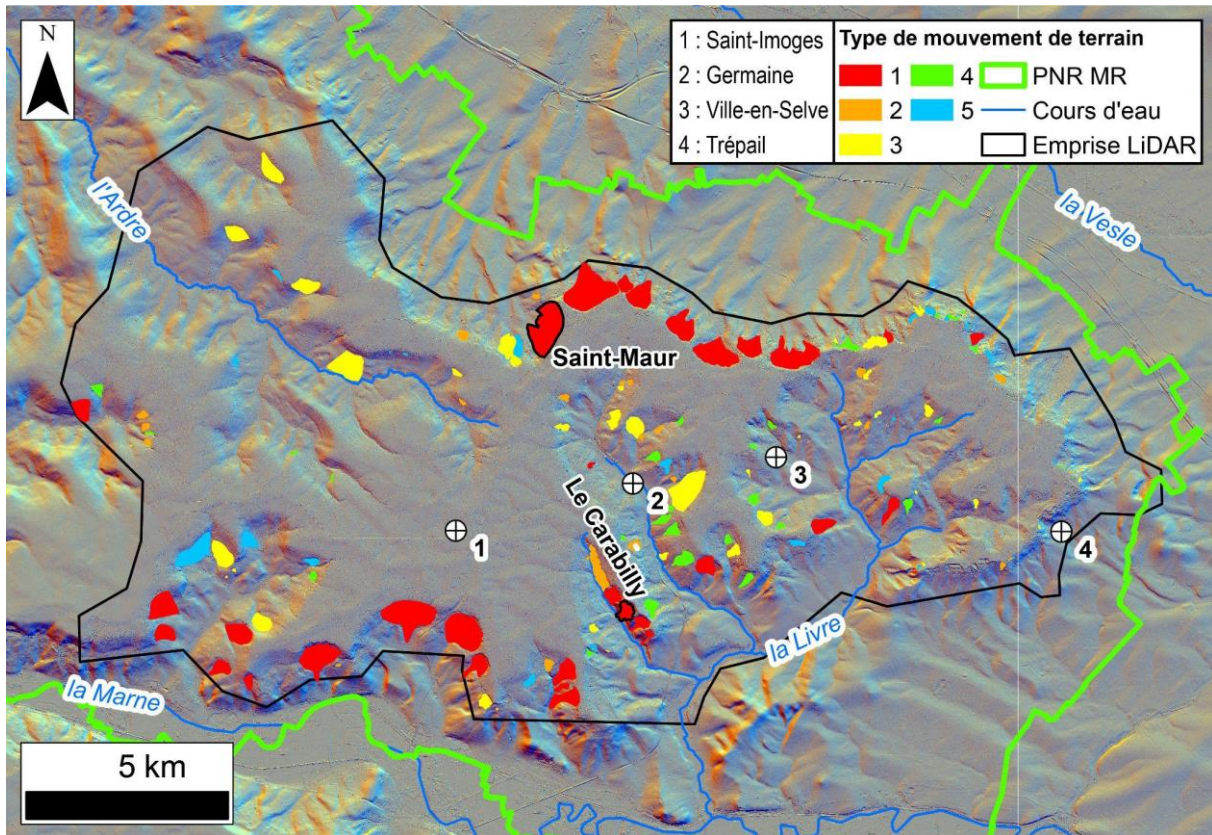


Fig. 3.8 : Répartition spatiale des différents types de mouvement de terrain.

Le croisement de cette caractérisation morphométrique en cinq groupes avec la localisation des mouvements de terrain révèle une corrélation spatiale.

Le groupe 1 se caractérise par des mouvements de grande surface qui affectent les versants au dénivelé important. Leur profil est fortement irrégulier, avec notamment une concavité marquée dans la partie haute et une convexité dans la partie basse (Fig. 3.9A). Ils correspondent à des glissements rotationnels et profonds de l'ordre de 10 à 30 m en Montagne de Reims (Bollot *et al.*, 2022) localisés dans les secteurs les plus favorables aux instabilités : prédominance des terrains tertiaires, commandement de versant important et situation d'aval pendage. La concavité sommitale marque la présence d'un replat ou d'une contre-pente possiblement étagés en plusieurs niveaux tandis que la partie convexe du profil est expliquée par l'accumulation du matériel de coulée en partie basale. Si certains de ces glissements sont anciens (*e.g.*, Villers-Allerand où une partie du village est installé sur la masse glissée, glissements plus récents de Saint-Maur et du Carabilly), voire sont actuellement et partiellement réactivés (*e.g.*, glissement des Rosières à Champillon).

Les mouvements de terrain de type 2 sont des mouvements de taille variable qui présentent une concavité légère en partie sommitale (zone de départ) et une convexité plus marquée sur le reste du corps du mouvement (Fig. 3.9B). Les profils topographiques expriment des mouvements superficiels de type glissement de moins de 5 m d'épaisseur avec une convexité inhérente à l'accumulation de matériel. Ils se répartissent sur l'ensemble de la Montagne de Reims indépendamment de la position des versants dans les secteurs où l'épaisseur des terrains tertiaires est relativement faible (tête de bassin de la Lingonne, de la Germaine et de la Livre, versant est, amont du bassin de l'Ardre).

Le groupe 3 rassemble des mouvements de terrain dont la rugosité est faible sur l'ensemble de son emprise. Comme pour le type 2, une concavité au droit de la zone de départ et une convexité dans la partie basse du corps du mouvement s'identifient aisément en coupe (Fig. 3.9C). La faible rugosité de ces mouvements, également de type glissement, ainsi que la faible épaisseur des masses glissées, correspondent à des glissements superficiels qui affectent les premiers mètres des versants de la Montagne de Reims sur des surfaces très variables. La concavité et la longueur plus marquées révèlent des glissements plus fluides qui peuvent se propager plus largement que les glissements du groupe 2, et qui sont certainement actifs lors d'évènements pluvieux intenses.

Le type 4, dont l'effectif est le plus faible ($n = 29$), présente une forte concavité inhérente à une zone de départ (escarpement de tête, replat ou contre-pente) et une convexité bien marquée sur le reste du profil (accumulation de matériels ; Fig. 3.9D). Les profils présentent des similitudes avec ceux du groupe 1, ce qui pourrait expliquer leur répartition spatiale dans les zones périphériques des grands glissements de terrain rotationnels, auxquels ils s'apparentent. L'escarpement de tête et le modelé sont toutefois moins développés. Les mouvements de terrain du groupe 4 sont surtout discriminés par la forme générale de leur emprise. Les indices d'évasement (l_n/l_m) et d'élargissement (l_m/l_f) similaires indiquent ainsi une contrainte forte de propagation de la masse glissée dans un vallon tardiglaciaire incisé dans la craie. Ces mouvements se situent donc dans les secteurs de la Montagne de Reims où la craie affleure sur une large partie du versant et où les terrains tertiaires, affectés par les instabilités, sont plus limités que dans le cas des grands glissements rotationnels de type 1.

Enfin, le type 5 regroupe des mouvements de terrain de faible ampleur avec une propagation limitée, comme l'indique le faible indice d'allongement. Exclusivement concave, ces mouvements ont une rugosité limitée et sont parfois difficilement détectables, sur le terrain

et *via* le LiDAR (Fig. 3.9E). Les mouvements de type 5 sont parsemés sur l'ensemble de la zone d'étude et ne semblent pas être corrélables avec des conditions morphogénétiques particulières. Il s'agit donc ici de mouvements de terrain superficiels peu morphogènes.

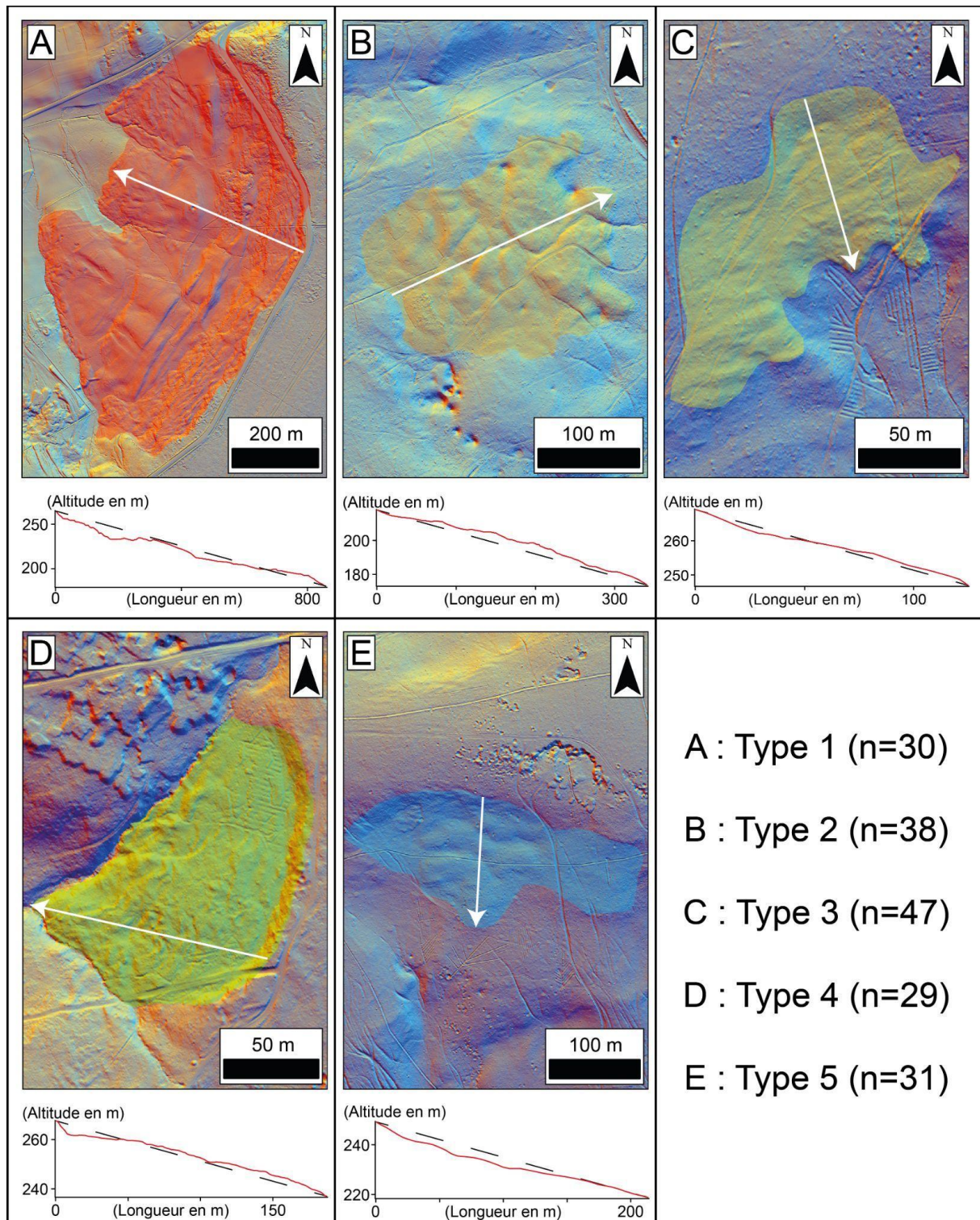


Fig. 3.9 : Typologie des mouvements de terrain de la Montagne de Reims.

La nature rotationnelle des glissements profonds de type 1 induit la présence de plans d'eau au niveau des contre-pentes et des niveaux de replat. La coulée de ces glissements rend par ailleurs l'aquifère semi-captif. La vidange se fait difficilement le long des plans de cisaillement et provoque un déplacement des sources vers le front de la coulée (Fig. 3.6). Lors d'épisodes excédentaires, le déséquilibre est alimenté car la masse glissée se retrouve saturée en eau. Dans ce cas, les mouvements de terrain jouent un rôle tampon dans le transfert des masses d'eau du plateau et des aquifères vers les fonds de vallées. Dans le cas des mouvements de terrain du groupe 4, ce rôle tampon est également visible car les modelés sont similaires à ceux du groupe 1. L'occurrence de la rugosité des mouvements de terrain révélée par les images LiDAR montre que la drainance inhérente à la pression interstitielle lors de périodes excédentaires en eau sature plus rapidement les masses glissées moins épaisses et entretient plus aisément les instabilités.

Alors qu'aucun rejet d'eau par le réseau hydrographique du plateau n'est détecté, ces instabilités en Montagne de Reims sont régulièrement recoupées par des fossés de drainage parfois organisés en réseau. Dans certains cas, les réseaux de fossés traversent la zone instable et contribuent à son drainage en asséchant les zones humides et en facilitant l'évacuation de l'eau dans ces milieux hydromorphes (Fig. 3.10A). Plus souvent, les systèmes de fossés sont clairement construits ou réutilisés pour assécher les masses glissées. Les fossés drainent alors directement les zones de retenues d'eau (replat, contre-pente, coulée) jusqu'à un exutoire karstique (Fig. 3.10B) ou vers le fond de la vallée la plus proche (Fig. 3.10C). Ces installations démontrent une certaine prise de conscience des instabilités récurrentes qui affectent les versants de la Montagne de Reims et des moyens de lutte contre les déplacements.

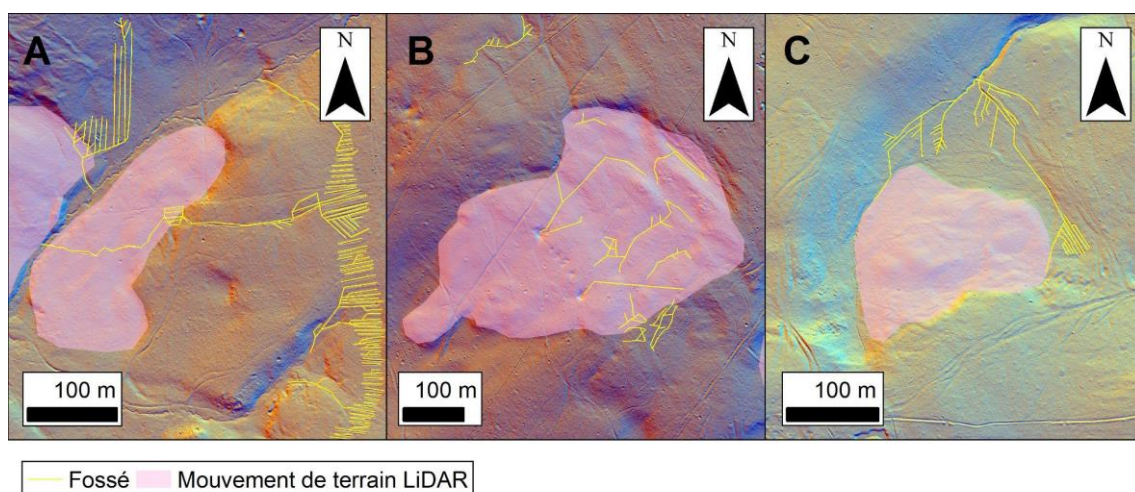


Fig. 3.10 : Relation entre les mouvements de terrain et les fossés.

- A. Système de fossés drainés vers un mouvement de terrain ; B. Systèmes de fossés drainant l'intérieur d'un mouvement de terrain ; C. Système de fossés drainant le pied d'un mouvement de terrain.

3.1.1.3 Étude de cas : le Carabilly

Afin de mieux identifier le rôle tampon des mouvements de terrain dans le transfert des masses d'eau, il est important de définir leur structure. Les précédentes études ont révélé le fort impact des mouvements de terrain les plus profonds sur les écoulements de l'eau, particulièrement dans le contexte structural de la Montagne de Reims (Bollot *et al.*, 2016 ; Bollot *et al.*, 2022). À ce titre, la cartographie et la typologie réalisées indiquent un intérêt particulier pour la vallée de la Lingonne dont les versants orientés ouest sont affectés par des glissements profonds de type 1.

La dichotomie des versants de la Lingonne est telle que le versant exposé à l'est, en amont pendage, n'est affecté que par un seul mouvement de terrain superficiel de type 3. À l'inverse, le versant exposé ouest, et donc en aval pendage, est continuellement affecté par des mouvements de terrain parfois coalescents sur un linéaire d'environ 4 km (Fig. 3.11A). Dans la vallée de la Lingonne, deux liserés karstiques sont identifiés : le premier dans la craie mésozoïque, le second au niveau du Thanétien. Le réseau exokarstique de la craie se développe le long du cours d'eau de la Lingonne, dans le fond de la vallée et peut interagir avec les masses glissées (Fig. 3.11B). Les coulées des grands glissements de la Lingonne sont en effet déstabilisées par le soutirage vers l'exokarst de la craie. En retour, ces masses glissées forment des impluviums en forme d'entonnoir avec un bassin de réception correspondant à la tête du glissement et un chenal d'écoulement unique vers chaque perte dans la zone des coulées, comme cela a déjà été démontré dans le secteur de Verzy, plus à l'est (Lejeune et Devos, 2001). Dans le cas de l'exokarst du Thanétien, les échanges sont plus difficiles à définir. En amont de la vallée, le liseré est parfaitement visible, même au sein des masses glissées (type 2), et le soutirage vers l'exokarst alimente le déséquilibre du versant. Plus en aval, au niveau des glissements de type 1, plus profonds, le liseré karstique n'est plus visible. Puisqu'il est encore visible sur le versant de rive droite, il est probable ici que la dualité mouvement de terrain / karst soit en faveur des instabilités. Trop volumineux, les glissements ont tendance à combler le karst du Thanétien pas suffisamment développé pour absorber par soutirage le matériel de coulée. Les échanges d'eau entre le karst et le glissement restent donc ici mal définis.

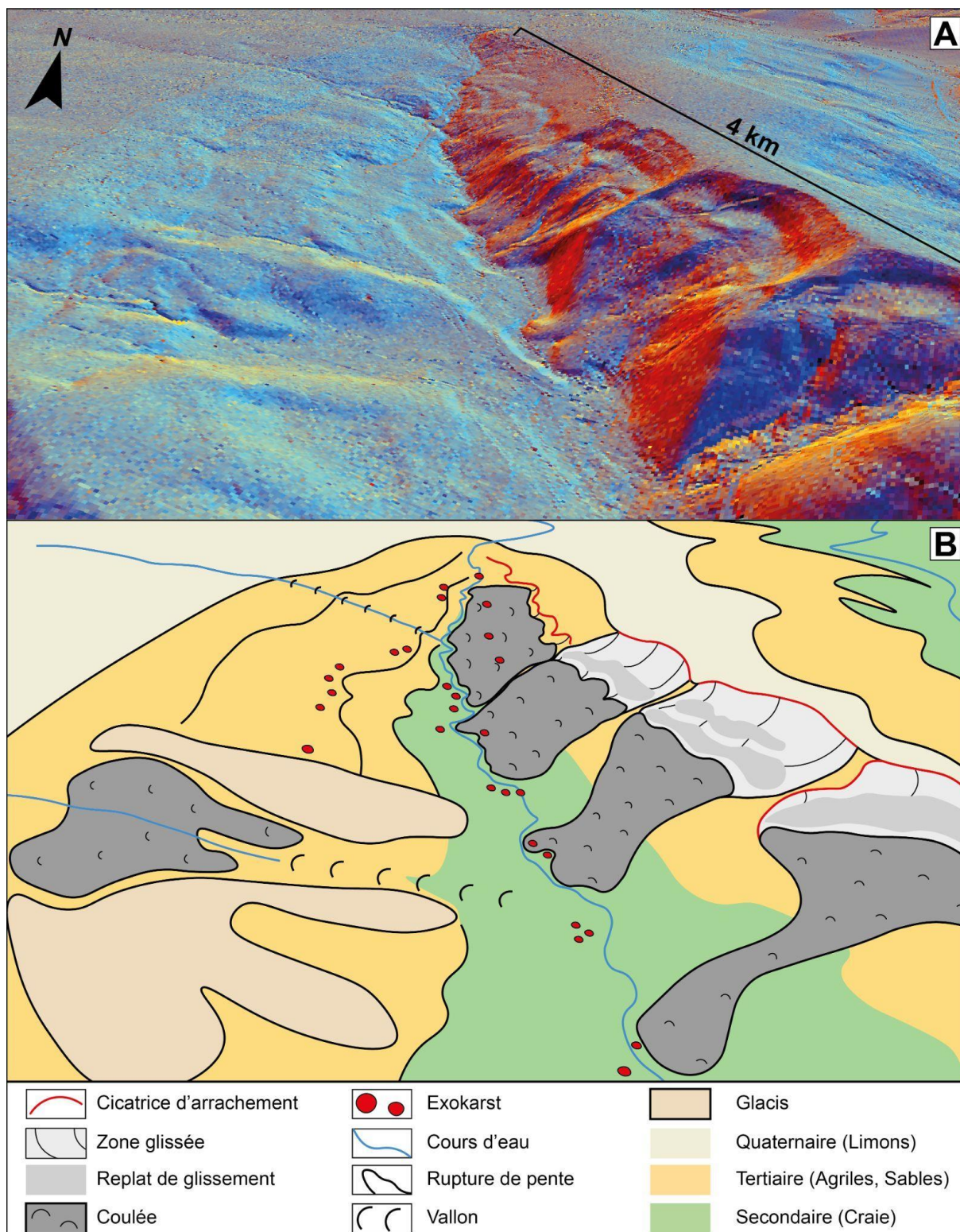
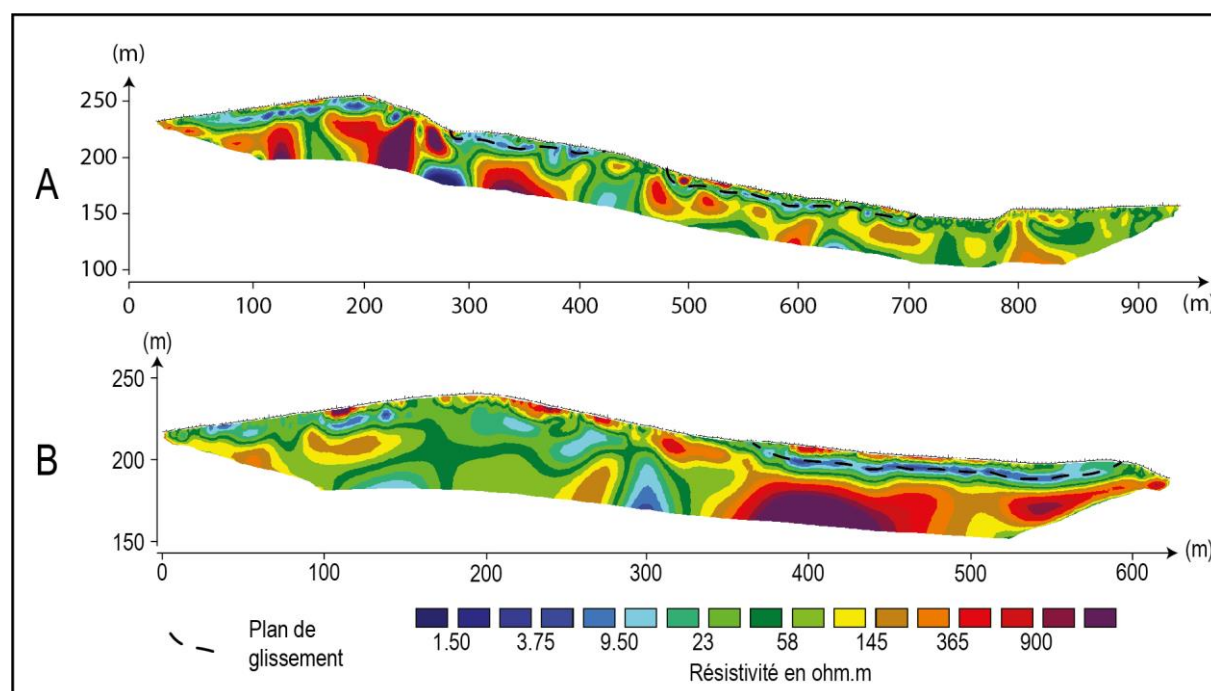


Fig. 3.11 : Dessin d'observation de la vallée de la Lingonne (B) modélisé à partir du MNT LiDAR (A).

Pour comprendre ces échanges, il est d'abord important de définir la structure des glissements de terrain de la Lingonne. Le Carabilly, typique des grands glissements de la vallée, fait donc l'objet d'investigations géophysiques. Il présente un escarpement de tête en amphithéâtre et large d'environ 400 m, pour un commandement de 25 m. En contrebas, un niveau de replats et

de contre-pentes se développe sur plusieurs dizaines de mètres. Des zones humides y sont présentes et sont révélées par une végétation hydrophile (joncs, presles), des sols hydromorphes et quelques retenues d'eau ponctuelles. La masse glissée s'étend ensuite vers le fond de la vallée sur environ 400 m en se concentrant à mi-versant, au niveau du replat thanétien, sur une largeur de 200 m maximum. Le pied du glissement est parfaitement délimité par un bourrelet frontal de 5 à 7 m d'épaisseur. Il s'étend en éventail dans le fond de la vallée et dévie le cours d'eau de la Lingonne, qui est déporté ici vers le versant de rive droite où elle forge un abrupt dans la craie. En effet, la Lingonne, certainement obstruée après le comblement provoqué par les grands glissements qui ont affecté le versant de rive gauche, a incisé le bord de la coulée pour rejoindre la partie aval de la vallée, sapant en même temps la base du versant de rive droite. Sur le versant de rive gauche, la coulée, dans sa partie centrale, s'arrête plus précocement et est soutirée par le karst de la craie. Les parties nord et sud du front de coulée sont également incisées et taillées par l'exokarst (Fig. 3.11 et Annexe 3.1).

Deux profils de résistivité électrique ont été réalisés. Le premier mesure 945 m et traverse longitudinalement l'ensemble du glissement tandis que le second, de 610 m, coupe la partie haute du glissement jusqu'au replat du Thanétien (Fig. 3.12). Les valeurs de résistivité électrique des profils tomographiques sont hétérogènes, de 1 à plus de 900 ohm.m.



*Fig. 3.12 : Profils géophysiques bruts du Carabilly.
A. Profil A, nord-est/sud-ouest ; B. Profil B, est-ouest.*

Sur le profil A, qui traverse l'ensemble du glissement du haut du versant jusqu'en bas, des couches subhorizontales apparaissent avec des résistivités spécifiques : par exemple plus de 300 ohm.m vers 200 m d'altitude ou entre 100 et 300 ohm.m à 150 m d'altitude. À partir d'une distance d'environ 300 m, une zone proche de la surface, courbe et étirée apparaît avec des valeurs de résistivité très faibles (moins de 10 ohm.m). Cette zone atteint environ 10 m de profondeur et s'arrête entre 400 et 450 m de distance pour reprendre ensuite à des profondeurs comprises entre 5 et 10 m jusqu'à une distance d'environ 700 m. À noter aussi des baisses de valeurs de la résistivité électrique verticalement sur le profil tomographique à des distances d'environ 290 m, 420 m et 730 m.

Sur le profil B, les zones subhorizontales se retrouvent avec des valeurs de résistivité électrique très fortes sous l'altitude 180 m (notamment après la distance 350 m), des valeurs inférieures à 50 ohm.m entre 180 et 200 m puis des résistivités supérieures à 100 ohm.m au-dessus de 200 m d'altitude. En proche surface, les résistivités sont hétérogènes avec des alternances de fortes et de faibles valeurs. Vers la distance de 340 m, la zone de très faible résistivité (moins de 10 ohm.m) courbe et allongée observable sur le profil A apparaît aussi entre 10 et 15 m sous la surface jusqu'à la distance 600 m. Une zone de faible résistivité (moins de 20 ohm.m) est également présente vers 300 m de distance. L'interprétation de ces deux profils permet de mieux comprendre la structure globale du versant (Fig. 3.13). Dans les deux cas, les entités subhorizontales visibles sur les profils tomographiques permettent de définir les formations géologiques : plutôt argileuses dans le cas de valeurs de résistivité faibles, plutôt sableuses ou calcaires lorsque les valeurs sont plus fortes. Ainsi, la craie apparaît jusqu'à une altitude de l'ordre de 170 m et la base des calcarénites thanétiennes, dont l'épaisseur atteint environ 15 m. Le Thanétien est surmonté par les argiles de l'Yprésien inférieur, dont les valeurs de résistivité sont basses puis par les sables de l'Yprésien supérieur jusqu'à environ 225 m. Les marnes du Lutétien et du Bartonien, indifférenciées, puis les limons de plateaux complètent le profil. Cette structure géologique est parfois difficile à cerner avec les zones de faibles résistivités verticales visibles sur les profils tomographiques. Ces zones se trouvent exactement au droit des liserés karstiques de la craie et du Thanétien et correspondent donc très certainement à des secteurs d'infiltration de l'eau. Outre les liserés karstiques, la zone de faible résistivité électrique vers 290 m de distance sur le profil A correspond certainement à un secteur où l'eau s'infiltré plus abondamment depuis la fracturation causée par le plan du glissement de terrain. Cette configuration avait déjà pu être observée sur le glissement de Saint Maur, au nord de la Montagne de Reims (Bollot *et al.*, 2022).

La forme allongée qui présente des faibles valeurs de résistivité et qui serpente à environ 15 m sous la surface correspond quant à elle à la masse glissée (Fig. 3.13). Le glissement du Carabilly atteint donc une épaisseur de l'ordre de 15 m, notamment dans sa partie haute où les replats et contre-pentes sont présents. Cette épaisseur n'est pas suffisante pour déterminer le caractère rotationnel du glissement avec cette méthode, qui identifie surtout la masse glissée depuis le plan de cisaillement fracturé et saturé en eau grâce aux faibles valeurs de résistivité électrique. Ces investigations confirment que le glissement de terrain du Carabilly s'étend jusqu'au fond de la vallée de la Lingonne où la coulée est facilement définissable. Par effet de seuil, l'épaisseur de cette masse glissée diminue sur le profil A au niveau du replat structural du Thanétien et reprend ensuite de l'épaisseur. Cette caractéristique, en plus de la forme de l'emprise surfacique, montre que le glissement de terrain du Carabilly s'est propagé dans un vallon creusé dans la craie à l'instar de la majorité des glissements de la Montagne de Reims (Bollot, 2014).

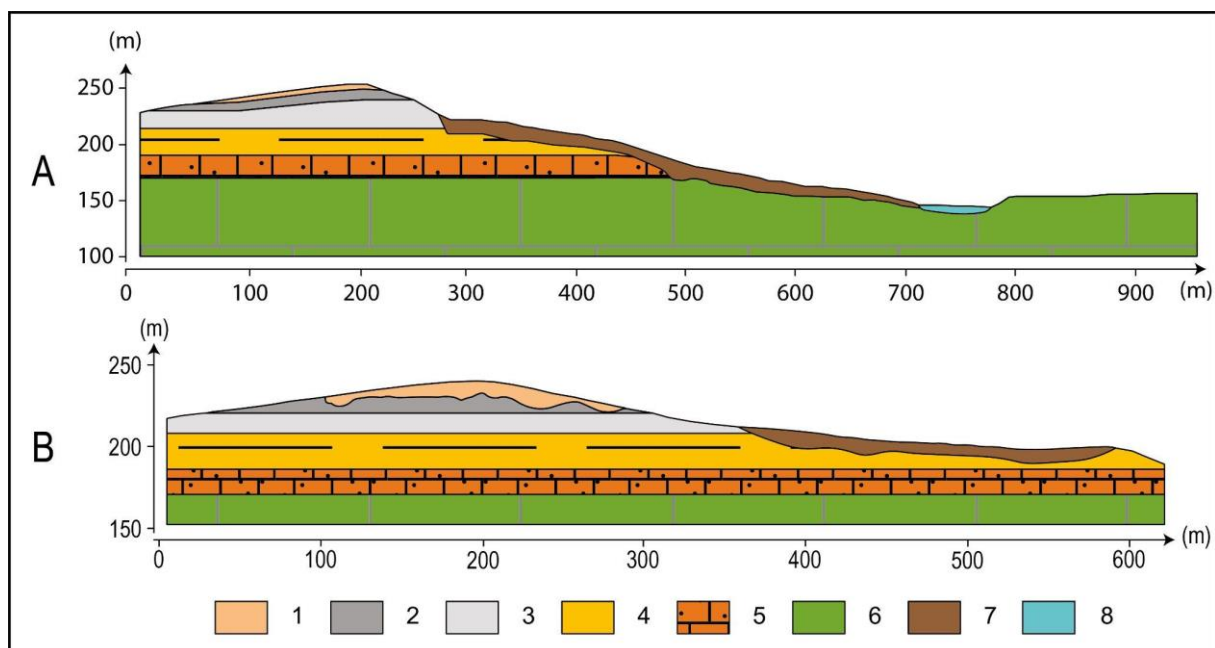


Fig. 3.13 : Profils géophysiques interprétés du Carabilly.

A. Profil A, nord-est/sud-ouest ; B. Profil B, est-ouest.

1. Limons des plateaux quaternaires ; 2. Marnes barto-lutésiennes ; 3. Sables cuisiens ; 4. Argiles yprésiennes ; 5. Calcarénites thanésiennes ; 6. Craie campanienne ; 7. Glissement de terrain ; 8. Alluvions.

La structure interne du Carabilly se rapproche de celle du glissement de Saint Maur, sur le versant nord de la Montagne de Reims, qui a déjà fait l'objet d'investigations géophysiques et d'un suivi piézométrique (Bollot *et al.*, 2022). Bien que plus profond (environ 26 m) et résultant de la coalescence de plusieurs zones glissées (Fig. 3.14), le glissement de Saint Maur montre

un comportement hydrodynamique similaire avec des écoulements préférentiels le long du plan de cisaillement, un rôle de couverture pour la nappe sous-jacente et des remontées d'eau au sein de la masse glissée. En outre, le suivi piézométrique montrait également une zone d'infiltration préférentielle au niveau du plan de glissement, même si cette dernière y était moins marquée du fait de la nature plus argileuse des formations au nord de la Montagne de Reims.

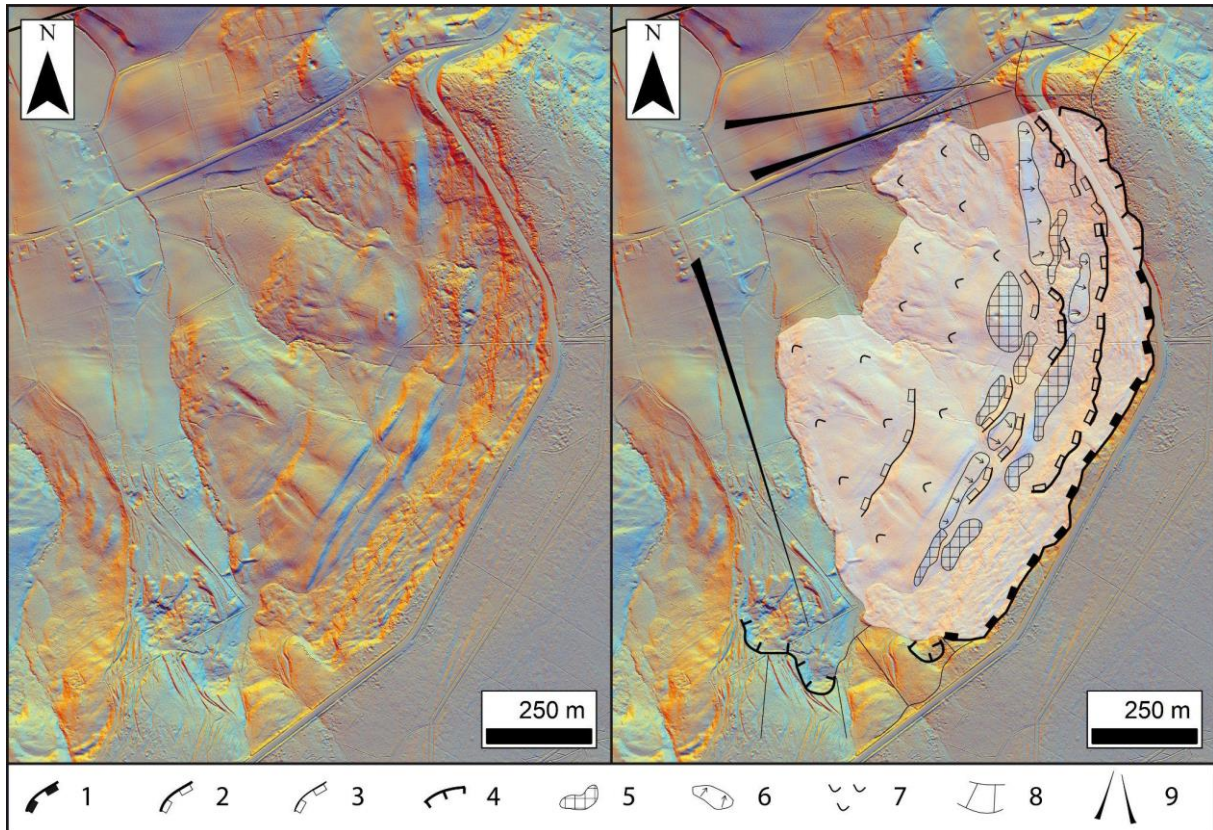


Fig. 3.14 : Image LiDAR et cartographie géomorphologique du mouvement de terrain de Saint-Maur (d'après Bollot et al., 2022).

1. Cicatrice d'arrachement ancienne ; 2. Cicatrice d'arrachement récente > 5 m ; 3. Cicatrice d'arrachement récente < 5 m ; 4. Escarpement anthropique (front de taille) ; 5. Replat ; 6. Contre pente ; 7. Coulée ; 8. Versant réglée ; 9. Glacis.

Ces similitudes tendent à montrer un comportement hydrodynamique type des grands glissements de la Montagne de Reims. Ils forment un impluvium spécifique où réside de l'eau en surface mais aussi au sein de la masse glissée, avec un rôle de couverture sur l'aquifère sous-jacent qui devient semi-captif. Cet impluvium n'est toutefois pas complètement isolé et des échanges entre les glissements et l'encaissant se font régulièrement, notamment sous la niche d'arrachement à partir de laquelle l'écoulement de l'eau est facilité par la fracturation. Ici, le rôle des glissements de terrain comme zone tampon pour la circulation de l'eau entre le plateau et les fonds de vallée est parfaitement identifiable. Le glissement du Carabilly remplit notamment ce rôle car il est suffisamment imposant pour influencer les écoulements karstiques

qui ont normalement lieu dans la vallée de la Lingonne. Les profils tomographiques montrent en effet que l'eau est toujours présente au niveau des karsts supposés et que le glissement canalise les écoulements vers ce karst, *a priori* toujours fonctionnel sous la couverture.

3.1.2 Le karst de la Montagne de Reims

Les prospections de terrain attestent de la pluralité des formes karstiques en Montagne de Reims. Le plateau comporte des formes exokarstiques alimentées par des réseaux hydrographiques, qui se perdent dans des gouffres (Fig. 3.15B, E, F, G et H), ou dans des plans d'eau (Fig. 3.15A et C). Mais il existe également des formes en déconnexion avec les cours d'eau (Fig. 3.15A, B et D) présentant parfois une connexion hydrologique directe avec les réseaux endokarstiques de Verzy (Fig. 3.15I, J, K et L), ou de Trépail (Fig. 3.15F, M, N, O et P), tel que démontré par des traçages (Lejeune *et al.*, 2004, Lejeune *et al.*, 2007).

Très peu d'études relatives à l'hydrosystème de la Montagne de Reims existent en dehors des systèmes karstiques orientaux, largement étudiés car d'accès simple (domaine public ; *cf.* partie 1). Afin de combler cette lacune, les formes karstiques sont étudiées en surface (exokarst) avec l'approche LiDAR, puis *via* des topographies souterraines pour les formes endokarstiques. Ces études visent à caractériser l'organisation spatiale de l'ensemble des formes karstiques.

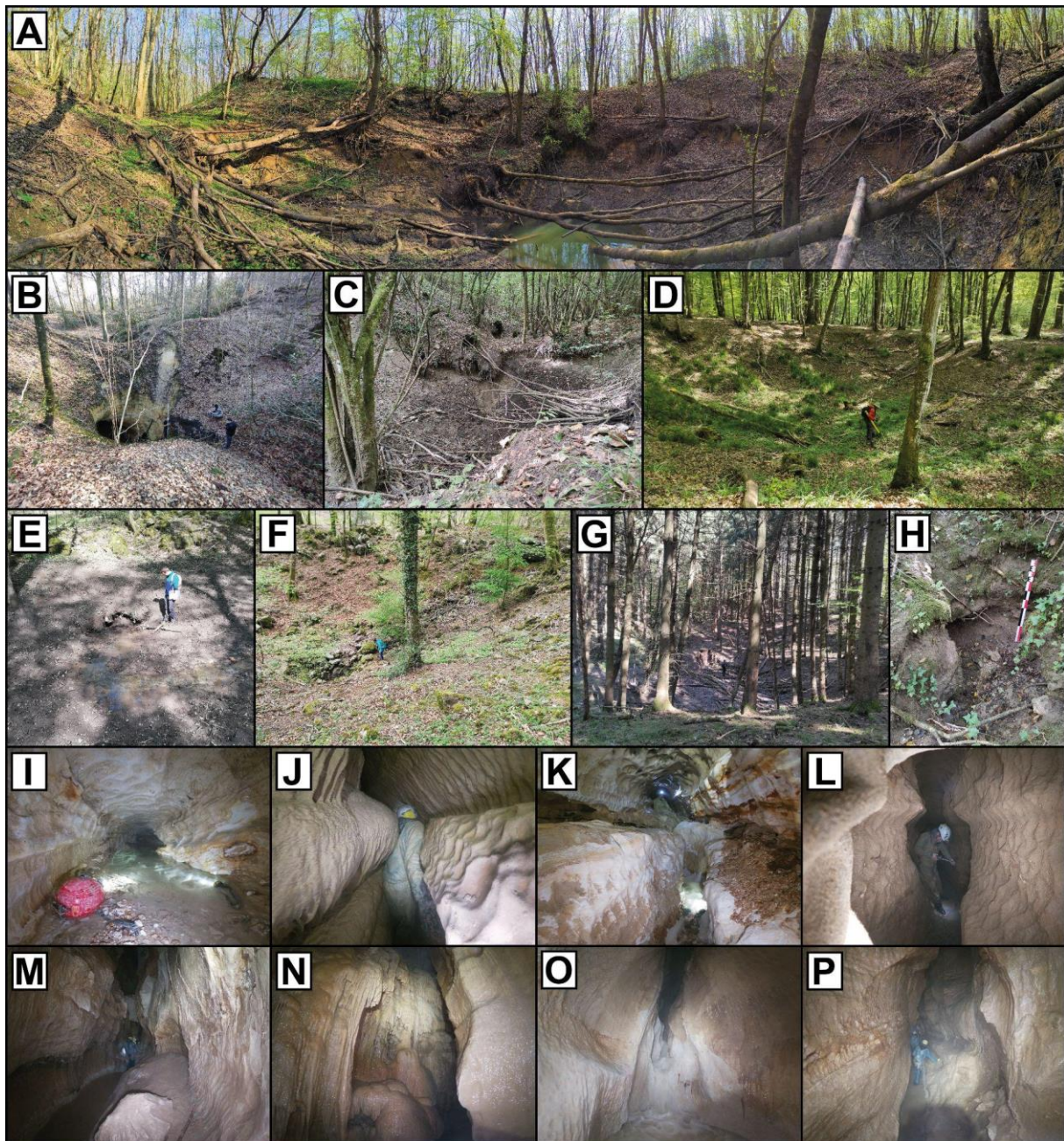


Fig. 3.15 : Exemple de formes karstiques en Montagne de Reims.

A. Doline de Saint-Basle ; B. Gouffre Martin-Godard ; C. Doline d'effondrement sur le cours de la Lingonne ; D. Doline de soutirage dans la vallée du ru de La Neuville en Chaillois (Alain au fond du trou) ; E. Écoulement endoréique dans le secteur du trou de la Batacaude ; F. Gouffre de Trépail ; G. Gouffre de la Nau ; H. Trou du Renard (vallée de la Lingonne) ; I. Siphon (Grande Fontaine de Verzy) ; J. Tronçon endokarstique en trait de scie (Grande Fontaine de Verzy) ; K. Galerie en trou de serrure (Grande Fontaine de Verzy) ; L. Galerie en trait de scie de 2 m (Grande Fontaine de Verzy) ; M. Galerie en trait de scie de plus de 10 m (Rivière souterraine de Trépail) ; N. Draperie (Rivière souterraine de Trépail) ; O. Cascade (Rivière souterraine de Trépail) ; P. Endokarst de la Rivière souterraine de Trépail.

3.1.2.1 L'exokarst de la Montagne de Reims

Cette première sous-partie aborde l'apport du LiDAR dans la détection de l'exokarst. Après l'inventaire cartographique, élaboré à partir d'une méthode de détection semi-automatique et de digitalisation (*cf.* partie 2), est présenté. Celui-ci est ensuite confronté aux nombreux inventaires de terrain proposés dans la bibliographie. Cette comparaison avec les observations de terrain effectuées antérieurement, ainsi que dans le cadre de cette thèse, offre la possibilité d'évaluer l'efficacité de la méthode LiDAR dans la détection de l'exokarst en Montagne de Reims. Elle constitue par extension un prétexte à l'exploration de l'intérêt des méthodes de télédétection par rapport aux autres méthodes d'observation de terrain.

Les données de cet inventaire sont enfin exploitées dans le but de déterminer les paramètres qui régissent la répartition spatiale des formes exokarstiques. Elles sont pour cela comparées, d'une part, à l'extension des calcarénites du Thanétien, réputée comme essentielle à leur mise en place, et d'autre part, au réseau d'incision des vallées qui semble également régir la répartition spatiale des formes. Enfin, au regard de la bibliographie, une tentative de caractérisation de l'épaisseur de couverture géologique nécessaire à la mise en place de karsts est proposée. L'état de l'art karstologique suggère en effet que ce paramètre, typique des karsts de contact lithostratigraphique, explique en partie l'hétérogénéité de la répartition spatiale des formes karstiques.

3.1.2.1.1 Analyse spatiale de la répartition des formes exokarstiques

Le traitement semi-automatique du MNT à haute résolution LiDAR détermine 755 formes karstiques. Cet inventaire montre clairement un liseré karstique de 16 km marqué par une double discontinuité, à deux échelles (Fig. 3.16).

À l'échelle régionale, la discontinuité est latérale puisque la partie orientale du massif présente une limite de karstification à l'ouest de l'axe Villers-Allerand/Aÿ-Champagne.

À petite échelle, le liseré karstique (16 km de linéaire) se corrèle à la présence des sables grésifiés du Thanétien (71 km de linéaire). Plus de 80 % des formes se localisent sur le Thanétien ou les argiles directement sus-jacentes. Cela produit un liseré extrêmement étroit comparativement aux autres karsts de contact lithostratigraphique observables dans les régions homologues adjacentes (*e.g.*, l'Argonne, Pettelat, 2021 ; le Barrois, Bensaadi, 2020). Toutefois, il ne s'agit pas d'une condition suffisante puisque seulement 23 % du linéaire est karstifié.

À l'échelle locale, la discontinuité du liseré est évidente avec, à la différence des autres versants, un versant nord exempt d'exokarst. Une décroissance de la densité des dépressions fermées apparaît vers l'ouest. Cette répartition peut s'expliquer par le degré de grésification calcaire des sables et le gradient hydraulique qui s'amointrit d'est en ouest. Ceci détermine une perte du potentiel de karstification démontrée en Montagne de Reims (Lejeune, 2000).

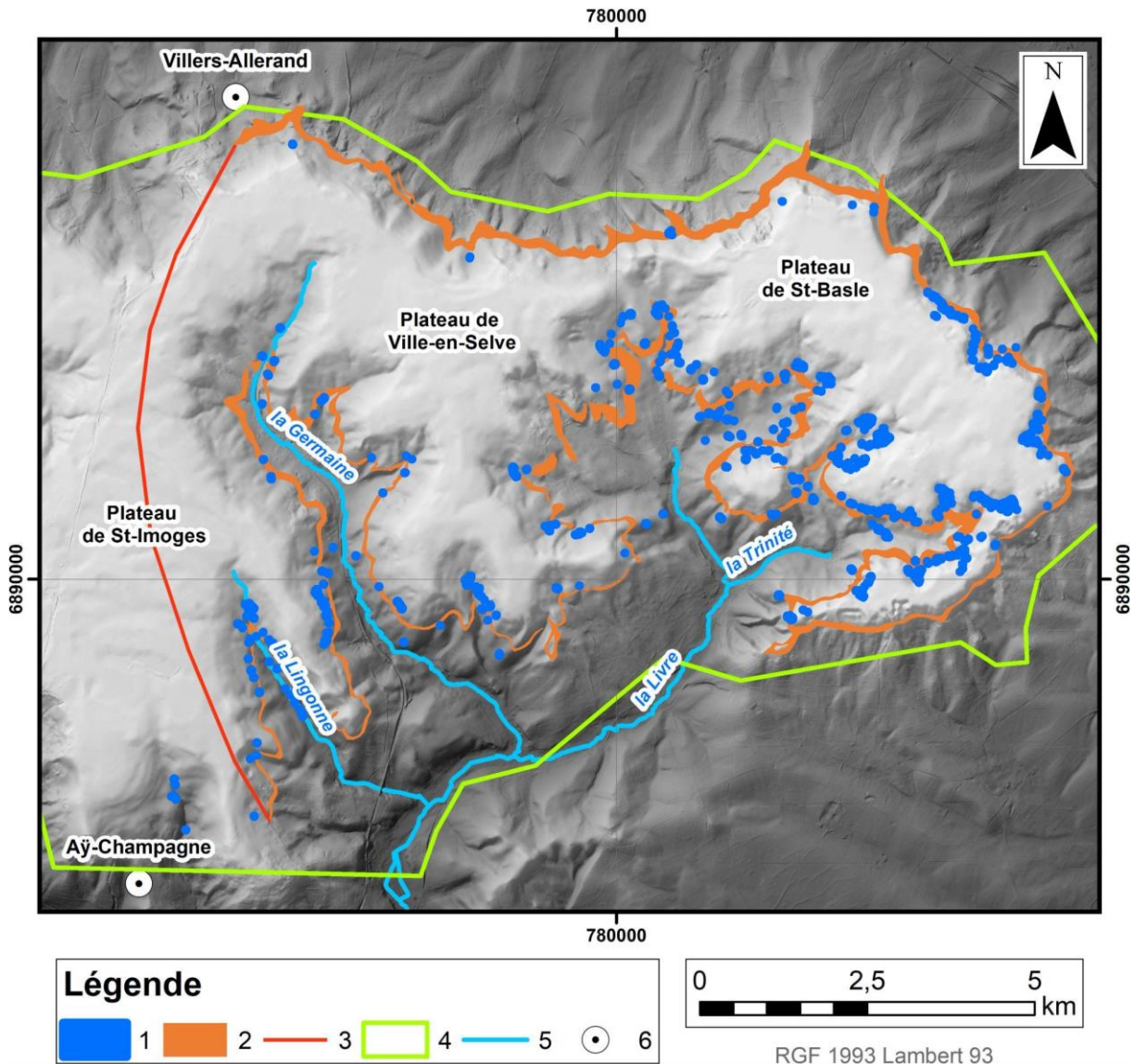


Fig. 3.16 : Inventaire des formes exokarstiques en Montagne de Reims.
 1. Exokarst ; 2. Calcarénites à *Microcodium* du Thanétien ; 3. Limite de l'extension occidentale des calcarénites détectées par les forages de la BSS ; 4. Emprise de la campagne LiDAR en Montagne de Reims ; 5. Cours d'eau ; 6. Commune repère (Berthe et al., 2022).

À l'ouest, le plateau de Saint-Imoges ne présente de l'exokarst que dans sa partie orientale, et le bassin-versant de l'Ardre est exempt de formes karstiques. Plus à l'est, l'inventaire des formes exokarstiques enrichit grandement les connaissances du plateau de Ville-en-Selve, peu Sdocumenté par rapport au plateau de Saint-Basle. Localement, la discontinuité du liseré est

corrélée à la présence de mouvements de terrain, nombreux en Montagne de Reims (Van Den Eeckhaut *et al.*, 2010 ; Fig. 3.11).

Toutefois, l'existence de formes non détectées par la méthode LiDAR (*e.g.*, le trou du Renard, Fig. 3.15H ; l'écoulement endoréique du secteur du trou de la Baticaude, Fig. 3.15E) interroge la représentativité de cet inventaire. Un examen de plusieurs études de cas est ainsi proposé afin d'en déterminer les limites.

3.1.2.1.2 Évaluation de la qualité de l'inventaire LiDAR, exemple de l'inventaire des formes exokarstiques

En Montagne de Reims, 259 des 755 dolines ont été vérifiées sur le terrain. Si cela atteste que l'inventaire ne comporte pas de fausses détections de formes exokarstiques, cette prospection pédestre ne permet pas de confirmer son exhaustivité.

Pour cela, l'inventaire des formes exokarstiques LiDAR a été comparé aux inventaires de terrain disponibles dans la bibliographie. Sept travaux ont ainsi été retenus pour leurs étendues spatiales variées et bien identifiables, tels que présentés dans la figure 3.17 et le tableau 3.1. Dans la partie orientale de la Montagne de Reims (secteur 1), le LiDAR recense 134 % de dépressions karstiques supplémentaires que l'inventaire antérieur. Ce différentiel atteint jusqu'à 348 % dans le secteur des dolines de Trépail (secteur 4). Toutefois, il existe un contre-exemple sur le secteur des Monts-Bayons (secteur 2) où l'inventaire de terrain est plus abondant que celui du LiDAR. De manière générale, la majorité des inventaires LiDAR des sites comparés présentent des effectifs plus nombreux que les inventaires de terrain. Cela peut d'une part s'expliquer par la couverture végétale susceptible d'occulter les formes sur le terrain alors qu'elle est partiellement contournée par le laser du LiDAR. D'autre part, certaines formes peuvent être difficilement détectables au sol car très isolées, les inventaires de terrain étant souvent réalisés au gré des sentiers ou en suivant des formes structurales (*e.g.*, replats).

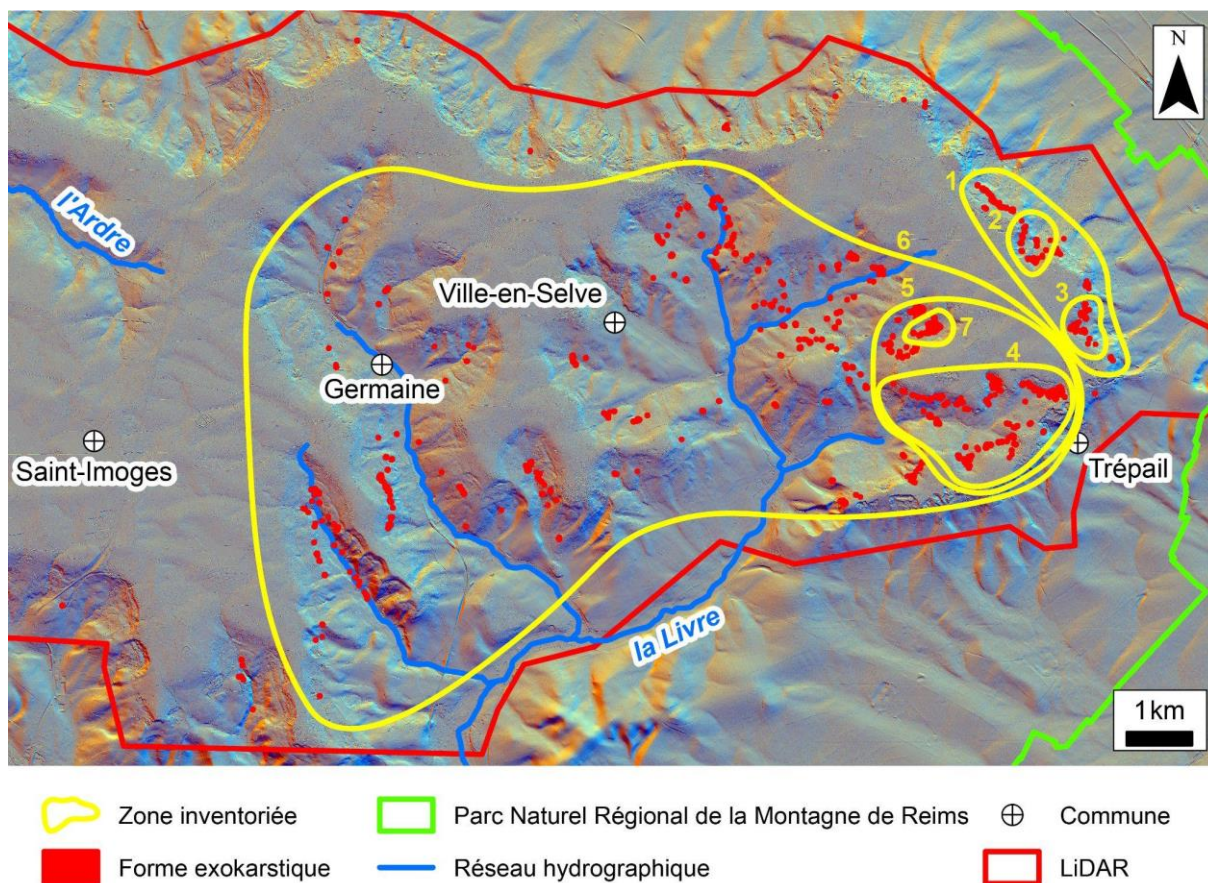


Fig. 3.17 : Emprise des inventaires réalisés en Montagne de Reims présentant une qualité suffisante pour être intégrés dans un SIG (d'après Berthe et al., 2021).

Secteur	Source	Données bibliographiques	Interprétation LiDAR	% de dolines supplémentaires détectées grâce au LiDAR
1	Est du front de côte, Lejeune O. 2000	50	117	134
2	Monts Bayons, Lejeune O. 2000	43	35	-19
3	Système du Creusin et de la Pleureuse Lejeune O. et Devos A. 2001	29	32	10
4	Les dolines de Trépail, Lejeune O. et al. 2007	42	188	348
5	Gouffre de la Nau et les dolines de Trépail, Roche D. 2007	96	302	215
6	Bassin de la Livre, Beaujoin S. 2009	298	611	105
7	Gouffre de la Nau sud, Beaujoin S. 2009	39	57	46

Tab. 3.1 : Comparaison entre les inventaires de terrain et l'interprétation LiDAR sur des secteurs homologues (Berthe et al., 2021).

L'obtention d'inventaires plus exhaustifs implique une confrontation permanente des inventaires de terrain avec les connaissances acquises au LiDAR. Ce travail a été réalisé sur deux sites test, dont un correspondant au groupe de cinq dolines repéré par télédétection, situé au sud-ouest de Ville-en-Selve (les Vallées aveugles de Ville-en-Selve). Le second site, plus complexe, correspond au secteur sud du gouffre de la Nau (secteur 7) présentant 57 formes détectées par télédétection. Ces deux sites ont fait l'objet de la production de cartes géomorphologiques réalisées à partir de mesures de terrain et de l'ensemble des données SIG à

disposition. Cette démarche permet en parallèle de mettre en exergue les limites susceptibles d’être rencontrées dans le cadre d’inventaires LiDAR.

Concernant le secteur des Vallées aveugles de Ville-en-Selve, la carte géomorphologique (Fig. 3.18) aboutit à la production d’un inventaire plus exhaustif que l’inventaire produit par télédétection avec sept formes décrites contre cinq en télédétection (Annexe 3.1). Il confirme la nature lithostratigraphique de ces formes exokarstiques (les formes se situent sur le replat des calcarénites du Thanétien dans la continuité d’un versant réglé argileux) et localise les zones humides. Ces formes sont plus évidentes à observer sur le terrain qu’au LiDAR. Cette carte permet également de visualiser la morphologie des dolines (en entonnoir, en cuvette, en baquet), d’identifier des morphologies des masses glissées au sein de doline, de localiser les sources, de constater les conduites karstiques superficielles et d’interpréter la morphologie du réseau hydrographique avec des réseaux en « V » et en « U » qui sont toutes des formes ininterprétables au LiDAR. Les deux formes qui n’ont pas été détectées par la détection semi-automatique initiale sont localisées dans la deuxième doline la plus méridionale. Elles correspondent à deux dépressions dont le diamètre est inférieur à trois mètres de diamètre, et donc à la limite de détection prise en compte dans l’algorithme.

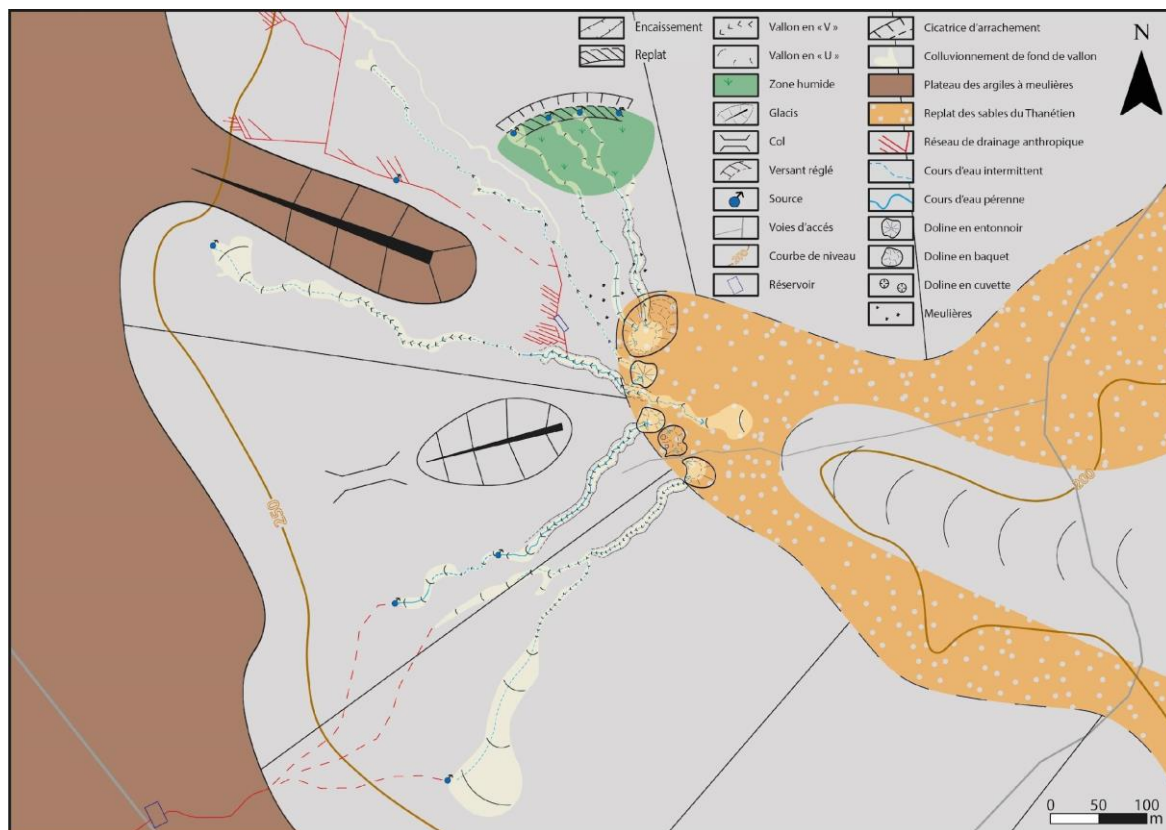


Fig. 3.18 : Carte géomorphologique du secteur des Vallées aveugles de Ville-en-Selve (image LiDAR ; Annexe 3.1).

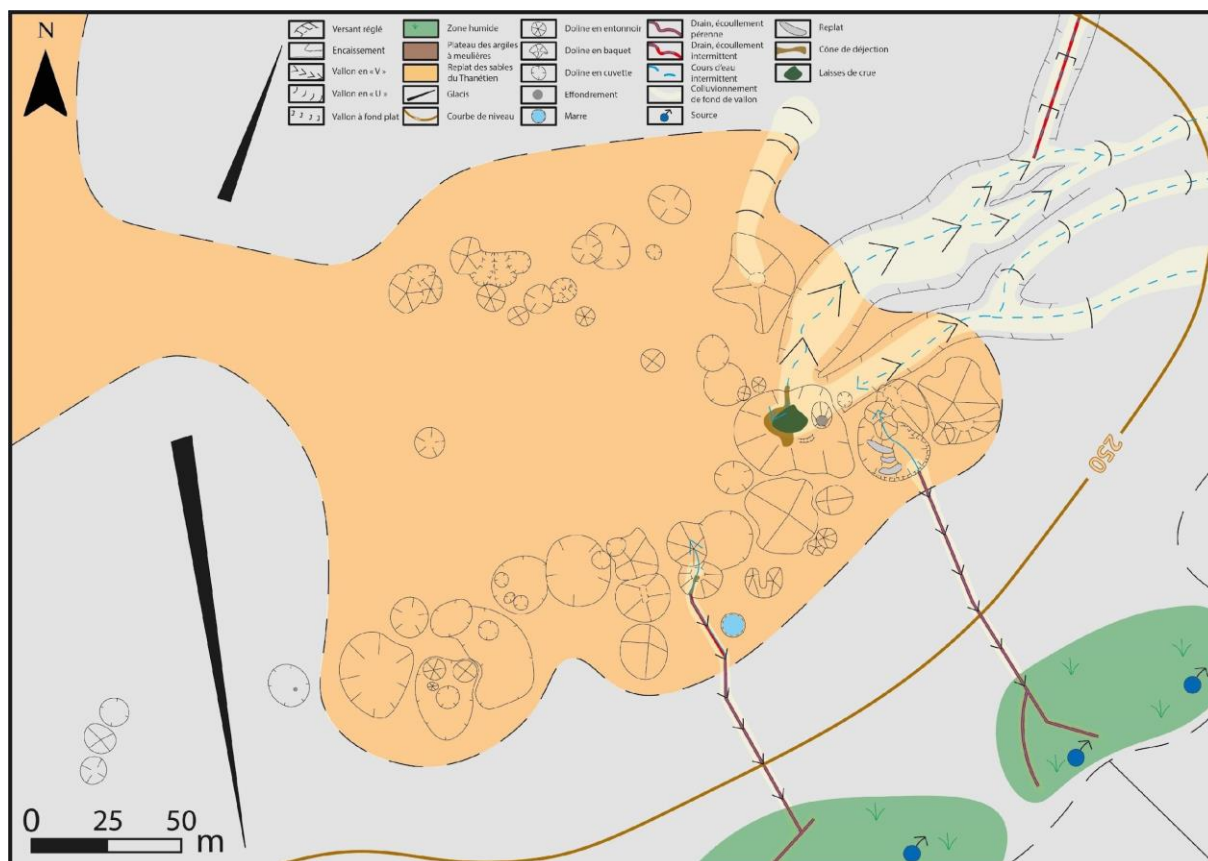


Fig. 3.19 : Carte géomorphologique du secteur sud du Gouffre de la Nau (image LiDAR ; Annexe 3.1).

Concernant le secteur sud du gouffre de la Nau, la cartographie de terrain améliore largement la compréhension du système karstique et de son environnement. Il augmente également l’inventaire des formes exokarstiques puisque l’inventaire produit par télédétection présente 57 formes (Annexe 3.1) contre 67 pour l’inventaire produit dans le cadre du relevé de la carte géomorphologique (Fig. 3.19). L’intégralité des dolines détectées par le LiDAR ont pu être observées sur le terrain. Il existe en revanche dix formes exokarstiques qui n’ont pas été détectées par l’approche LiDAR. Cette différence s’explique par la non-détection des formes inférieures à 3 m de diamètre sur le terrain, par la présence de formes égueulées, par l’emboîtement et la coalescence de formes et enfin la présence de dolines en eaux dont la profondeur n’a pas pu être sondée par le LiDAR.

Le LiDAR optimise donc le repérage et l’inventaire des sites karstifiés car il constitue un guide de lecture et de reconnaissance du terrain. En considérant que l’intégralité des formes karstiques est révélée par la combinaison de la détection LiDAR et de l’arpentage de terrain, un repérage à l’aveugle sans image LiDAR ne permet de détecter que 50 % des formes et une détection LiDAR sans terrain 85 %. Dans les secteurs inaccessibles et sous couvert forestier, cette

dernière s'avère donc indispensable pour une connaissance initiale de la répartition spatiale de l'exokarst.

La méthode de discrimination proposée permet de détecter 755 dépressions exokarstiques parmi des milliers de formes anthropiques. Elle montre plusieurs limites inhérentes à la résolution du MNT (appréciation impossible de l'emboîtement des formes, dépressions inférieures à 3 m non prises en compte), au matériel de mesure (impossibilité de sonder l'intérieur des plans d'eau dans les modalités proposées au moment de la campagne) et aux choix effectués lors des discriminations des formes (exclusion des formes égéulées). Toutefois, cette approche LiDAR est incontestablement une bonne méthode l'inventaire des formes exokarstiques, puisqu'elle en détecte 85 %. Les méthodes de détection automatique de l'exokarst en forêt (Zhu et Pierskalla, 2016) ou dans les milieux difficilement accessibles (Ghanem et Doumit, 2021) ne permettent pas de discriminer les dépressions karstiques des dépressions anthropiques (polémoformes, carrières, structures archéologiques). Dans notre cas, l'absence de faux positif dans la détection des formes exokarstiques est obtenue grâce à l'application de paramètres très contraignants (*cf.* partie 2.3.2.1) malgré un milieu pourtant largement anthropisé.

Le liseré karstique révélé au LiDAR en Montagne de Reims n'a jamais été aussi bien connu. La limite de karstification régionale est corrélée à l'affleurement des calcarénites à *Microcodium*. Mais la discontinuité de ce liseré reste à expliquer et semble inféodée au degré de grésification des calcarénites, aux mouvements de terrain qui feutrent ou alimentent l'exokarst (Lejeune et Devos, 2001 ; Bollo, 2014) et à l'incision des vallées qui met à l'affleurement les couches karstifiables. Une analyse statistique précise des épaisseurs de la couverture tertiaire sur le front de côte, permettrait de connaître les seuils critiques de la karstification en Montagne de Reims.

3.1.2.1.3 Détermination des facteurs d'exokarstification

- Relation entre l'exokarst et l'incision des vallées

Puisque l'exokarst est dépendant de la présence des calcarénites du Thanétien et que l'incision des vallées est susceptible de mettre à l'affleurement cette couche, il semble nécessaire d'étudier la relation entre l'incision des vallées et l'exokarst.

Les formes karstiques se localisent généralement en tête de vallon (Fig. 3.20A), notamment dans des talwegs d'ordre 1 avec plus de 50 % de l'ensemble des formes (Fig. 3.20B). À ce titre, le karst de la Montagne de Reims se range parmi les karsts de vallons karstiques, caractérisé

par un vallon drainé par un réseau endoréique et un alignement symétrique du liseré sur les versants (Jaillet, 2005).

La répartition en fuseaux des phénomènes exokarstiques, du versant nord, d'ouest en est (fuseau 0 à 21) au versant sud, d'est en ouest (fuseau 22 à 43) est globalement symétrique (Fig. 3.20C), ce qui duplique l'organisation régionale de la karstification liée aux calcarénites. En revanche, une opposition existe entre les deux versants, à la fois par ses effectifs, mais surtout par l'ordination des vallons karstiques.

Le versant nord, correspondant au front de la côte d'Île-de-France, est peu incisé et festonné par une série de rentrants en forme d'amphithéâtre de taille kilométrique, appelés localement « cuves ». Il est moins affecté par la karstification (Fig. 3.20A) car il regroupe 17,6 % des phénomènes des fuseaux 0 à 21 (Fig. 3.20C). Ces derniers s'inscrivent exclusivement en tête de vallon d'ordre 1, tributaires des vallons affluents de rive gauche de la Vesle, majoritairement à sec, car hérités du Quaternaire et sculptés dans la craie. Sur ce versant, le karst reste perché, mais éloigné du niveau de base pérenne (4 à 7 km) ce qui détermine une faible énergie hydrodynamique à la karstification. Ces vallons, principalement anaclinaux, naissent au fond des « Cuves » où l'exokarst sert d'exutoire à des réseaux endoréiques. Mais leurs bassins-versants restent restreints, car ils se limitent au front de côte. Cela s'observe particulièrement dans la terminaison orientale du plateau de Saint-Basle où trois groupes de phénomènes exokarstiques appartiennent à des systèmes karstiques reconnus (Pleureuse, Verzy, Trépail). Le bassin-versant du versant nord, drainé par ces ordres 1, constitue 29,8 % de la surface du plateau, mais seulement 4,7 % de celui-ci alimente les systèmes karstiques compris entre Verzy et Trépail.

Le versant sud (des fuseaux 22 au 43) est incontestablement plus karstifié (82,4 % des phénomènes) avec un réseau de talwegs bien hiérarchisé et dendritique (ordres 1 à 5) qui découpe le revers de la cuesta en trois plateaux (Fig. 3.20A). Tributaire de la Marne toute proche (2 à 11 km), ce réseau, principalement cataclinal, est drainé par des cours d'eau pérennes plus proches (2 à 4 km). Le karst se développe encore dans des vallons d'ordre 1, mais aussi dans des vallons d'ordres 2 à 3, surtout dans les fuseaux 24, 25, 26, 28 et 34, ce qui lui confère davantage d'énergie hydrodynamique (Fig. 3.20C). En effet, la surface des bassins-versants alimentant ce réseau de talwegs constitue 70,2 % du plateau, drapé des Argiles à Meulières dont 18,2 % de cette surface est drainée vers l'exokarst. Cette énergie est exacerbée par la proximité des niveaux de base pérennes (Livre, Germaine, Lingonne) et des gradients hydrauliques

importants. Cette incision de la couverture cénozoïque multiplie également les affleurements des calcarénites dans les fuseaux du versant sud, ce qui se traduit par de fortes densités des phénomènes exokarstiques, contrastant beaucoup avec le versant septentrional.

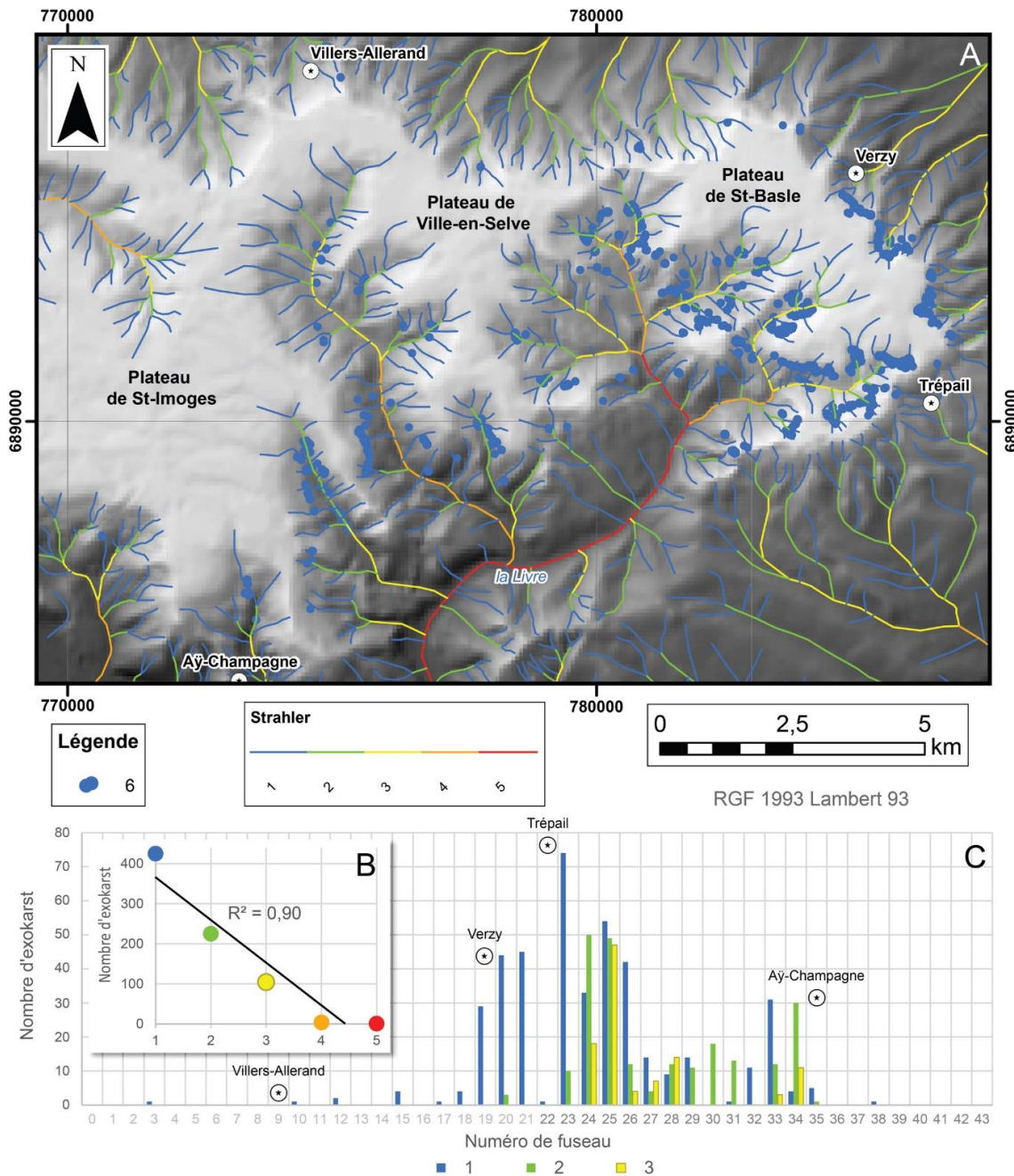


Fig. 3.20 : Répartition des formes exokarstiques au sein des vallons en Montagne de Reims. A. Cartographie de la répartition des formes exokarstiques au sein des vallons en Montagne de Reims ordonnées selon la méthode de Strahler ; B. Répartition des formes exokarstiques au sein des vallons en Montagne de Reims ordonnées selon la méthode de Strahler ; C. Répartition des formes exokarstiques au sein des vallons en Montagne de Reims ordonnées selon la méthode de Strahler et par fuseaux de longitudes (cf. Fig. 2.39 ; Berthe et al., 2022). 1. Vallon/karst d'ordre 1 ; 2. Vallon/karst d'ordre 2 ; 3. Vallon/karst d'ordre 3 ; 4. Vallon/karst d'ordre 4 ; 5. Vallon/karst d'ordre 5 ; 6. Formes exokarstiques.

- Étude sur l'épaisseur de couverture

Parmi les facteurs limitant l'apparition des phénomènes karstiques, l'épaisseur de la couverture semble conditionner à minima l'étroitesse du liseré karstique.

L'étude de la distribution statistique d'épaisseur de couverture (Epc) pour chaque phénomène exokarstique montre que l'immense majorité de ces formes (98 %) se développe sous 25 m de couverture. Au-delà, cette dernière est trop épaisse pour que les dolines puissent apparaître. La distribution est bimodale avec un mode principal compris entre 0 et 10 m (Fig. 3.21), correspondant à des formes inscrites dans les argiles de l'Yprésien (67,5 % de l'effectif total), manifestement lié à du soutirage et à de la suffosion de l'endokarst développé dans les calcarénites sous-jacentes.

Le pic secondaire est peu représentatif car il concerne 4 % de l'effectif total des dépressions inscrites dans la craie campanienne.

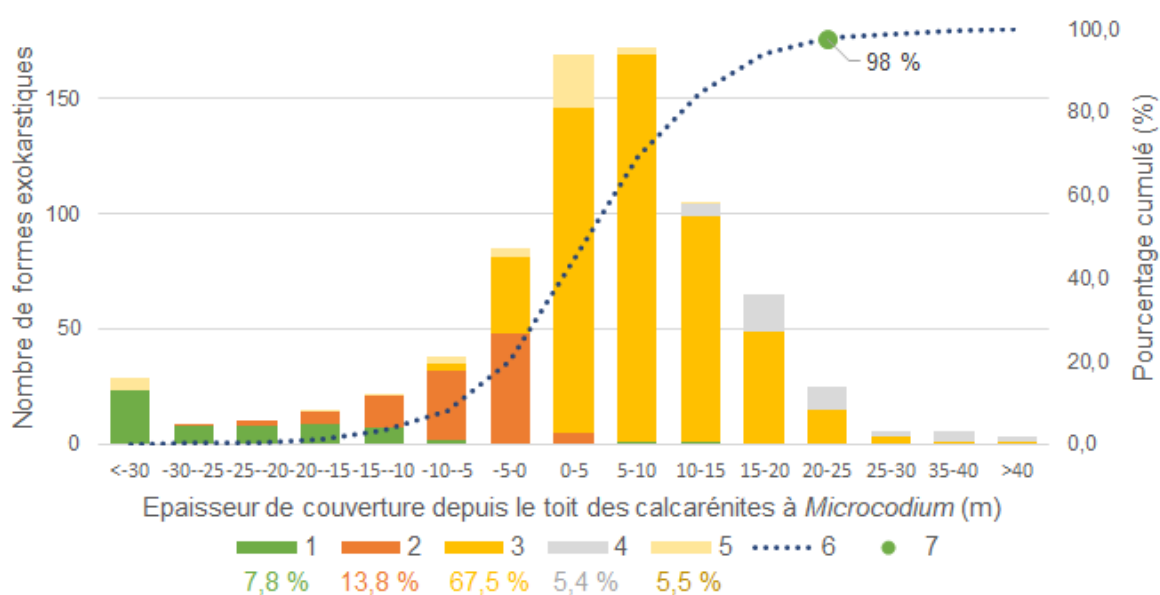


Fig. 3.21 : Évaluation de l'épaisseur de couverture sur la mise en place de l'exokarst. Diagramme présentant la lithologie et la distance horizontale au toit de la craie pour chaque forme exokarstique ; Nombre de formes exokarstiques par lithologie et par épaisseur de couverture supra-thanétiennne.

1. Craie (Campanien) ; 2. Calcarénite à *Microcodium* (Thanétien) ; 3. Argiles et sables à lignite (Yprésien) ; 4. Alternance de formations argilo-sableuses (Cénozoïque) ; 5. Limons des plateaux (Quaternaire) ; 6. Courbe cumulée du nombre de formes exokarstiques d'une épaisseur de couverture tertiaire nulle jusqu'à une couverture supérieure à 40 m ; 7. Seuil de 98 % sur la courbe cumulée à l'aplomb de l'épaisseur de couverture 20 à 25 m (Berthe et al., 2022).

3.1.2.1.4 Apport de l'approche LiDAR à la compréhension du karst de la Montagne de Reims

Finally, the study of the karstic liseré discontinuity is based on a multicriteria analysis using the factors favorable or unfavorable to karstification. The regional discontinuity of the liseré is explained primarily by the presence of calcarénites which maintain the karstification and concentrate the flows in the vadose zone of the clayey aquifer. At the image of the karst of the Barrois (Bensaadi, 2020) and of the karsts of the low plateaus (Rodet, 1992 ; Losson, 2003), the karstification in the Montagne de Reims is inféodée to the concentration of flows linked to the contrasts of permeability, to the karstification of the aquifers and to the Quaternary incision of the hydrographic network (karstic valleys). By a statistical approach, the maximum favorable geological cover thickness for karstification has been defined at 25 m, as observed in the Barrois (Jaillet, 2005). At this title, the spatial distribution of the exokarst depends of its situation in the cuesta device. On the reverse, the karstification front has more space to express itself when it is very limited on the fronts of slope as in the Montagne de Reims (Lejeune et Devos, 2001).

At the local scale, the relations between karstification and the dynamics of slope, in particular the movements of terrain, are complex. These latter interrupt the karstic liseré by modifying the flow conditions (displacement of the source lines, creation of an impluvium ; Bollot, 2015) and by deconstructing the slopes. By displacing the initial structural permeability contrast, at the front of the flow, they suppress the karstification and redistribute the flows directly towards the chalk. If the interactions between karstic dynamics and the dynamics of slope are observed elsewhere, notably in the east of France in the Woëvre septentrionale (Sary, 1984 ; Gamez, 1992 ; Mazaeva *et al.*, 2018), in the Montagne de Reims, they seem particularly present. The movements of terrain are deep with rotational slips (Ortonovi et Bollot, 2019) which destroy the structural cover favorable to karstification, which interrupts the karstic liseré or displaces it at the limit of the terminal flow front. Other less deep movements of terrain affect the slopes on which the karstic activity depends of the thickness of the flow. When this latter is inferior to 25 m, the karst still manifests under the form of doline and suffosion.

This raises the problem of the temporality of the karst and of the karstogenesis illustrated in the valley of the Lingonne (Fig. 3.11). In effect, the absence of continuity of karstic forms on the slope submitted to terrain movements poses the question of the existence of the karst prior to the

mise en place du mouvement, mais aussi de son fonctionnement sous la coulée (soutirage). Avec des glissements datés de l'Holocène, le karst peut donc être relativement ancien ou, au contraire, très récent. La karstification repose essentiellement sur les contrastes de perméabilité des formations géologiques et l'étagement des écoulements. Elle ne peut s'effectuer qu'en stade interglaciaire et plus précisément lors des phases ana- ou cataglaciale durant lesquelles le prélèvement évapotranspiratoire est moindre qu'aujourd'hui (Lejeune, 2005). La karstification est d'autant plus active en Montagne de Reims parce qu'elle s'inscrit dans des vallons où le recul régressif du permafrost s'exerce davantage (Devos, 2010). La karstification affectant à la fois les calcarénites et la craie est soit synchrone, soit héritée du recul de la couverture géologique assisté par les écoulements karstiques.

Conclusion partielle : L'exokarst de la Montagne de Reims

Le LiDAR est incontestablement un outil privilégié pour spatialiser les phénomènes karstiques de surface, notamment en domaine forestier privé à fort morcellement foncier, donc difficile d'accès, comme en Montagne de Reims. Mais la cartographie de l'exokarst nécessite non seulement une bonne résolution lors de l'acquisition durant la mission aérienne mais surtout un lourd traitement semi-automatique sous SIG, complété par des reconnaissances de terrain au niveau de plusieurs secteurs témoins.

L'organisation spatiale du liseré karstique de la Montagne de Reims présente une double discontinuité à la fois régionale et locale. À l'échelle régionale, le cadre morphostructural pourtant manifestement uniforme, cache de fortes variations latérales de faciès héritées des conditions de dépôt du Paléocène. La karstification se limite à l'existence des calcarénites à *Microcodium* dans la formation du Thanétien. Ces dernières, karstifiables et présentes principalement sur la terminaison orientale de la Montagne de Reims, calent un exokarst alimentant des systèmes karstiques qui concentrent les écoulements vers le karst de la craie. L'épaisseur de la couverture géologique, croissante en aval pendage, limite également la karstification des calcarénites et de la craie vers l'ouest.

À l'échelle locale, le karst est inféodé au réseau de talwegs avec une opposition nord-sud évidente. Le versant nord de la Montagne de Reims correspondant au front de la côte d'Île-de-France à peine festonné, est moins karstifié que le versant sud. Ce dernier, en position cataclinale et découpé par un réseau hydrographique bien hiérarchisé et incisé, lui confère la multiplication des affleurements des calcarénites, des niveaux de base locaux, de forts gradients

hydrauliques et un cloisonnement de l'espace. Cela multiplie les potentialités à l'installation des systèmes karstiques restreints, mais plus nombreux, dans les calcarénites, ce qui favorise la concentration des écoulements vers l'endokarst de la craie. Enfin, localement, le liseré karstique est interrompu par de nombreux mouvements de terrain sur le versant sud.

3.1.2.2 Endokarst

L'étude de l'organisation spatiale de l'exokarst permet de comprendre comment s'organisent les points d'infiltration concentrés en Montagne de Reims, mais cela ne permet pas d'avoir une compréhension complète des systèmes karstiques. Pour cela, une étude de l'endokarst est nécessaire.

Deux réseaux endokarstiques reconnus de la Montagne de Reims (Grande Fontaine de Verzy, rivière souterraine de Trépail) sur cinq (gouffre du Creusin, Fontaine Pleureuse et Queue de cochon) particulièrement étudiés dans le cadre de la thèse sont développés dans cette partie. Les résultats des topographies sont commentés sur leur différents indices morphométriques dans le but de déterminer les paramètres explicatifs du développement de ces réseaux, mais aussi de comprendre l'évolution spatiale des écoulements et d'améliorer la compréhension de la mise en place du karst de la Montagne de Reims.

3.1.2.2.1 la Grande Fontaine de Verzy

La Grande Fontaine de Verzy présente un développement de 629 m entre son exutoire (172 m) et le point le plus haut de son bassin-versant (190 m d'altitude), alors que la surface piézométrique de la nappe de la craie atteint 130 m en basses eaux (Rouxel-David *et al.*, 2002). C'est donc un réseau perché en zone vadose qui s'inscrit dans la zone d'infiltration de l'aquifère crayeux. Son accès se fait par une cave et une galerie artificielle qui court-circuitent une voûte mouillante dont l'accès reste complexe.

Le réseau s'organise selon deux grandes orientations : NNE-SSO proche de celle des couloirs de fracturation (Fig. 3.22 ; Allouc, 2013) qui semble conditionner l'axe de la Cuve dans laquelle s'inscrit le réseau, et NNO-SSE. Un collecteur actif recrute en rive gauche un affluent perché également pérenne. Mais l'analyse statistique de ses largeurs et de ses hauteurs de galeries (Fig. 3.23) témoigne de profils en trait de scie très étroits, largement observés sur les coupes d'habillage de la topographie souterraine (Fig. 3.24). En effet, la largeur moyenne est de l'ordre de 50 cm alors que les hauteurs sont très diversifiées et inférieures à 6 m. Son profil en long

(Fig. 3.25) montre, non seulement de faibles pentes, mais surtout un étagement de deux à trois galeries fossiles dont certaines permettent de court-circuiter des siphons ou voûtes mouillantes, beaucoup plus visibles sur les modèles en 3D (Annexe 3.2).

Les morphologies (marmites, spéléothèmes) font référence à des dynamiques d'incision à écoulements torrentiels à surface libre.

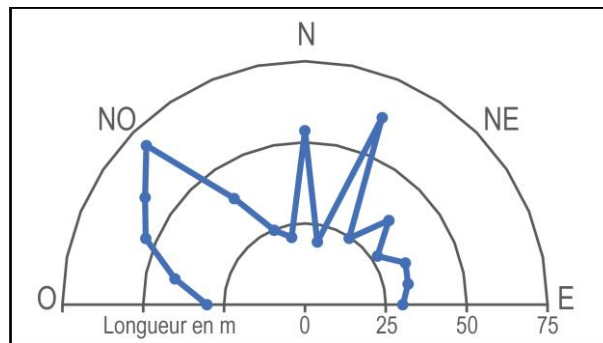


Fig. 3.22 : Orientations des galeries de la Grande Fontaine de Verzy (d'après Pettelat, 2021).

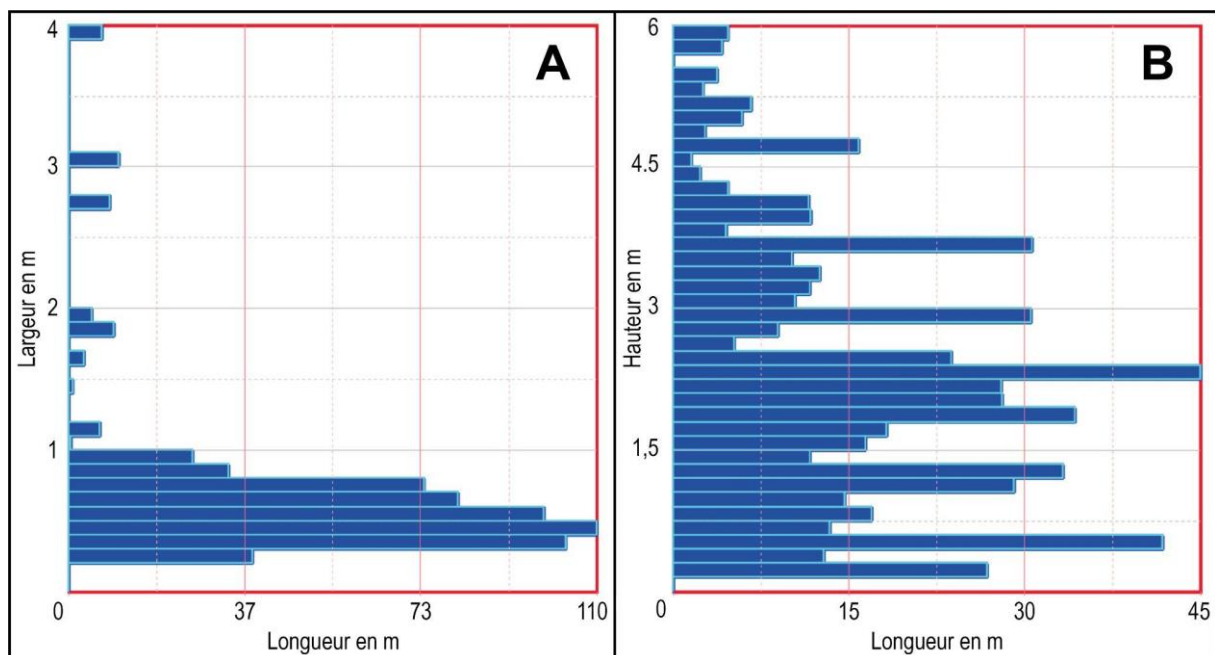


Fig. 3.23 : Graphique présentant la longueur cumulée par classe de largeur (A) ou de hauteur (B) des tronçons de la Grande Fontaine de Verzy (d'après Pettelat, 2021).

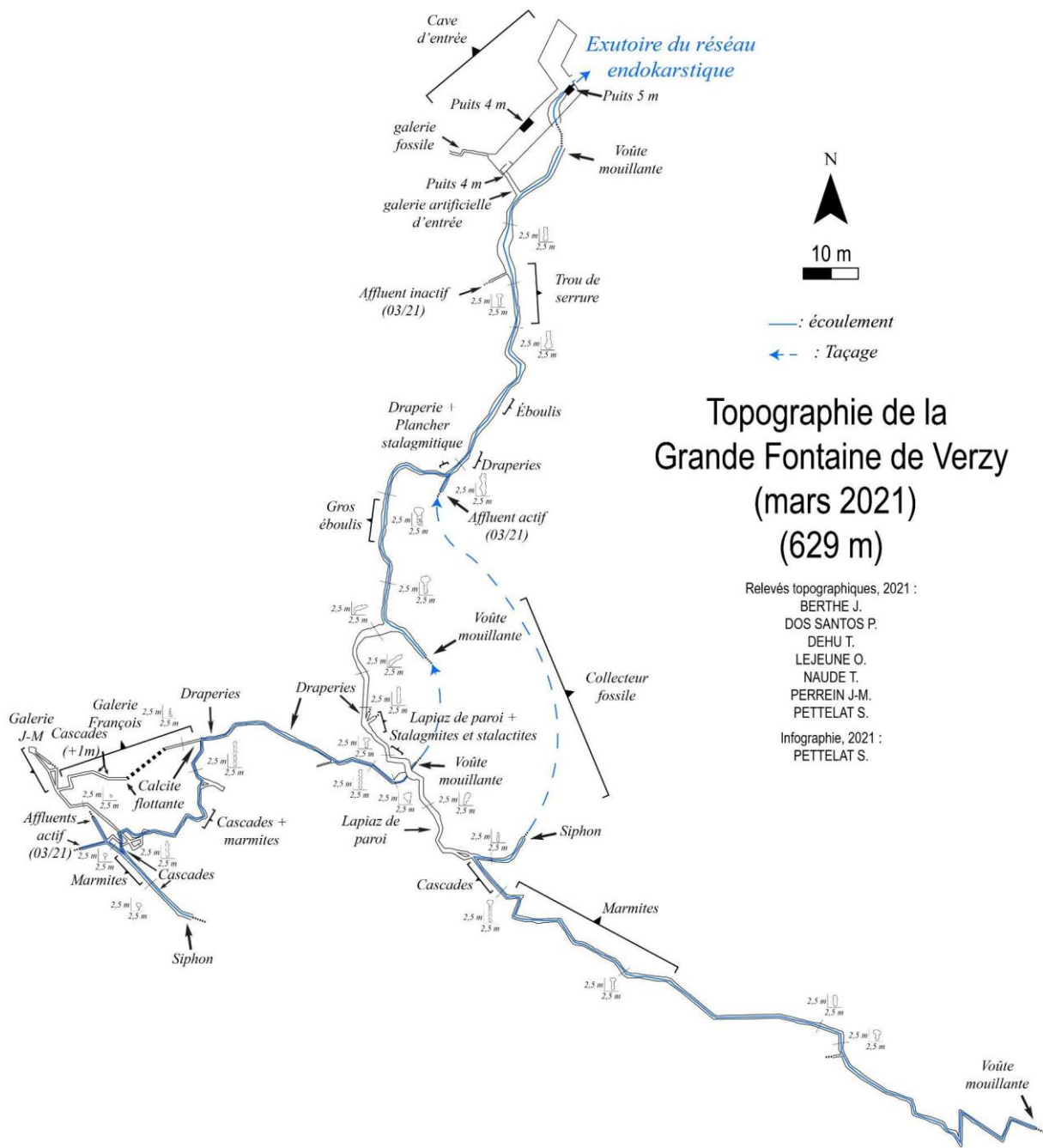


Fig. 3.24 : Topographie souterraine du réseau de la Grande Fontaine de Verzy (d'après Pettelat, 2021).

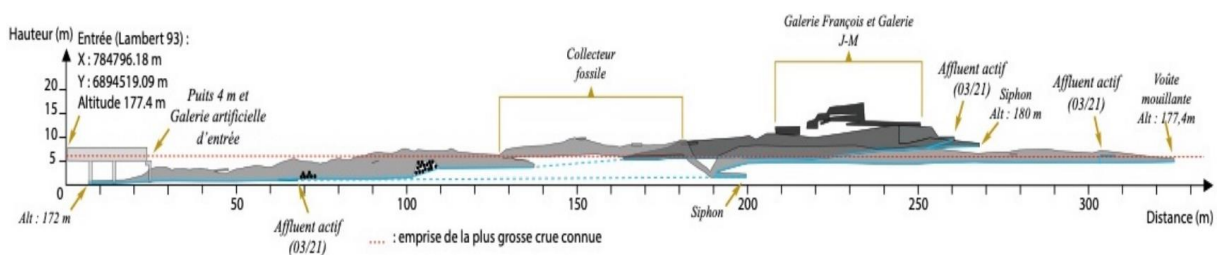


Fig. 3.25 : Profil altitudinal de la Grande Fontaine de Verzy (d'après Pettelat, 2021).

3.1.2.2.2 la Rivière souterraine de Trépail

La rivière de Trépail, avec son développement de 1180 m dont 760 m collecteur, serait le 5^e plus grand réseau de la craie en France (Damien, 2014). Son exutoire à 189 m d'altitude est une galerie creusée pour son captage AEP. Le collecteur principal d'orientation globale NNO-SSE (Fig. 3.26) se décompose en trois parties. La partie aval en trou de serrure est courte, avec un siphon, un plancher trépané par des pertes actives, une trémie et une pente longitudinale faible (Fig. 3.29). Elle s'inscrit dans la craie à surface libre, sans couverture géologique (Fig. 3.28).

La partie médiane, la plus longue, présente un profil transversal étroit en trait de scie de 7 m de hauteur (Fig. 3.27), en connexion avec un aven de plus de 28 m et une zone à cascades. Des galeries étagées et fossiles surplombent le collecteur d'une dizaine de mètres. Cette partie passe à l'aplomb du front de karstification ce qui explique la présence d'un gouffre aveugle. Elle est remarquablement calée sur la fracturation observée au plafond.

En amont, la troisième partie peut être appelée la "zone des siphons" car elle commence par un siphon (siphon Martel) qui peut être contourné par une galerie fossile et un puits de moins de 10 m pour rejoindre un nouveau siphon et enfin finir dans une galerie comblée par une trémie vers 212 m d'altitude. Cette partie s'inscrit sous une couverture tertiaire représentée par les calcarénites et les argiles de l'Yprésien. Le dénivelé total du collecteur est de 23 m. Les deux orientations préférentielles orthogonales qui ressortent (NNO-SSE ou N320° et NE-SO ou N45°) correspondent respectivement à l'axe du vallon où s'inscrit le réseau et aux couloirs de craies hydrofracturées (Allouc, 2013).

Les morphologies récurrentes (galeries fossiles, sections en trou de serrure et en trait de scie, marmites, coupes, cupules, coups de gouges, lapiés de parois, spéléothèmes) témoignent d'une évolution paragenétique polyphasée (Fig. 3.30).

Les galeries fossiles en trou de serrure, perchées à une vingtaine de mètres (niveau I), une douzaine de mètres (niveau II) et à 7 m (niveau III) au-dessus du collecteur actuel, témoignent d'un écoulement noyé d'abord syngénétique (conduite forcée) victime d'un abaissement du niveau de base sans doute corrélative à l'incision des vallées. Le niveau IV, correspondant à celui du collecteur actuel, semble également victime de cette incision avec les pertes observées en aval, ce qui condamne, à terme, la prise d'eau AEP.

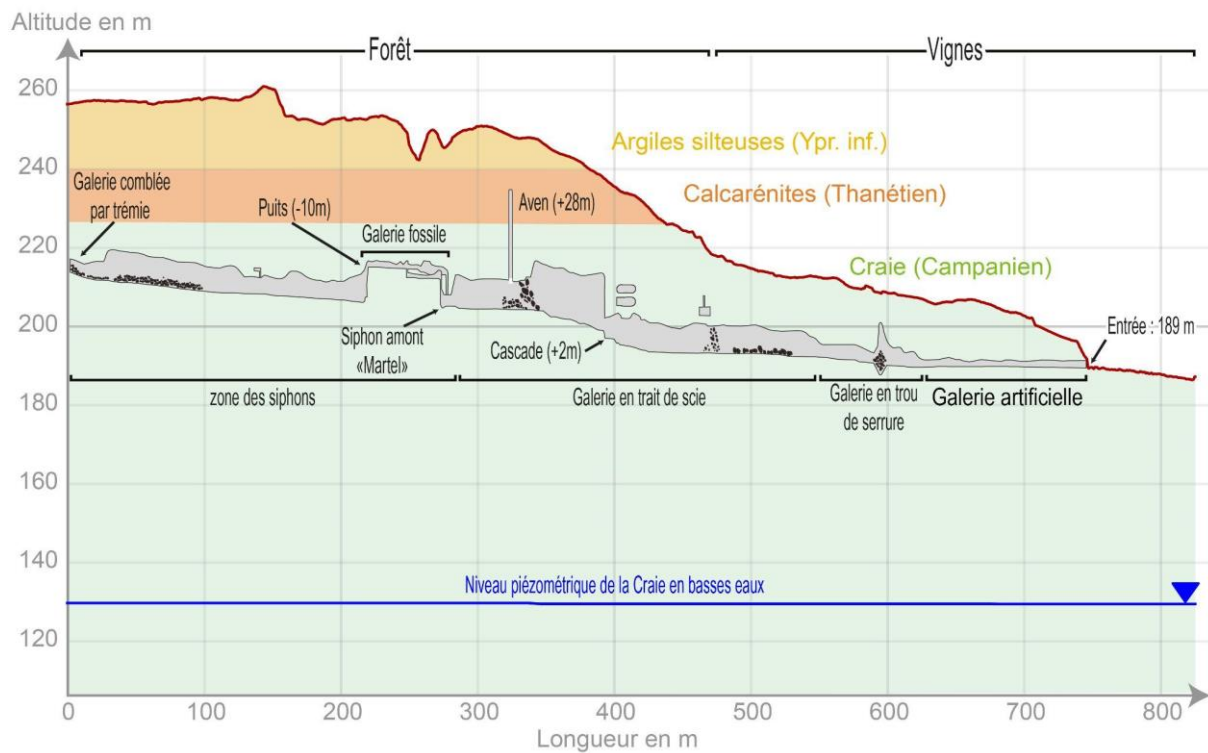


Fig. 3.28 : Vue en coupe du réseau de Trépail (d'après Damien, 2014).

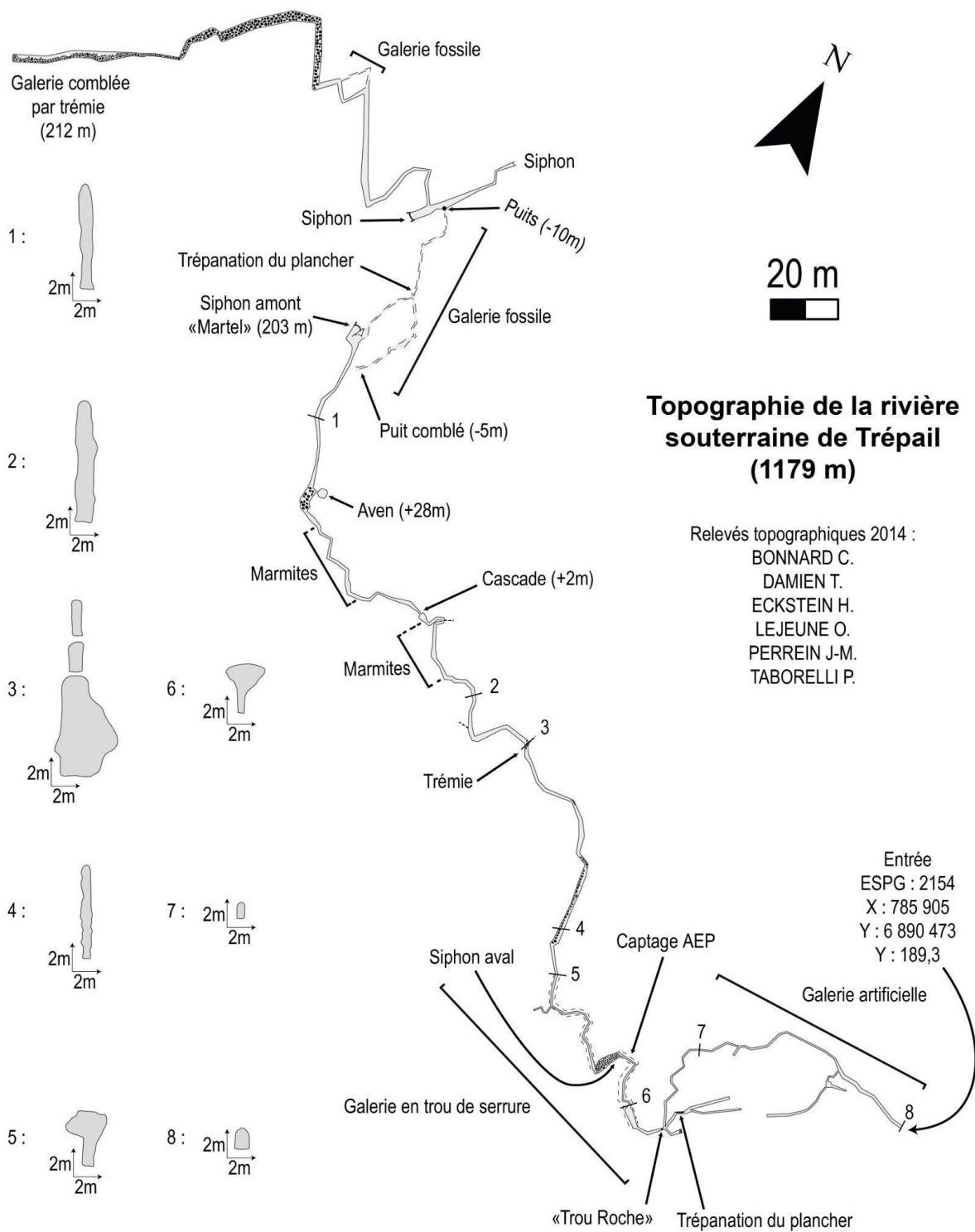


Fig. 3.29 : Topographie souterraine du réseau endokarstique de Trépaill (d'après Damien, 2014).

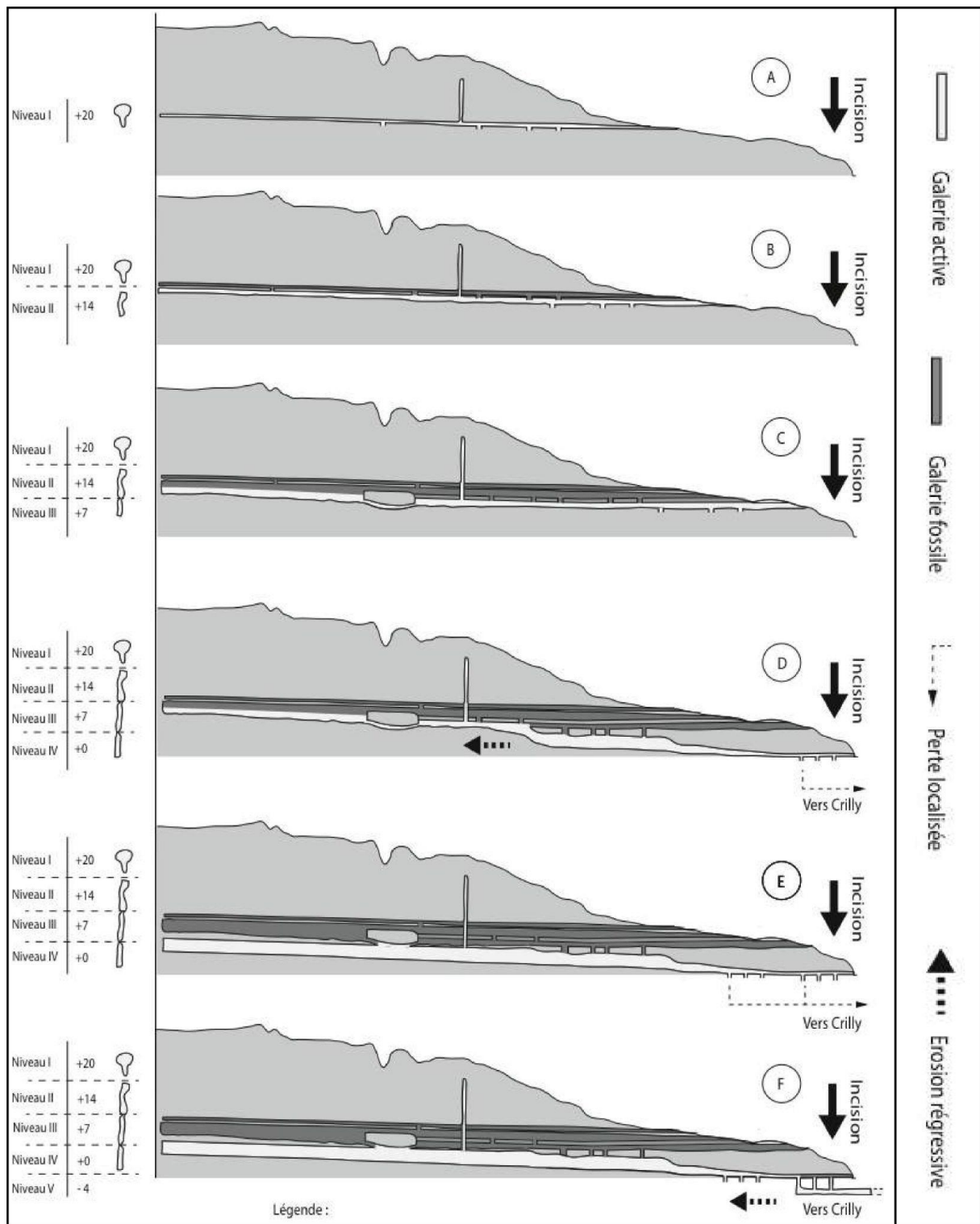


Fig. 3.30 : Modèle d'évolution du réseau de Trépail (d'après Damien, 2014).

3.1.2.3 Les systèmes karstiques

La superposition des morphologies karstiques de surface (recensées au LiDAR) et souterraines (relevées par topographie spéléologique) montre une organisation en systèmes karstiques bien différenciés (Pleureuse, Trépail, Grande Fontaine).

La répartition de l'exokarst obéit au cadre morphostructural et à la géométrie du front de karstification sous la dépendance des variations latérales et verticales de faciès. Cette répartition touche particulièrement les têtes de vallons du bassin de la Livre (Trou de la Baticaude) pour le secteur de Trépail (vallons karstiques). Les traçages colorimétriques réalisés témoignent de captures hydrologiques réalisées par le karst au profit des écoulements anaclinaux du front de côte (Lejeune, 2007 ; Fig. 3.31) et aux dépens des écoulements de surface cataclinaux (bassin de la Livre). Pour le réseau de la Grande Fontaine de Verzy, les phénomènes de surface s'égrènent sur le front de côte le long du contact Yprésien/Thanétien, sur le replat des calcarénites et en contrebas de coulées de mouvements de terrain. Le collecteur, en longeant ce contact, recrute logiquement son seul affluent, sans doute alimenté par le front de karstification exclusivement situé en rive gauche (Fig. 3.32).

Les réseaux endokarstiques sont généralement installés dans des vallons en berceau (Trépail) ou des formes en amphithéâtre sur les versants (Grande Fontaine) selon des orientations préférentielles orthogonales (NE-SO et NNO-SSE) dans la craie dont la première rappelle celle des couloirs de craies hydrofracturées (Allouc *et al.*, 2020). Le réseau de fracturation de détente mécanique inhérent aux vallons et vallées semble aussi caler les orientations des collecteurs. Ces dernières sont donc sous la dépendance à la fois des orientations tectoniques de la craie mais aussi de la détente mécanique de versant (Devos *et al.*, 2012, Pierre *et al.*, 2017).

Pour le réseau de la Pleureuse (Fig. 3.33), les orientations diffèrent, car il est inscrit dans les calcarénites du Thanétien (N-S et E-O).

Le calage altitudinal des collecteurs confirme les écoulements en zone vadose au-dessus de la nappe de la craie, comprise entre 120 et 150 m au niveau du plateau de Saint-Basle (Rouxel-David *et al.*, 2002). Le sens des écoulements souterrains s'effectue depuis les collecteurs perchés en zone vadose vers les niveaux de base situés à une vingtaine de mètres sous ces derniers, conformément au gradient hydraulique et au drainage de la Vesle au nord et de la Marne au sud de l'interfluve.

L'évolution du karst de la Montagne de Reims est complexe et polyphasée. En effet, les profils transversaux des conduits endokarstiques reconnus spéléologiquement témoignent de phases syngénétiques et paragénétiques (Harmand *et al.*, 2017). L'étagement des réseaux endokarstiques montrent que la karstification est intimement liée à l'incision des vallées (Harmand *et al.*, 2017) et au dégagement de la cuesta. De plus, le fait que le réseau se trouve en zone vadose témoigne d'une hystérèse probable dans la karstogénèse. Cela invite à proposer l'hypothèse d'une karstification calée sur la surface piézométrique de la craie dont l'altitude diminue corrélativement à l'incision des vallées, ce qui expliquerait l'étagement des réseaux endokarstiques avec des galeries fossiles perchées et la galerie paragénétique en trou de serrure dans la partie aval. Cela se traduit par une dynamique d'incision des collecteurs pour rattraper celle des vallées, mais avec un temps de retard. Cela explique également les pertes dans la partie aval du collecteur de Trépail.

À ce titre, le karst de la Montagne de Reims s'intègre en zone d'infiltration et non en zone noyée, ce qui l'écarte d'un système annexe (Mangin, 1975). Les exutoires qui ont fixé l'installation humaine au niveau des villages de Trépail, et Verzy restent effectivement perchés sur la côte d'Île-de-France.

L'apport du LIDAR permet de croiser sous SIG, les différents calques de l'information spatiale (drains, exokarst, endokarst, piézométrie) et de proposer un schéma d'écoulement pour chaque système karstique (partie 4) où les interactions ou connexions hydrauliques entre les écoulements de surface et l'endokarst sont découvertes.

Mais il ouvre surtout de nouvelles perspectives vers d'autres systèmes karstiques potentiels et méconnus, notamment à l'ouest de la Montagne de Reims, en rive droite de la Livre (*e.g.*, système de la source de la Trinité à Louvois, vallée de la Lingonne ; Fig. 3.16). Si les phénomènes d'infiltration des systèmes karstiques sont révélés au LiDAR, leurs exutoires restent néanmoins peu connus ou confinés sous couverture alluviale ou colluviale. L'analyse spatiale des écoulements en période d'étiage de la partie 4 répond en partie à cette problématique.

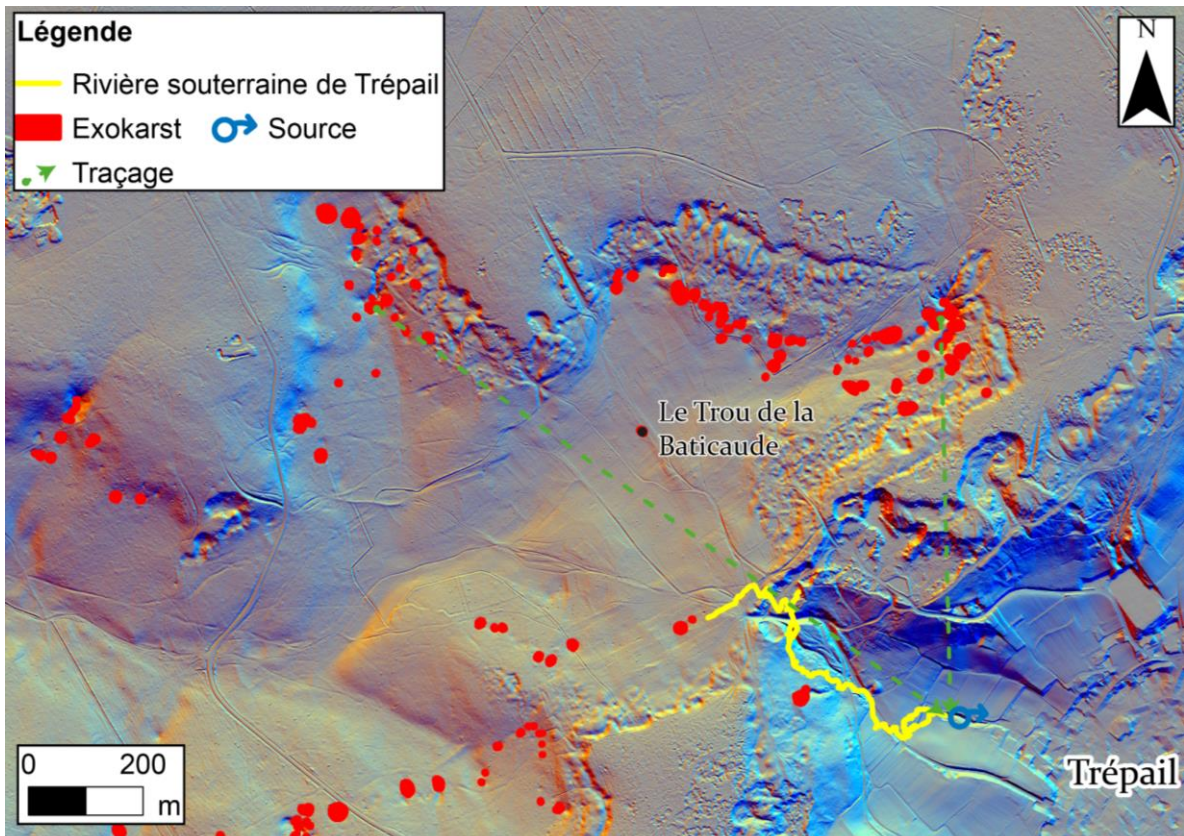


Fig. 3.31 : Exo- et endokarst de la Rivière souterraine de Trépail.

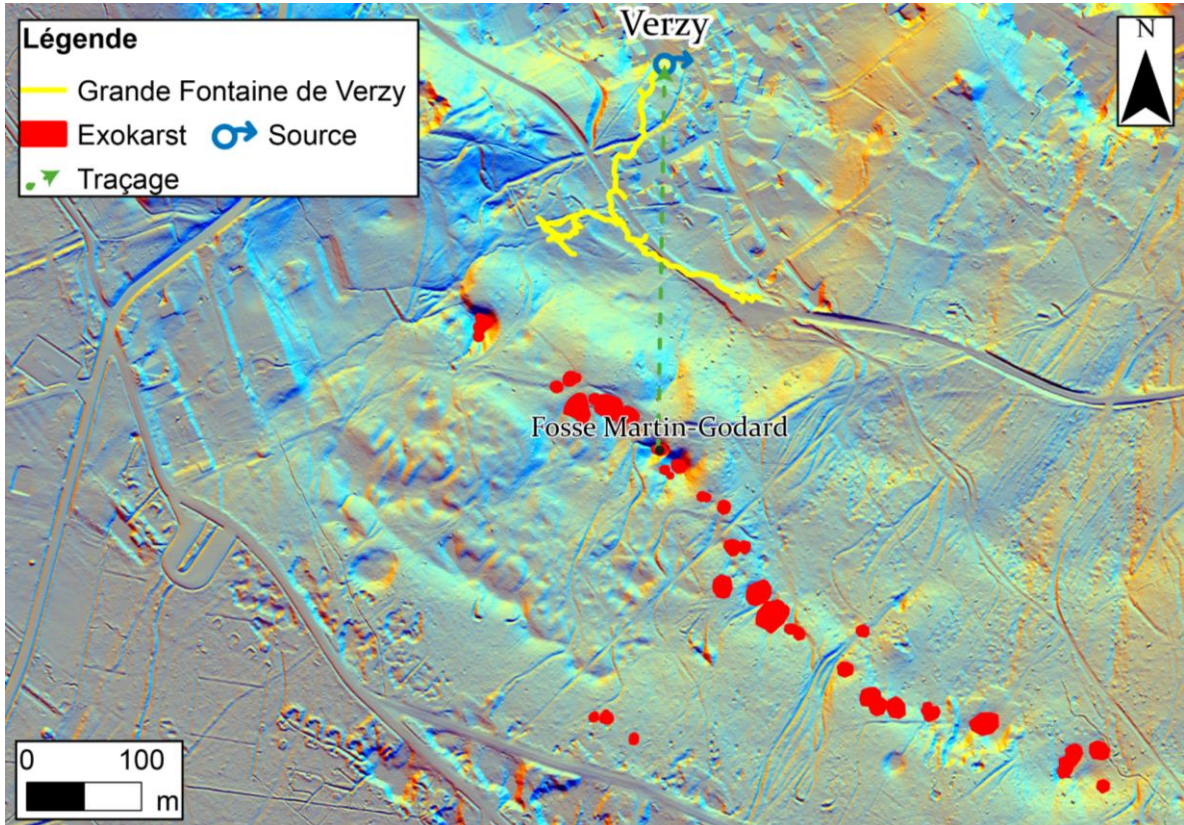


Fig. 3.32 : Exo- et endokarst de la Grande Fontaine de Verzy.

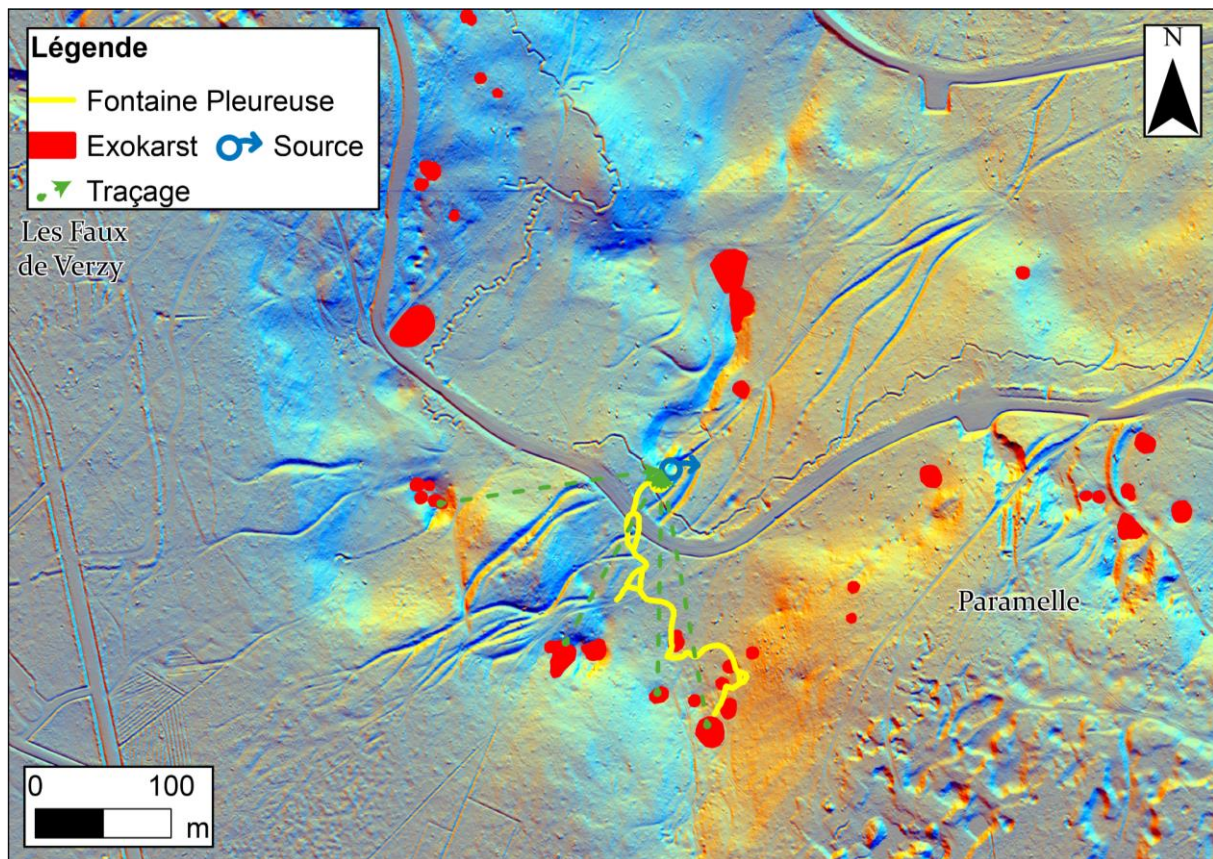


Fig. 3.33 : Exo- et endokarst du système karstique de la Pleureuse.

3.2 Structures anthropiques révélées au LiDAR

Les résultats du traitement des images LiDAR témoignent de nombreuses structures anthropiques qui constituent et participent à l'hydrosystème. L'effort du travail porte essentiellement sur les fossés de drainage des plateaux, sur les sites d'extraction de géomatériaux (carrières), et sur les polémoformes qui contribuent à la création de masses d'eau et au cheminement des écoulements. Les autres structures ne participant pas ou qu'à la marge à l'hydrosystème, et dont l'étude peut faire l'objet d'une thèse à part entière (*e.g.*, David, 2023), sont traitées sans inventaires exhaustifs par l'intermédiaire d'études de cas.

3.2.1 Les fossés

Les fossés constituent un groupe d'objets dont l'étude en contexte agricole permet d'appréhender les dynamiques d'écoulement superficiel (Kao, 2008 et Henine, 2010) mais qui sont peu étudiés en forêt, où ils sont généralement associés au réseau viaire (David, 2018) ou aux polémostructures. (De Matos-Machado *et al.*, 2016 ; Taborelli *et al.*, 2017). Pourtant les observations de terrain mettent en évidence une grande pluralité de fossés en Montagne de Reims (Fig. 3.34), qui par leur morphologie constituent des lieux privilégiés de transferts de masse d'eau.

L'analyse qui suit n'aborde que rapidement les fossés liés aux réseaux viaires actuels et n'aborde pas les polémoformes linéaires qui seront traitées dans la partie dédiée aux structures de guerres bien qu'ils s'agissent par définition de fossés.

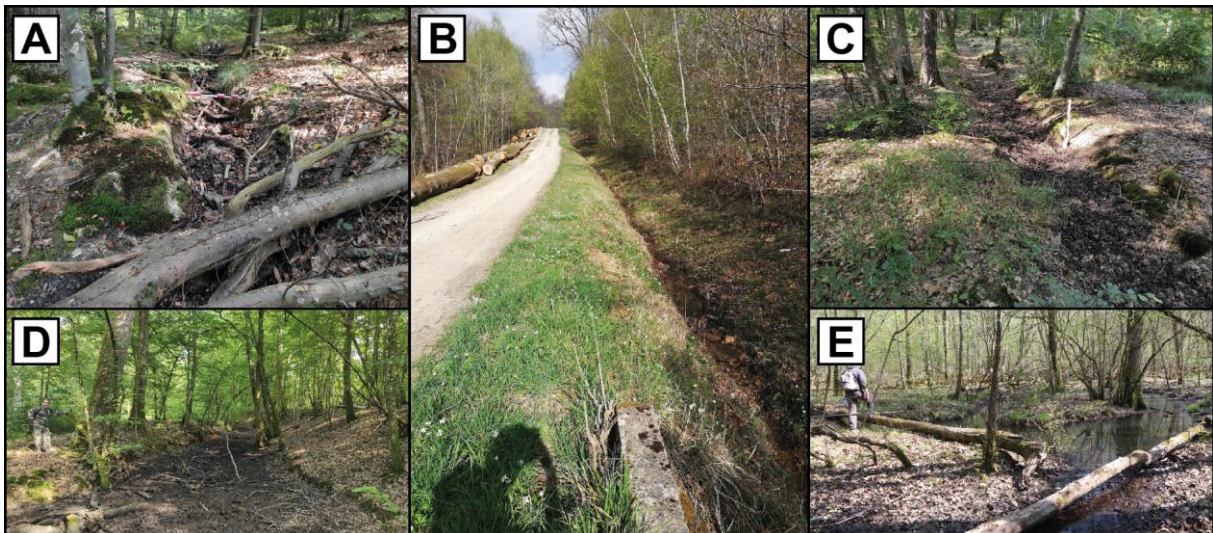


Fig. 3.34 : Exemple de fossés en Montagne de Reims.

A. Fossé anthropique installé dans un glissement de terrain (le fond du lit rocheux atteste d'une forte activité hydraulique ; B. Fossé routier en eau (exutoire d'une buse béton4 au premier plan ; C. Fossé installé au pied d'une cicatrice d'arrachement de glissement de terrain (vraisemblablement pour collecter l'écoulement des sources mises à nu) ; D. Fossé collecteur en aval de la digue d'alimentation des douves du château de Vernay ; E. Fossé organisé en polygone correspondant éventuellement à du parcellaire ennoyé.

3.2.1.1 Inventaire et analyse spatiale des fossés

La cartographie des fossés visibles sur le MNT LiDAR atteste de l'omniprésence de ces structures drainantes (Fig. 3.35). Les 791 réseaux de fossés ont été mis en évidence par la cohérence de leur organisation spatiale, et l'existence d'un exutoire simple ou multiple. Leur développement total est de 650 km pour 245 km². Cette densité moyenne linéaire d'environ

2,6 km/km² peut s'expliquer non seulement par la faible pierrosité du milieu mais aussi par la nécessité de drainage des eaux. La première hypothèse privilégie les formes en creux pour des artefacts archéologiques (*woodbank*, paléoparcellaire) qui jouent aussi un rôle hydrologique. La seconde est évidemment liée à l'hydromorphie des sols des plateaux sur les Argiles à Meulières.

Mais ces chiffres cachent une forte hétérogénéité spatiale au sein de l'emprise du secteur d'étude du fait de la concentration majoritaire des fossés sur les plateaux (notamment sur le plateau de Saint-Basle) sur lesquels la densité s'élève à 4,3 km/km² (403 km/94 km²), contre 1,6 km/km² retrouvé sur les versants (151 km / 235 km²). Les réseaux de fossés sont sensiblement plus développés à l'est de la Montagne de Reims corrélativement aux faciès argileux géologiques décrits précédemment. À l'ouest, dans le bassin de l'Ardre, ils sont moins présents, surtout en rive droite, armée par les calcaires lutétiens. Cependant, sur les plateaux du Bartonien plus humides, dans le Tardenois, les fossés de drainage sont encore représentés.

L'organisation spatiale des réseaux de fossés associés au réseau viaire actuel est méridienne, ce qui témoigne de la répulsivité de la Montagne de Reims, qui reste un obstacle à franchir entre Reims et Épernay ou entre les vallées de la Vesle et de la Marne. Ces fossés sont en connexion hydraulique avec les autres réseaux de drainage. Des voies secondaires et perpendiculaires desservent les rares villages de Saint-Imoges, Germaine, Ville-en-Selve ou correspondent à des routes forestières. L'organisation spatiale des fossés ne permet pas d'obtenir une compréhension exhaustive des systèmes de fossés en Montagne de Reims, c'est pourquoi la morphologie, le fonctionnement actuel et la génétique sont abordés par le biais de typologies.

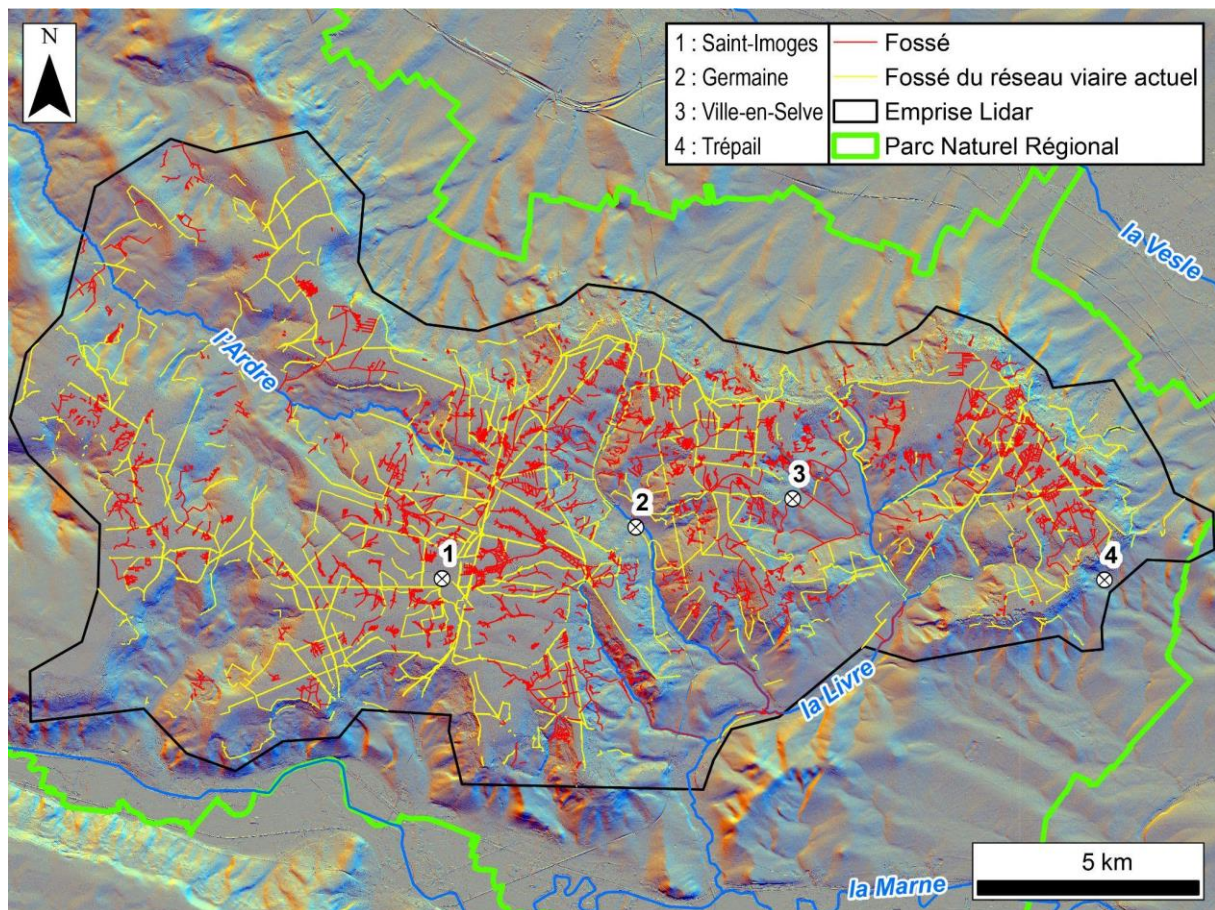


Fig. 3.35 : Carte des réseaux de fossés en Montagne de Reims relevés au LiDAR (les fossés des polémoformes sont exclus, d'après : BD fossé ; d'après Alou, 2021).

3.2.1.2 Typologie et analyses statistiques des réseaux de fossés

Les réseaux de fossés peuvent-être analysés selon différents critères, dont le plus abordable est l'organisation spatiale qui s'organise en trois groupes. Les réseaux simples, présentant une seule organisation spatiale, et les réseaux mixtes et composés, composés respectivement de deux organisations spatiales ou plus, sont considérés comme hiérarchisés. Le troisième groupe est constitué des drains présentant une cohérence spatiale sans connexion hydraulique (Fig. 3.36).

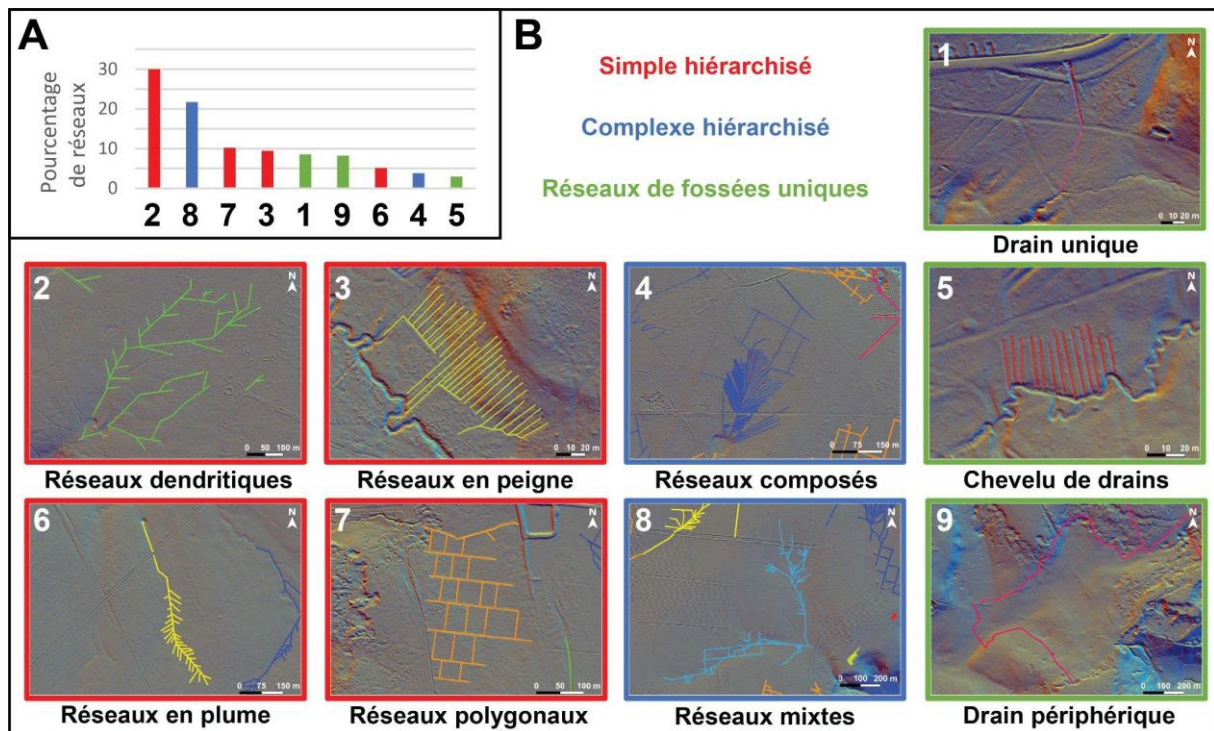


Fig. 3.36 : Typologie morphologique des réseaux de fossés.
 A. Pourcentage de réseaux appartenant à chaque classe typologique ; B. Classes typologiques (d'après Berthe et al., à paraître).

De façon plus précise, les réseaux hiérarchisés sont composés de deux types. Le premier regroupe des réseaux qui possèdent une véritable organisation de leurs fossés, hiérarchisés autour d'un collecteur. C'est le cas des réseaux dendritiques (hiérarchisation), en peigne (une série de fossés parallèles se jetant dans un collecteur périphérique en aval), en plume (un fossé collecteur central collectant une série de fossés élémentaires) et polygonaux (réseau formant des polygones caractéristiques).

Le second type regroupe les fossés élémentaires ou multiples sans connexion, tels que les drains uniques (fossé à la géométrie simple), les drains périphériques (fossé unique à la géométrie complexe) et le chevelu de drains (fossés multiples, sans drain collecteur).

La typologie morphologique des réseaux de fossés montre que la majeure partie de ces réseaux s'organise de façon dendritique (30 %) ou mixtes (20 %), donc de manière hiérarchisée vers un drain collecteur. Les autres types morphologiques (unique, polygonal, peigne, périphérique, plume, chevelu, composé) constituent chacun moins de 10 % de l'effectif total.

La typologie hydrologique repose sur le type d'exutoire des réseaux de fossés. Il peut être naturel lorsque le fossé est en tête d'un cours d'eau (rhéocrène) ou d'un phénomène exokarstique (gouffre et doline) lui affectant un caractère endoréique (Fig. 3.37).

L'exutoire peut également être d'origine anthropique s'il correspond à un autre réseau de fossés, à un plan d'eau aménagé (*e.g.*, douves, étangs ; exutoire limnocène) ou à un ouvrage de drainage souterrain (buse). Enfin, certains réseaux se distinguent par un écoulement diffus sans exutoire sur les versants.

La distribution de la typologie hydrologique témoigne d'une grande diversité de types d'exutoire, qu'ils soient anthropiques ou naturels. En possédant presque tous un exutoire (*c.* 95 %), ces réseaux de fossés affectent nécessairement les écoulements en Montagne de Reims en s'intégrant à l'hydrosystème et en contribuant à la modification des modalités de concentration des eaux.

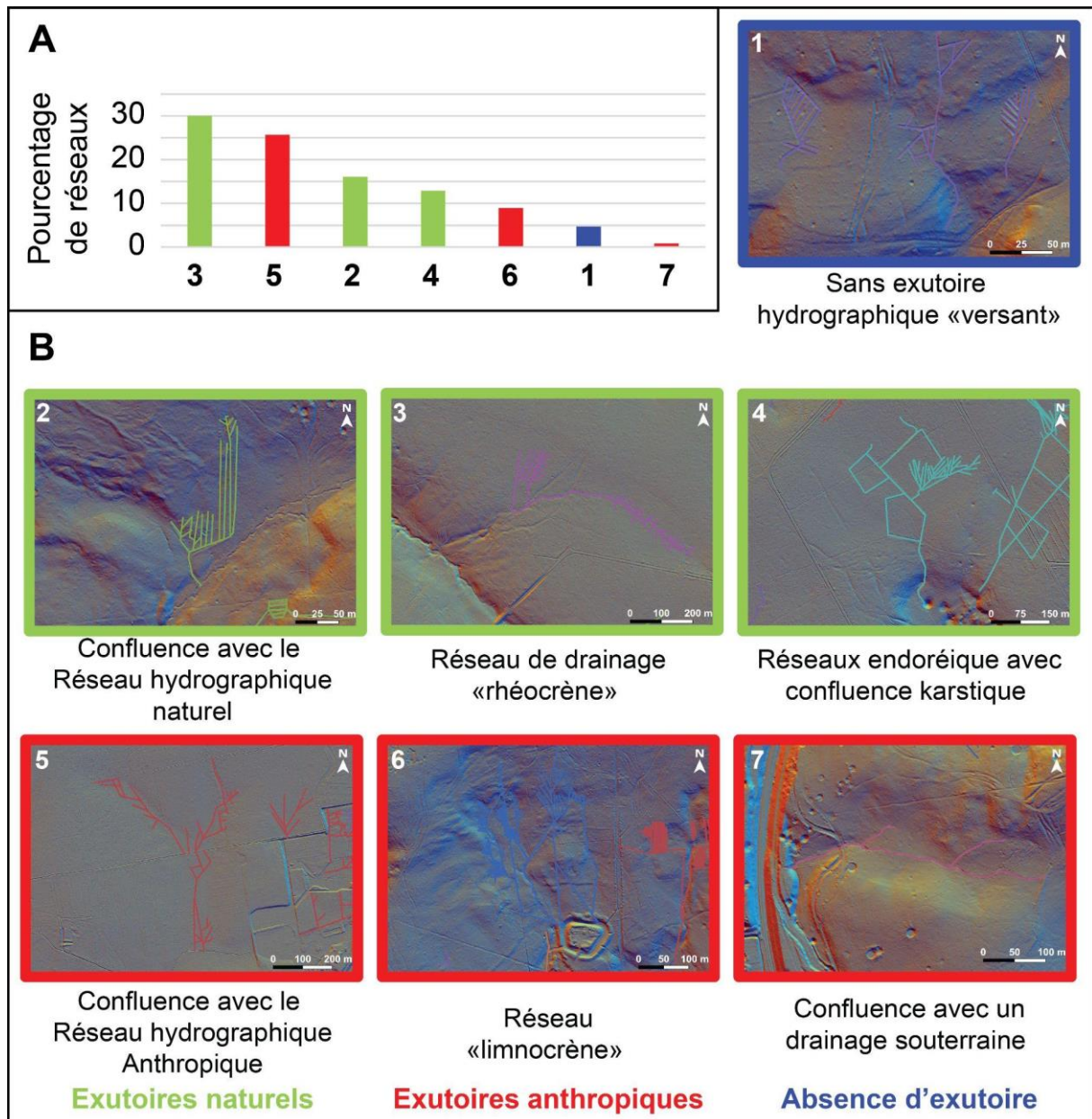
En effet, les réseaux de fossés inscrits en tête des vallons d'ordre 1 entraînent une augmentation des dynamiques de drainage dans les vallons impactés. Cependant, les réseaux de fossés creusés sur les interfluves et sur des cols topographiques, comme ceux associés à la morphologie du parcellaire et au réseau viaire et connectés au réseau hydrographique, risquent d'impacter davantage les écoulements en augmentant ou en diminuant la surface du bassin d'alimentation.

Enfin, une dernière typologie sur l'usage historique des réseaux de fossés est proposée. Dans l'état actuel des connaissances, la typologie génétique se base uniquement sur une approche interprétative des structures encore présentes et sur le croisement avec des données archivistiques largement incomplètes. Dans certaines organisations parcellaires, les réseaux de fossés peuvent matérialiser des paléolimites de parcelles potentiellement drainantes (*woodbank* attestés par le cadastre). La fonction de ces réseaux de fossés peut également être dédiée au drainage (fossés en parallèle du réseau viaire), purement agricoles, tel qu'à l'intérieur des paléoparcelles culturales (billons, ados, planches ; Sittler et Hauger, 2007) ou encore produits dans le but d'abonner des milieux palustres en évacuant l'eau des zones humides (drainage superficiel). Les fossés sont enfin voués à l'adduction de l'eau, d'une pièce d'eau vers un exutoire (Fig. 3.38).

La distribution de la typologie génétique montre clairement que la majorité des fossés (60 %) sert à évacuer les eaux excédentaires, que ce soit par le creusement de véritables fossés ou par des pratiques agricoles comme les billons de cultures.

La volonté d'évacuer les eaux et de lutter contre l'hydromorphie des sols semble sans équivoque. Les réseaux de fossés sont nombreux et denses, et manifestement bien structurés et hiérarchisés afin d'optimiser l'efficacité du drainage, telle que l'exprime la situation des

exutoires, le plus souvent situés sur les versants (donc à l'extérieur des plateaux). Cette cohérence systémique apparente, révélée par la reconstitution LiDAR de la microtopographie, invite à être questionnée et relativisée dans



*Fig. 3.37 : Typologie hydrologique des réseaux de fossés.
A. Pourcentage de réseaux appartenant à chaque classe typologique ; B. Classes typologiques (d'après Berthe et al., à paraître).*

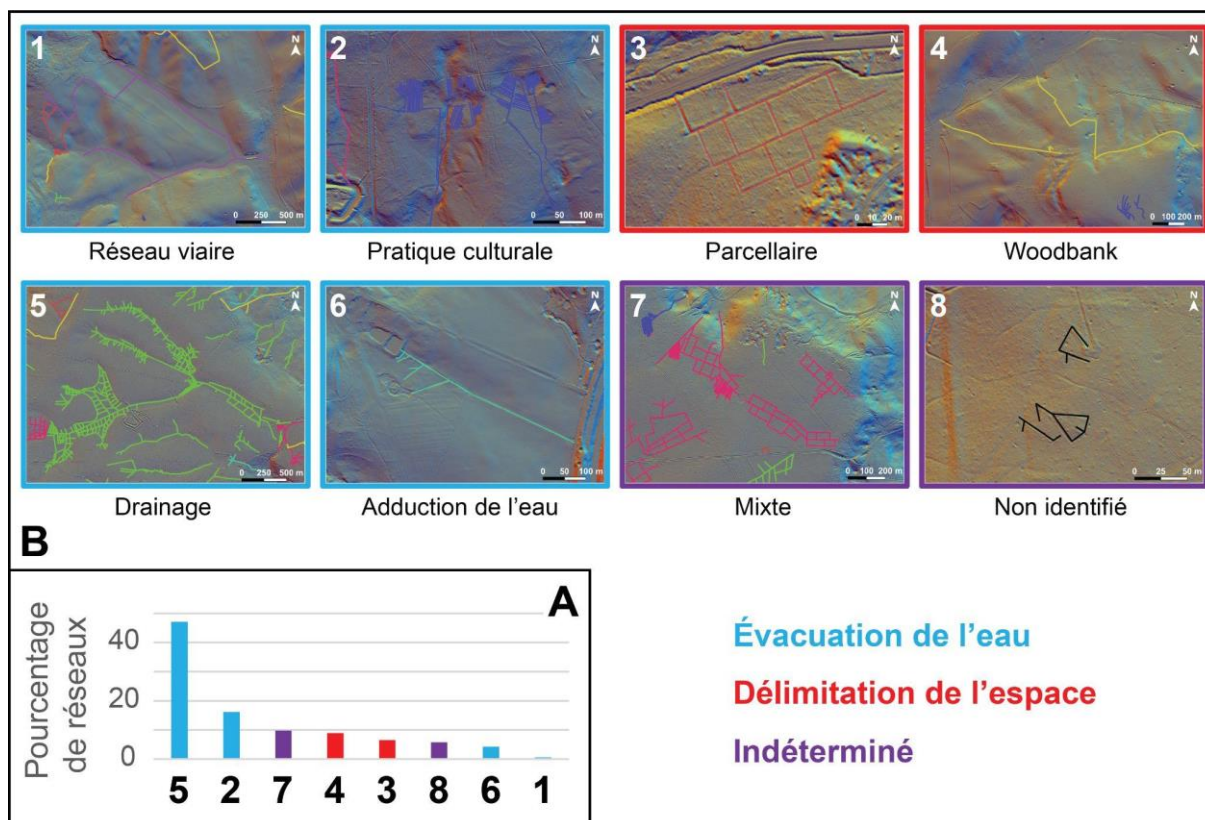


Fig. 3.38 : Typologie génétique des réseaux de fossés.

A. Pourcentage de réseaux appartenant à chaque classe typologique ; B. Classes typologiques (d'après Berthe et al., à paraître).

3.2.1.3 Impact des réseaux de fossés sur la géométrie des bassins-versants

L'étude des fossés révèle un impact hydrodynamique sur les écoulements en Montagne de Reims potentiellement important. En effet, la surface des bassins-versants impactés par le drainage anthropique concerne la majorité du secteur étudié. L'impact est soit positif (augmentation de la surface du bassin d'alimentation), soit négatif (diminution de cette surface) pour les bassins respectivement bénéficiaires et déficitaires (Fig. 3.39).

L'analyse statistique faite sur les 791 réseaux de fossés, montre que si les surfaces modales des surfaces gagnées par le drainage anthropique restent modestes (moins de 20 ha), leur effectif ou leur récurrence est frappant. En effet, 79 % des bassins-versants voient leurs surfaces affectées par un réseau de fossés en Montagne de Reims, dont 47 % des bassins sont bénéficiaires contre 32 % déficitaires ou amputés de leurs surfaces *via* les réseaux de drainage (Fig. 3.40).

Ces fossés sont associés à des pratiques agricoles qui témoignent d'une volonté de drainage des sols comme les billons de culture ou ados sur des paléoparcelles. Ces réseaux, en concentrant

les flux vers des exutoires privilégiés, notamment karstiques ou hydrographiques, augmentent ou “revitalisent” l'hydrodynamisme de ces derniers. Les ravins décrits ci-après sont manifestement l'expression de cette revitalisation des écoulements, ce qui témoigne du forçage humain dans l'hydrosystème durant les époques Moderne et contemporaine. L'hydrodynamisme des ravins est donc dépendant des réseaux de fossés de drainage anthropique révélés par l'approche LiDAR, ce qui conforte une genèse holocène avec une activation exacerbée durant l'époque Moderne.

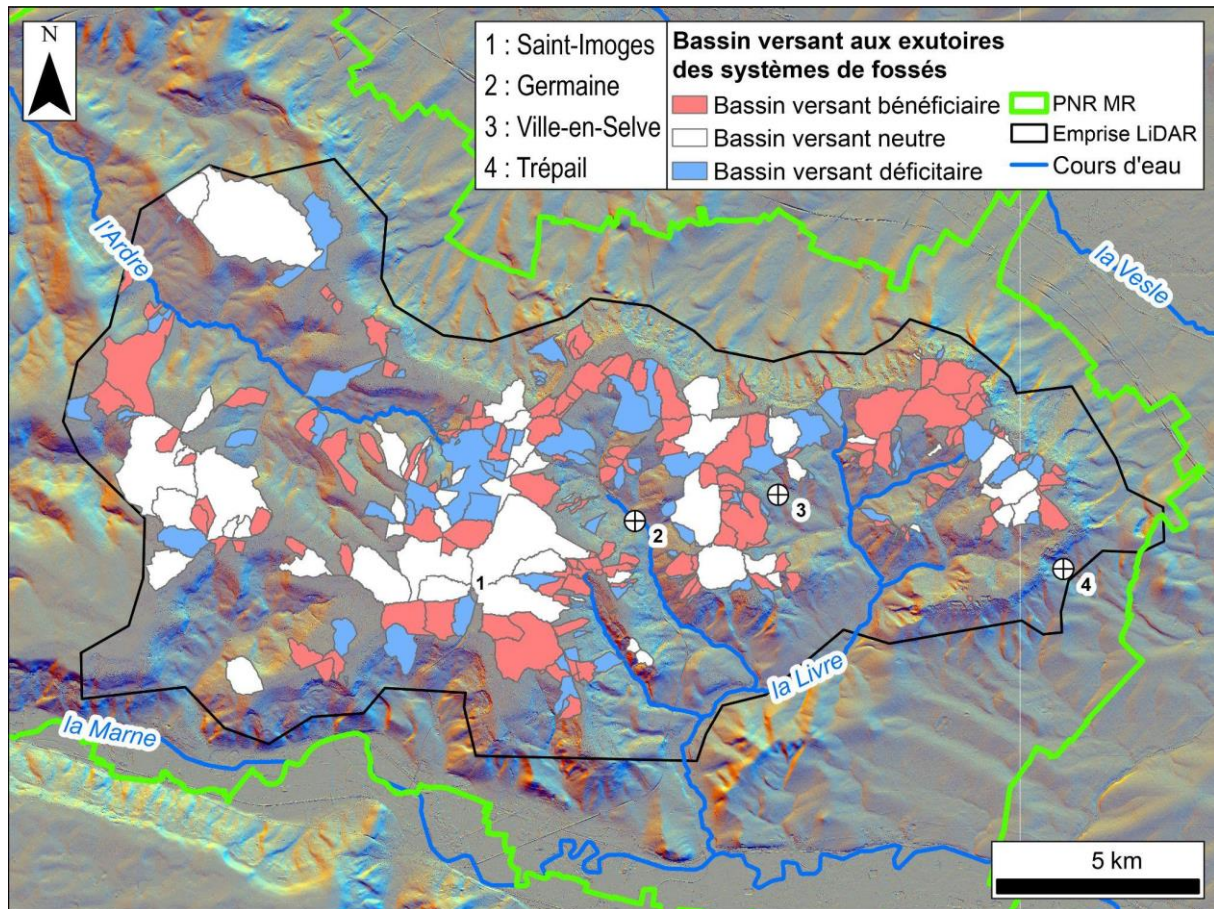


Fig. 3.39 : Cartographie présentant l'impact des réseaux de fossés sur la surface des bassins à leur exutoire (d'après Alou, 2021).

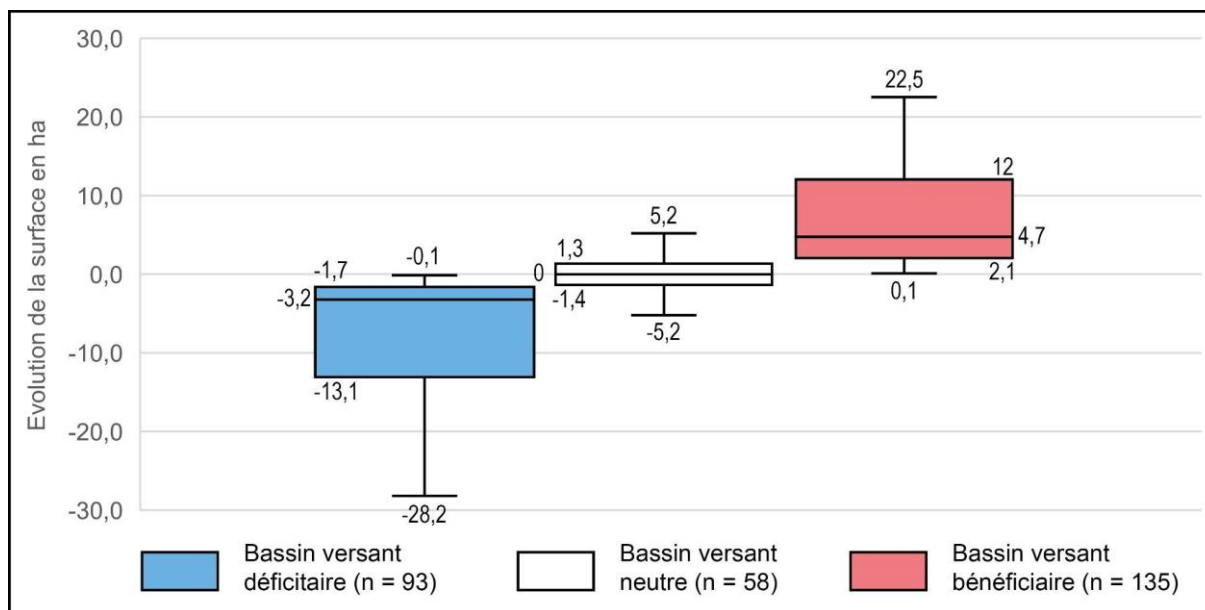


Fig. 3.40 : Boîte à moustaches présentant l'impact des réseaux de fossés sur la surface de leur bassin-versant à leur exutoire.

Les bassins-versants sont répartis en trois groupes : les bassins-versants ayant perdu plus de 10 % ; les bénéficiaires ayant gagné plus de 10 % de surface de bassin-versant ; les bassins-versants ayant une modification de leur surface comprise entre +/- 10 % considérés comme non modifiés (neutre) compte tenu des biais de la méthode (d'après, Alou, 2021).

3.2.2 Sites d'extraction

L'observation des cartes postales anciennes des carrières de Verzy et des sites d'extraction à l'abandon montre le degré d'envoie des carrières durant leur exploitation (Fig. 3.41).

À ce titre, les sites d'extraction de géomatériaux constituent potentiellement des zones tampons dans l'hydrosystème, car ils accumulent les précipitations et les ruissellements sur les plateaux en formant des plans d'eau, et favorisent la vidange aquifère à leurs bordures.

Ces espaces, définis simplement comme des zones où l'homme prélève et exporte les formations géologiques ou superficielles, prennent de multiples formes.

Il existe en Montagne de Reims une grande diversité de géomatériaux potentiellement exploitables (cf. partie 1.2.1). Ces matériaux, imperméables sur le plateau mais à perméabilité très contrastée sur les versants et le rebord de côte, conditionnent les modalités d'écoulement et les ressources en eau.

Cette sous-partie présente une synthèse des inventaires cartographiques préexistants afin de produire une base de données historiques confrontée à l'inventaire LiDAR. À l'issue de cette

partie, 97 carrières détectées sur les deux inventaires font l'objet d'une analyse statistique qui identifie les géomatériaux exploités.

Dans un second temps, l'inventaire LiDAR est également exploité pour appréhender l'organisation spatiale et le contexte géomorphologique des sites d'extraction.

Cela permet de produire une typologie en quatre types de carrières à ciel ouvert et en deux types d'extraction souterraine (largement minoritaires) confrontée aux contextes lithologiques et géomorphologiques conditionnant l'hydrodynamisme du milieu.

L'impact des carrières sur la création de plan d'eau est enfin présenté en fonction des différentes typologies.

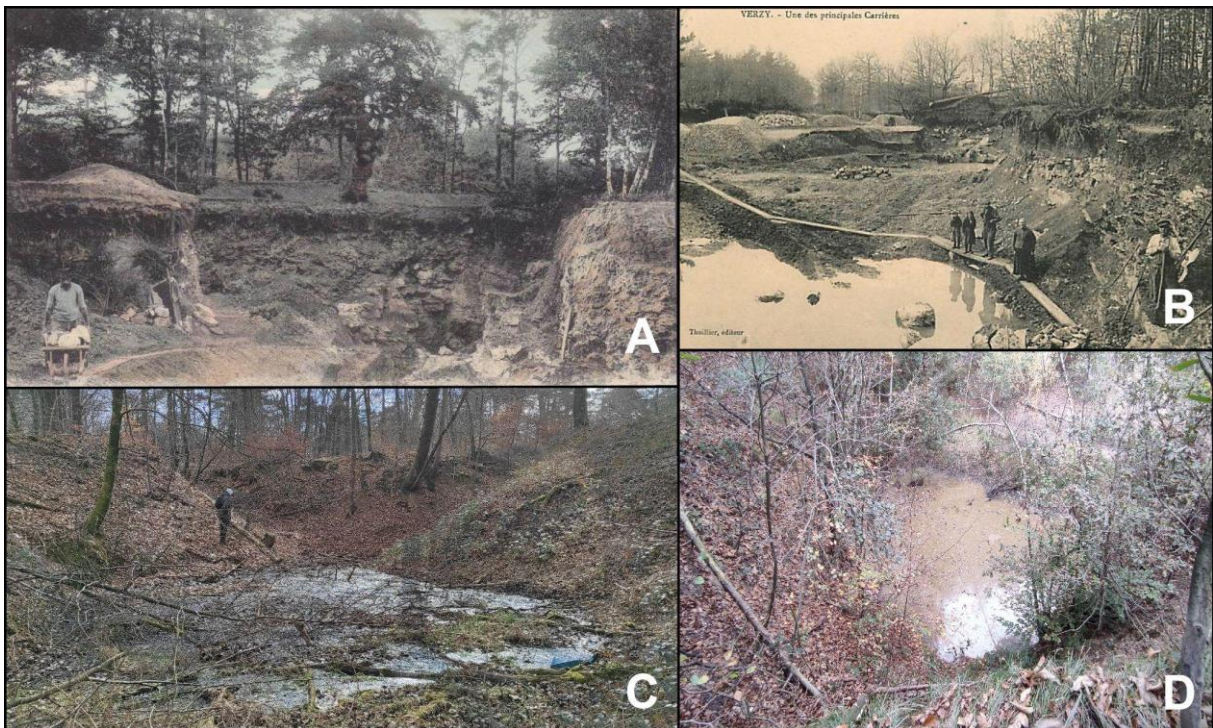


Fig. 3.41 : Exemples de sites d'extractions.

A. Carte postale ancienne d'une carrière de pierres meulières à Verzy (coll. privée) ; B. Carte postale ancienne de carrière de pierres meulières en eaux à Verzy (coll. privée) ; C. Photographie de carrière de pierres meulières à Verzy (image LiDAR, Fig. 3.41B2) ; D. Photographie de cendrière en eaux à Trépail (image LiDAR, Fig. 3.41A2).

3.2.2.1 Inventaire archivistique

L'inventaire des carrières à partir des documents d'archives (atlas de Poinçon, carte géologique au 1 / 80 000 de 1932-46, carte géologique de 1976-1986 au 1 / 50 000) est réalisé sur l'emprise du PNR Montagne de Reims à partir de la détection de symboles désignant des sites d'extraction de géomatériaux. Chaque symbole est associé à une lithologie et/ou aux

matériaux produits. Le mode opératoire (carrière à ciel ouvert, souterraine ou puits) non explicité sur l’atlas de Poinsignon, n’est pas pris en compte. La base de données “carrières” du BRGM (Infoterre) n’a pas été utilisée car l’apport est faible (sites d’extraction de matériaux alluviaux non étudiés dans cette thèse) et la géolocalisation est approximative.

L’étude archivistique aboutit à la détection de 198 sites d’extraction dans l’emprise de la campagne LiDAR. Bien que présentant un certain nombre de limites, cet inventaire démontre que l’écrasante majorité des carrières connues sont à ciel ouvert (Tab. 3.2) et confirme que le potentiel en géomatériaux mis en évidence en partie 1 a largement été exploité. L’analyse statistique confirme leur diversité (11 types ; Tab. 3.3) et atteste d’une écrasante majorité de carrières de pierres meulières (41 %). Les sables sont bien représentés avec 34 carrières (17 % de l’effectif), devant le complexe argilo-sableux à lignites de l’Yprésien supérieur dans les cendrières (15 %). Elle renseigne également sur le type d’extraction (extraction à ciel ouvert ou souterraine) et le type d’usages (*e.g.*, production de briques ou de pierres à bâtir, Fig. 3.42). Ainsi, la surface des plateaux est concernée par les carrières de meulière (empierrement des routes, bâtis), les fosses d’extraction de limons (terre crue) pour les carreaux de terre (bâtis), et les pisolithes des sols ferrallitiques (sidérurgie protohistorique). Les vallées, qui offrent davantage de diversité de géomatériaux sont plus propices aux carrières, avec les calcaires bartoniens (remblais, bâtis), les argiles lutétiennes (TCA), les argiles de l’Yprésien supérieur (cendrières pour l’amendement des vignes, TCA), les sables du Cuisien (fonderie), et enfin la “Beurge” et les calcarénites du Thanétien pour le bâti (mortier et moellons). La craie peut enfin être exploitée pour le marnage des cultures.

Symbole	Effectif
Carrière à ciel ouvert	103
Carrière souterraine	2
Puits	4
Inconnu	89
Total	198

Tab. 3.2 : Typologie des sites d’extractions selon le mode opératoire.

Géomatériaux	Effectif
Meulière	82
Sable	34
Cendrière	29
Calcaire	15
Argile	11
Glaise	9
Pierre à chaux	7
Limon	5
Lignite	3
Tourbe	2
Gravier	1
Total	198

Tab. 3.3 : Typologie "lithologique" des carrières repérées dans les inventaires cartographiques.

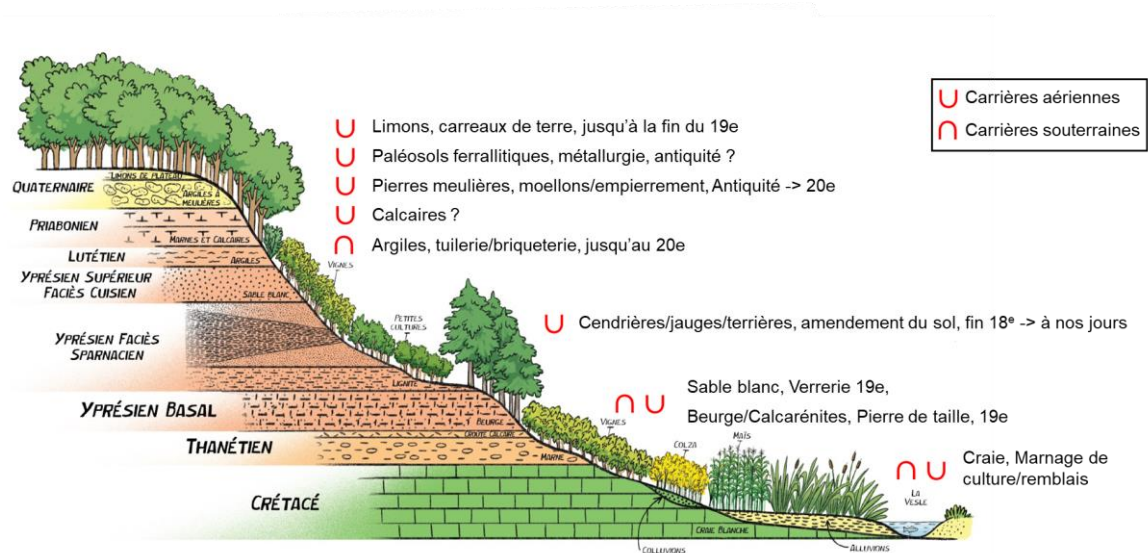


Fig. 3.42 : Localisation géomorphologique des sites d'extraction en Montagne de Reims (coupe produite par le PNR Montagne de Reims ; d'après Laurain, 1986).

3.2.2.2 Inventaire LiDAR

L'inventaire LiDAR est réalisé en délimitant sous forme de polygones des sites d'extraction pouvant regrouper plusieurs carrières. La comparaison entre ces deux inventaires est difficile car l'empreinte morphologique d'une carrière peut disparaître à la suite du nivellement généralisé (remise en culture). Les inventaires archivistiques manquent par ailleurs de rigueur dans les critères typologiques car ils confondent le type de roche exploitée et l'usage. Un calcaire peut effectivement être exploité pour la pierre de taille, pour la fabrication de la chaux ou pour fournir du remblais. Enfin, un site de carrière repéré au LiDAR peut regrouper plusieurs carrières signalées dans les archives. Parmi les 198 carrières révélés par les archives, 70 carrières ne sont pas retrouvées au LiDAR, les 128 autres définissent 97 sites de carrières. Ce qui permet de déterminer un taux de conservation des formes historiquement reconnues et de le comparer aux types de géomatériaux exploités.

Concernant les groupes présentant des effectifs significatifs, les extractions de meulière font état d'une conservation proche de 70 %, les cendrières sont conservées à 60 %, et les sablières à 50 % (Tab. 3.4). Finalement le taux de conservation semble principalement lié à la cohérence des matériaux extraits. Une relation entre la cohérence des géomatériaux et le taux de conservation semble se dessiner : plus ces derniers sont cohérents, plus les espaces excavés se maintiennent dans le temps.

Géomatériaux	Site reconnu	Carrière disparu	Taux de conservation en %
Limons	3	1	75
Glaise	6	2	75
Meulière	47	19	71
Lignites	2	1	67
Cendrières	15	10	60
Argiles	4	4	50
Tourbe	1	1	50
Sables	14	15	48
Pierre à chaux	2	5	29
Calcaire	3	11	21
Gravier	0	1	0
Total	97	70	49,7

Tab. 3.4 : Taux de conservation des extractions de géomatériaux reconnus dans la bibliographie en fonction de leur lithologie.

L'analyse archivistique plus poussée n'a pas été menée car comme en atteste l'étude diachronique menée à partir de ces documents sur la commune de Trépail (Fig. 3.43), des lacunes spatiales, temporelles et thématiques existantes entre les sources ne permettent pas de rendre compte de l'exhaustivité des pratiques extractives du massif. En l'occurrence, à Trépail,

une grande partie des carrières visibles au LiDAR n'est pas détectée sur ces documents d'archives. De surcroît, le temps à investir sur ce genre d'étude, pour ce type de résultats, rend cette méthode invalide dans le cadre d'une étude des hydrosystèmes, ce qui justifie son absence dans cette thèse.

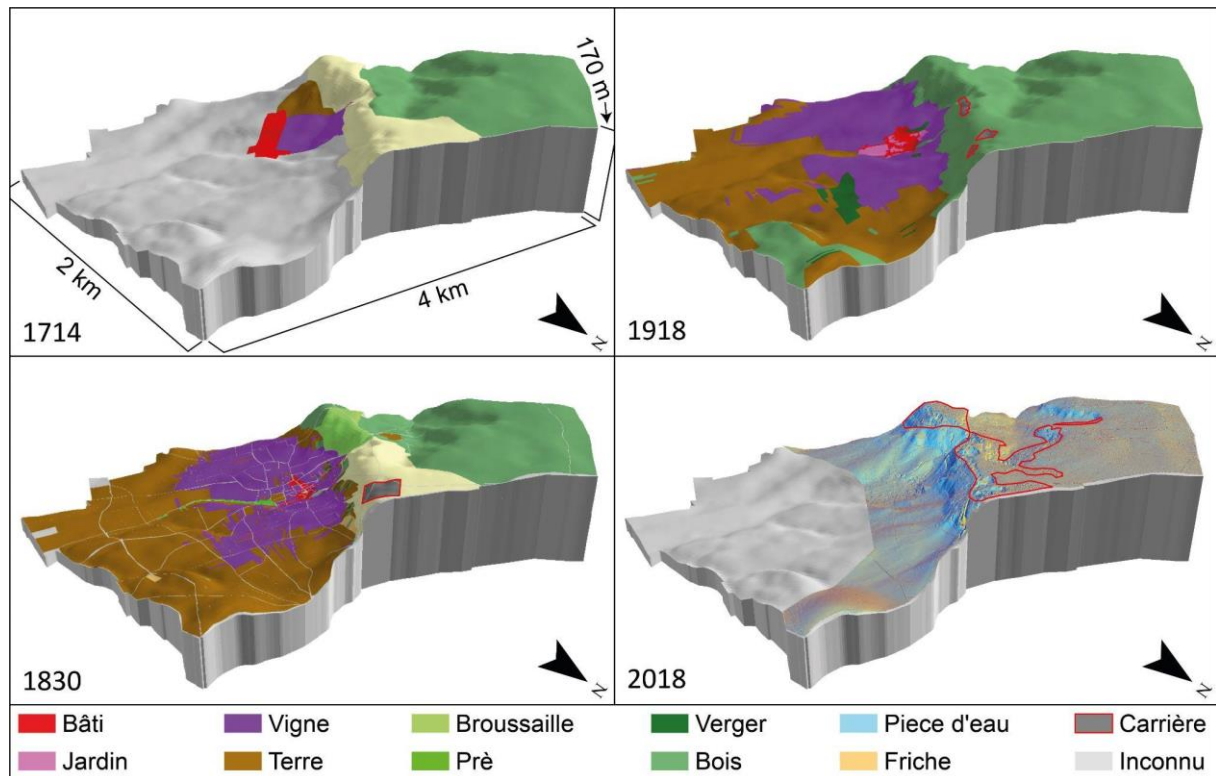


Fig. 3.43 : Étude diachronique de la commune de Trépail.

1714. Plan d'arpentage ; 1830. Cadastre napoléonien associé aux états de section de la même époque ; 1918. Plan directeur des GCTA ; 2018. Relevé LiDAR.

3.2.2.3 Organisation spatiale

L'approche LiDAR dénombre 383 sites d'extraction en Montagne de Reims (Fig. 3.44) ce qui relativise la démarche archivistique, bien incomplète par rapport à la réalité. La surface occupée par les sites carriers ou miniers atteint 758 ha soit 3 % de la zone étudiée (emprise du LiDAR). Ces chiffres s'expliquent d'une part par la diversité des potentialités en géomatériaux et, d'autre part, par le grand nombre d'affleurements associés à l'incision des vallées.

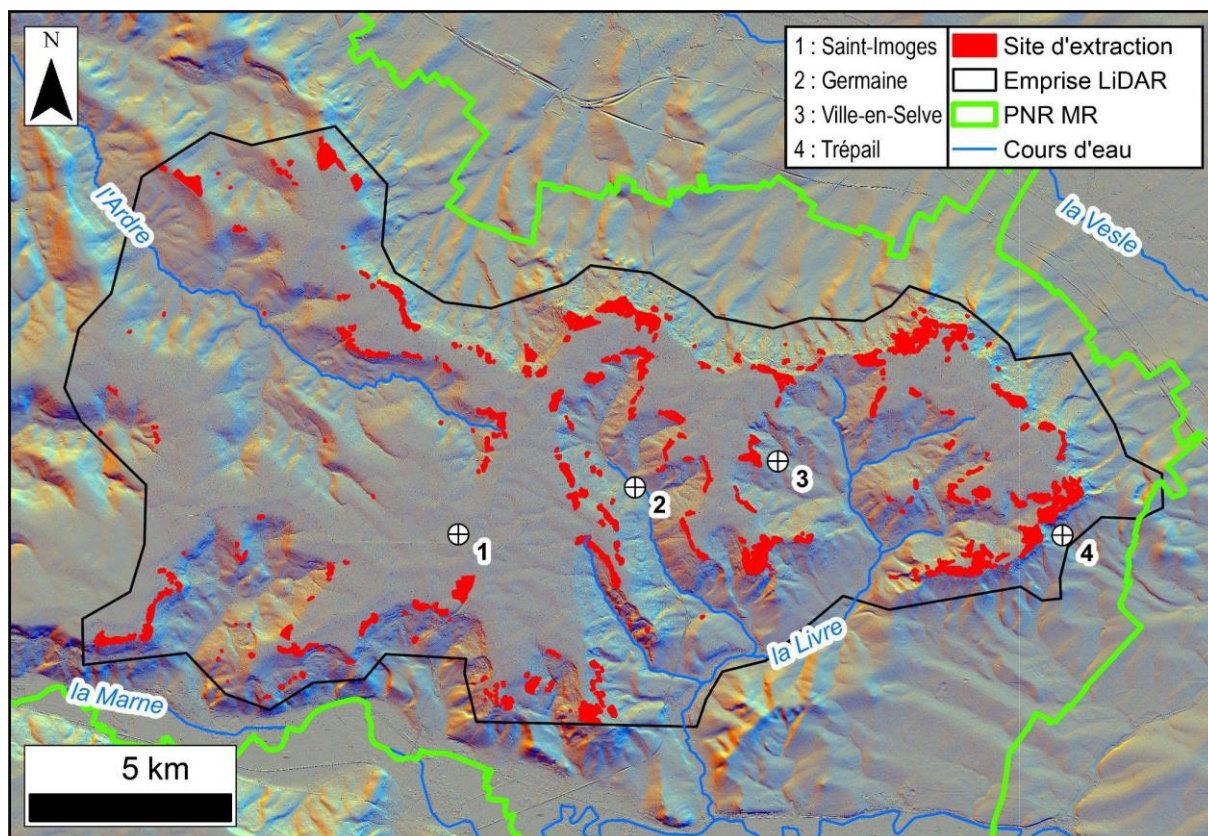


Fig. 3.44 : Carte des sites d'extractions en Montagne de Reims.

La majorité écrasante des sites de carrières est située sur les bordures du plateau en revers de cuesta (63 %), au sein des vallées du revers de cuesta (24 %) et sur front de cuesta (13 % ; Tab. 3.5). Les crêtes étroites et les cols du versant nord sont davantage exploités, car ils présentent deux faces d'affleurement et les verses de remblais sont réparties de manière gravitaire en contrebas. L'évacuation des eaux est également réalisée plus facilement sur les pentes. En haut de versant ou de front de côte, des fronts de taille, continus et étagés grignotent souvent les reliefs (*e.g.*, Trépail ; Fig. 3.43).

Le centre des plateaux est à l'inverse peu exploité (une seule carrière de meulière recensée), car uniquement drapé par les Argiles à Meulières et les limons éoliens. L'accès aux géomatériaux y est par ailleurs plus difficile, car les couvertures forestières, pédologiques et loessiques doivent être "décapées" produisant des stériles et les remblais qui deviennent encombrants sur un espace plat. Dénuée d'exutoire, la dépression créée par la carrière tend à se remplir d'eau dont l'exhaure est difficile (Fig. 3.41). Cette situation pose aussi un problème de "roulage" compliqué par le mode d'extraction en fosses (nécessité de réaliser une tranchée en cavage de type descenderie).

	Effectif	Part de l'effectif (%)	Surface (ha)	Part de la surface (%)	Surface moyenne (m ²)
Front de cuesta	49	12,8	68,1	9,0	13892,0
Revers de cuesta	242	63,2	613,9	81,0	25367,9
Vallées	92	24,0	75,9	10,0	8245,7
Total	383	100,0	757,8	100,0	19786,8

Tab. 3.5 : Répartition des sites de carrière révélés au LiDAR selon leur contexte géomorphologique.

La partie orientale de la Montagne de Reims est plus exploitée que sa terminaison occidentale, probablement du fait des variations latérales et verticales de faciès, plus puissants, mais moins diversifiés dans l'ouest que dans l'est. Dans la haute vallée de l'Ardre, les calcaires du Lutétien font l'objet de carrières aériennes (pierres blanches) mais aussi souterraines, donc moins morphogènes que les premières.

La proximité des villages, où des centres de consommation en pierres, semble également un facteur important dans leur répartition. Les villages de côte bénéficient des meilleures potentialités d'exploitation des géomatériaux, en limite de l'affleurement tertiaire, à proximité du chemin de fer (CBR, Mambret, 1987 ; Wagner, 2006).

Cette organisation spatiale induit un impact majeur sur l'hydrosystème, en constituant des plans d'eau perchés en bordure des plateaux qui se vidangent sur le front de côte et les versants par des fossés, ce qui risque de temporiser ou de tamponner le comportement hydrodynamique des ruissellements des plateaux (écrêtage des crues) et l'alimentation du karst d'infiltration.

3.2.2.4 Typologie des sites d'extraction

La typologie des sites d'extraction de géomatériaux peut être basée sur différents critères selon :

- le contexte géomorphologique (revers de plateau, front de côte, versant, talweg, *etc.*) ;
- la nature pétrographique des pierres extraites (meulières, sables, argiles, calcarénites, craie, *etc.*) ;
- la morphologie des sites (surfaces creusées, verses, front de taille, *etc.*) ;
- le mode opératoire (carrière à ciel ouvert, carrière souterraine, fosses non coalescentes, puits, descenderie, *etc.*) ;
- leur fonctionnalité hydrologique (plan d'eau, mare, connexion avec le réseau hydrographique, *etc.*) ;

- l'époque historique de l'exploitation (protohistorique, antique, médiévale, moderne et contemporaine) ;
- et enfin les outils d'abattage et de roulage généralement en lien avec le mode opératoire et l'époque historique.

Pour gagner en lisibilité, nous proposons un mixte typologique basé sur l'organisation spatiale et la morphologie de la carrière avec quatre types de carrières à ciel ouvert, deux types de carrières souterraines ou mines.

- Les carrières à ciel ouvert

Les carrières à ciel ouvert (type A et B ; Fig. 3.45) sont les excavations les plus morphogènes, sans pour autant constituer les sites d'extraction les plus vastes. Elles sont limitées par un front de taille simple ou complexe d'une hauteur plurimétrique pouvant atteindre une dizaine de mètres, qu'on retrouve sur les anciennes cartes postales anciennes. Leur lisibilité ou fraîcheur dépend manifestement de leur période historique de fonctionnement (A1, forme fraîche d'une carrière actuelle, A2 forme légèrement feutrée d'une carrière du XX^e reconnue bibliographiquement, A3, formes largement érodées car déjà en activités en 1830, Fig. 3.42).

Le type A (Fig. 3.45A) correspond à une forme en amphithéâtre ouvert sur les versants ou le front de côte (Tab. 3.6) et concerne essentiellement les exploitations des argiles de l'Yprésien (cendrières) et secondairement les Argiles à Meulières (Tab. 3.7). L'exploitation se fait en gradins étagés après décapage des couvertures végétales, pédologiques et géologiques. Le front de taille est unique et continu en bordure des plateaux (type A1), multiple et coalescent formant des festons (type A2) ou polylobé, lorsque plusieurs tranchées de cavage cheminent vers des ateliers d'abattage (type A3).

Le type B (Fig. 3.45B) est plus complexe avec des fronts de taille multiples en grande dépression fermée sur les plateaux dans les Argiles à Meulières (Tab. 3.6 et Tab. 3.7). Les verses sont stockées à l'extérieur de la dépression formant un bourrelet caractéristique (type B1). Dans ce cas, en l'absence d'exutoire, ces carrières forment des plans d'eau.

Les fosses (Fig. 3.45C) sont des petites dépressions fermées peu profondes (< 3 m) de quelques mètres carrés, plus ou moins coalescentes et regroupées en grand nombre sur un site carrier. Le paysage est alors mité par un modelé en peau d'orange, surtout lorsque les formes sont partiellement atténuées par l'érosion (type C3). Elles se situent sur les plateaux (Tab. 3.6)

et sont dédiées à l'exploitation des Argiles à Meulière, des limons et des sables stampiens ferrallitiques à Verzy (Tab. 3.7).

Les exploitations par décapage, type D (Fig. 3.45D), correspondent à des exploitations de tourbes et de limons (Tab. 3.7). Leurs contours polygonaux à sections rectangulaires délimitent des sites peu profonds (décimétrique) en bordure des plateaux (Tab. 3.6) dont la platitude apparente du plancher souligne un ennoiement systématique.

- Les carrières souterraines et les “Mines”

Les “Mines” d'argiles (type E, Fig. 3.46F) concernent quatre sites reconnus au LiDAR toutes localisées sur le revers de plateau (Tab. 3.6), avec des traces d'anciens puits d'extraction d'argiles (Tab. 3.7) notamment au Cran de Ludes (E1, E2), où les puits atteignent 15 m de profondeur (Guérin, 1988) et au sud du plateau de Ville-en-Selve. Ces puits sont aujourd'hui effondrés faute de cuvelage générant une dépression fermée autour du puits (E3).

Les carrières souterraines (type F, Fig. 3.46F) restent anecdotiques car ne concernent que deux exploitations de calcarénites au Mont-Hurlet (F1) et à Trépail (F3 ; Tab. 3.7). Ces exploitations par piliers de masse à partir d'un front de taille aérien (F3) sont morphogènes au gré des fontis dont la crevaison forme des entonnoirs caractéristiques qui restent en assec compte tenu de la perméabilité du milieu. Elles se localisent logiquement sur les versants (Tab. 3.6).

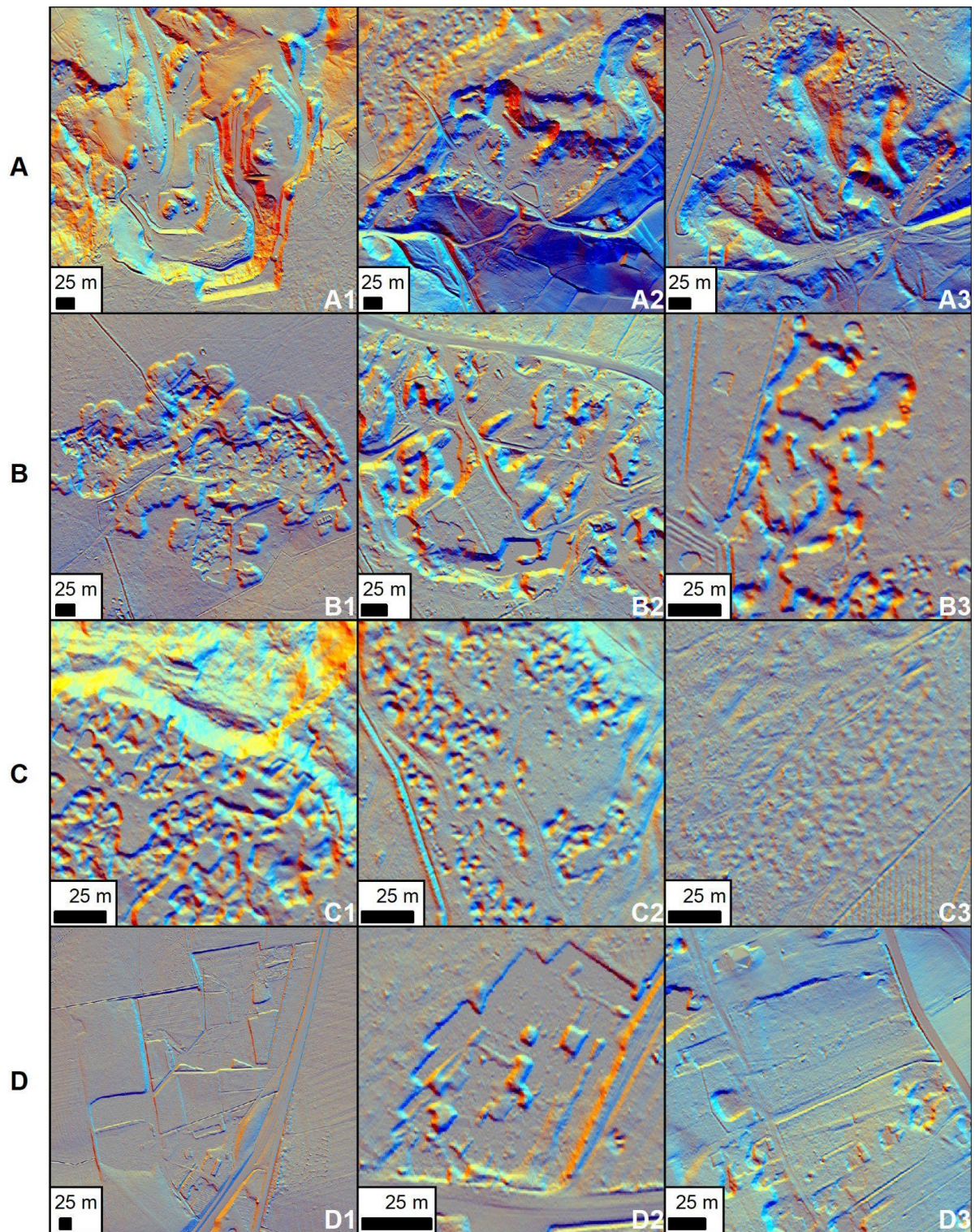


Fig. 3.45 : Typologie des sites d'extraction à ciel ouvert (les vignettes 1 présentent les formes visuellement les plus fraîches et les 3 les plus atténuées).
 A. Carrière à front de taille simple ; B. Carrière à front de taille complexe ; C. Carrière en fosse d'extraction ; D. Extraction par décapage.

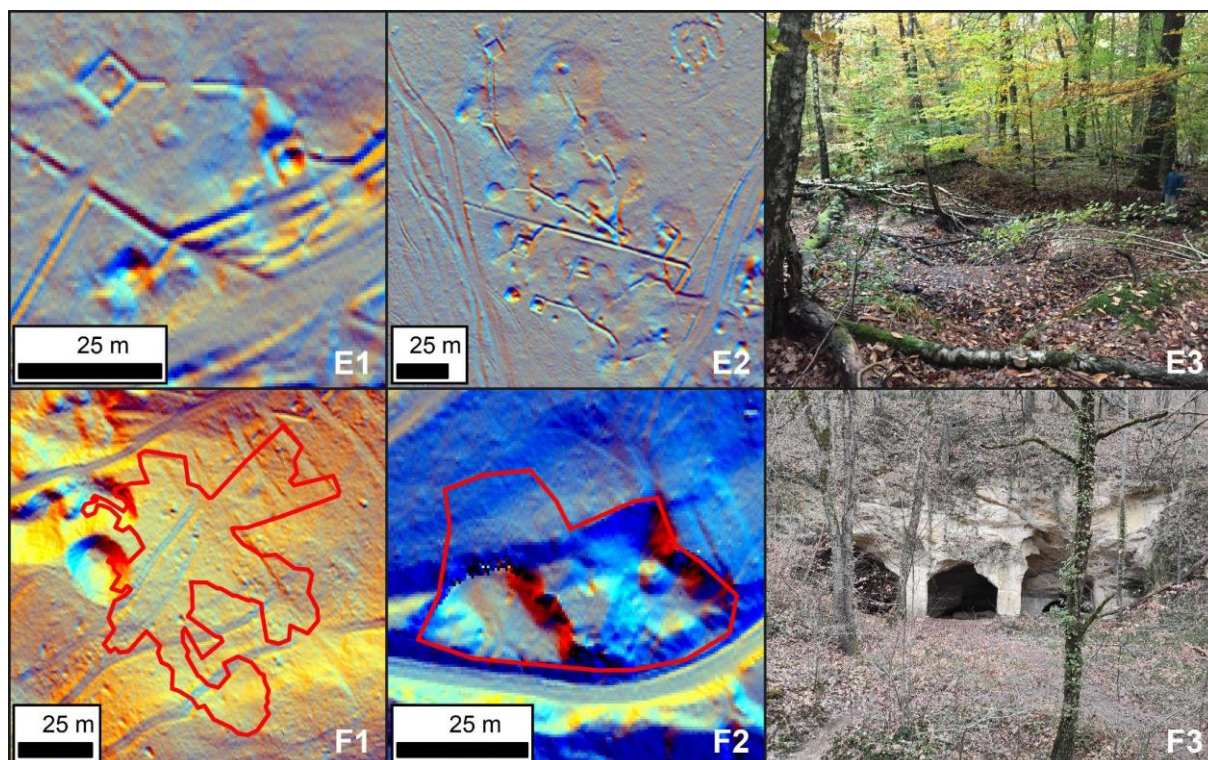


Fig. 3.46 : Les deux types d'extraction souterraine reconnus en Montagne de Reims.
 E. Mine d'argile, extraction en puits ; E3. Photographie d'un site en haut à gauche de la vignette E1 ;
 F. Carrière souterraine de calcarénites ; F3. Photographie de l'entrée du site F2 (espaces excavés en rouge).

	Type A	Type B	Type C	Type D	Type E	Type F
Front de cuesta	45	2	1	0	0	1
Revers de cuesta	10	84	137	7	4	0
Vallées	68	21	1	1	0	1

Tab. 3.6 : Contexte géomorphologique des 383 sites d'extraction relevés au LiDAR.

Géomatériaux	Type A	Type B	Type C	Type D	Type E	Type F
Limon			2	1		
Tourbe				1		
Glaise	4		2			
Meulière	4	17	26			
Argile	2				2	
Lignite	2					
Pierre à chaux	1		1			
Cendrière	15					
Sable	13	1				
Calcaire	3					2

Tab. 3.7 : Géomatériaux extraits pour chaque type morphologique de carrière.

3.2.2.5 Fonctionnement hydrologique des sites d'extraction

La participation des sites d'extraction à l'hydrosystème est évidente avec près de la moitié des sites en eau durant le vol LiDAR (Tab. 3.8). Cette proportion est bien plus importante en superficie avec 74 % des surfaces de carrières en eau formant une multitude de mares et de plans d'eau. Toutefois, cette valeur est à relativiser puisque la campagne LiDAR succède à une période particulièrement pluvieuse (*cf.* partie 1). La surface en eau représente une surface de 557 ha dont la majorité (80 %) s'inscrit sur les plateaux (472 ha). Sur les versants et le front de cuesta, plus perméables, cette proportion est logiquement moins importante (20 %). Mais ces chiffres cachent une répartition spatiale particulière, limitée aux bordures des plateaux formant un liseré de carrières caractéristique en Montagne de Reims. Ce site géomorphologique induit une surface d'alimentation aux carrières approvisionnées à la fois par les précipitations, les ruissellements et la vidange aquifère des limons de plateaux. Le facteur lithologique est majeur dans la répartition des carrières en eau (Tab. 3.9). Les carrières creusées dans les formations superficielles perméables (tourbes et limons) disposés sur les Argiles à Meulières sont précisément alimentées par cette nappe d'eau perchée et superficielle, ce qui leur garantit une mise en eau systématique. Cela concerne les carrières de type C et D qui présentent des proportions de sites en eau supérieur à 65 % (Tab. 3.10). Pour les carrières inscrites dans les formations argileuses, l'ennoiement est moins systématique mais reste prédominant (plus de 75 %). À l'inverse, sur les sables et les calcaires, les carrières restent généralement en assec avec des proportions en eau respectives de 28 % et 0 %. Ainsi, les carrières des types A et B se retrouvent généralement avec des proportions de sites en eau plus faibles (< 50 %, Tab. 3.10).

	Effectif	Surface en ha	Surface moyenne en m ²	Effectif en eau	Surface en eau en ha	Pourcentage de site en eau
Front de cuesta	49	68,1	13892	13	36,7	26,5
Revers de cuesta	242	613,9	25367,9	146	472,2	60,3
Vallées	92	75,9	8245,7	26	48,5	28,3
Total	383	757,8	19786,8	185	557,4	48,3

Tab. 3.8 : Sites carriers en eau selon leur contexte géomorphologique.

Géomatériaux	Effectif	Effectif en eau	Part de l'effectif en eau
Limon	3	3	100,0
Tourbe	1	1	100,0
Glaise	6	5	83,3
Meulière	47	36	76,6
Argile	4	2	50,0
Lignite	2	1	50,0
Pierre à chaux	2	1	50,0
Cendrière	15	5	33,3
Sable	14	4	28,6
Calcaire	3	0	0,0
Total	97	58	59,8

Tab. 3.9 : Impact de la lithologie sur la présence d'eau dans les sites d'extraction.

Type	Effectif	Surface en ha	Surface moyenne en m ²	Effectif en eau	Part de l'effectif en eau en %
Type A	123	106,1	8626	31	25,2
Type B	107	211,9	19802	53	49,5
Type C	139	409,6	29467	93	66,9
Type D	8	27,6	34458	8	100,0
Type E	4	2,1	5318	0	0,0
Type F	2	0,6	2799	0	0,0
Somme	383	757,8		185	

Tab. 3.10 : Impact du type d'extraction sur la présence d'eau dans les sites d'extraction.

3.2.3 Les polémoformes

L'empreinte militaire en Montagne de Reims concerne essentiellement la Grande Guerre qui reste la plus morphogène (Taborelli, 2018 ; De Matos-Machado, 2016), surtout représentée par des sites d'artillerie très diversifiés, à la fois sur voie ferrée (ALVF, Fig. 3.47E) donc mobile, ou sur affûts fixes nécessitant de lourds travaux (Fig. 3.47D), des sites d'abris d'artillerie de campagne, des tranchées (Fig. 3.47B), des boyaux et des cratères d'explosion de bombes et d'obus (Fig. 3.47C). Le déminage post-conflit du massif a également marqué le paysage avec la mise en place de sites de désobusage (Fig. 3.47A). Enfin, la Seconde guerre mondiale est connue pour quelques opérations militaires sur le massif dont le bombardement du tunnel de

Rilly-la-Montagne (Chanez et Frérot, 2009) mais les formes associées n'ont pas fait l'objet d'études.

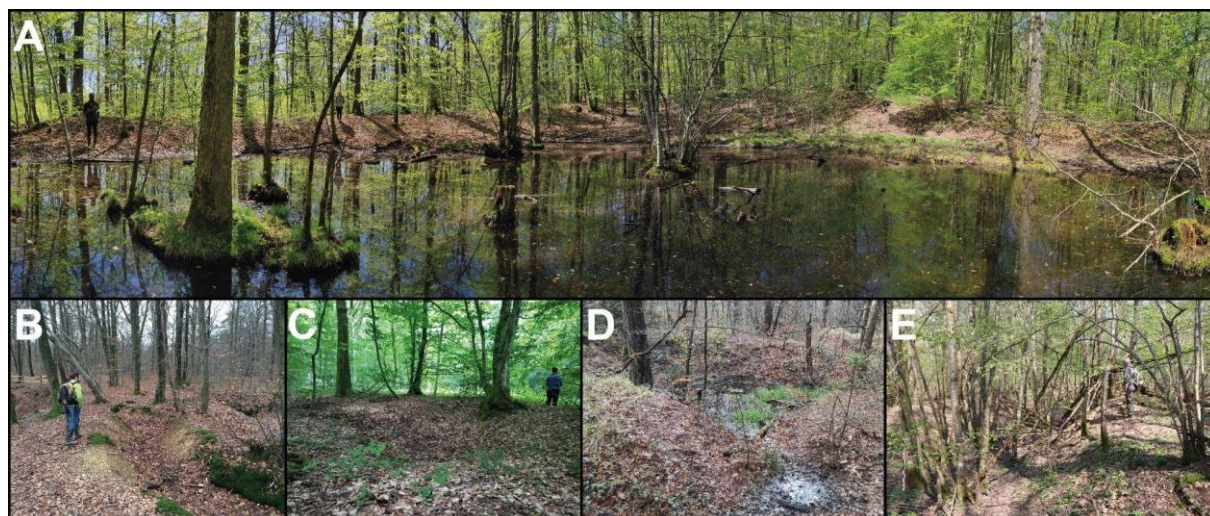


Fig. 3.47 : Exemple de polémoformes.

A. Site de désobusage ; B. Tranchée ; C. Cratère d'obus ; D. Emplacement de canon d'artillerie lourd sur affût fixe ; E. Emplacement d'ALVF.

3.2.3.1 Inventaire LiDAR des polémoformes

L'inventaire et la représentation spatiale des polémoformes permettent de dissocier les formes liées à la guerre de position de celles associées à la guerre de mouvement (Tab. 3.11 et Fig. 3.48). Les premières sont généralement réalisées durablement et sont mieux visibles dans le paysage, notamment à l'est de la Montagne de Reims alors que les secondes, souvent creusées rapidement en opération, restent plus tenues et concentrées à l'ouest du massif (Fig. 3.48).

	Effectif	Surface en ha	Surface moyenne en m ²	Longueur en km
Batterie d'artillerie (194 canons)	55	3,2	588,7	-
Entonnoir d'obus ou de bombe	4335	15,1	34,9	-
Site de désobusage	3	0,6	2144,5	-
Réseaux de défense (tranchées et boyaux)	-	-	-	66,0
Artillerie lourde sur voie ferrée	-	-	-	22,0

Tab. 3.11 : Empreinte morphologique de la Grande Guerre.

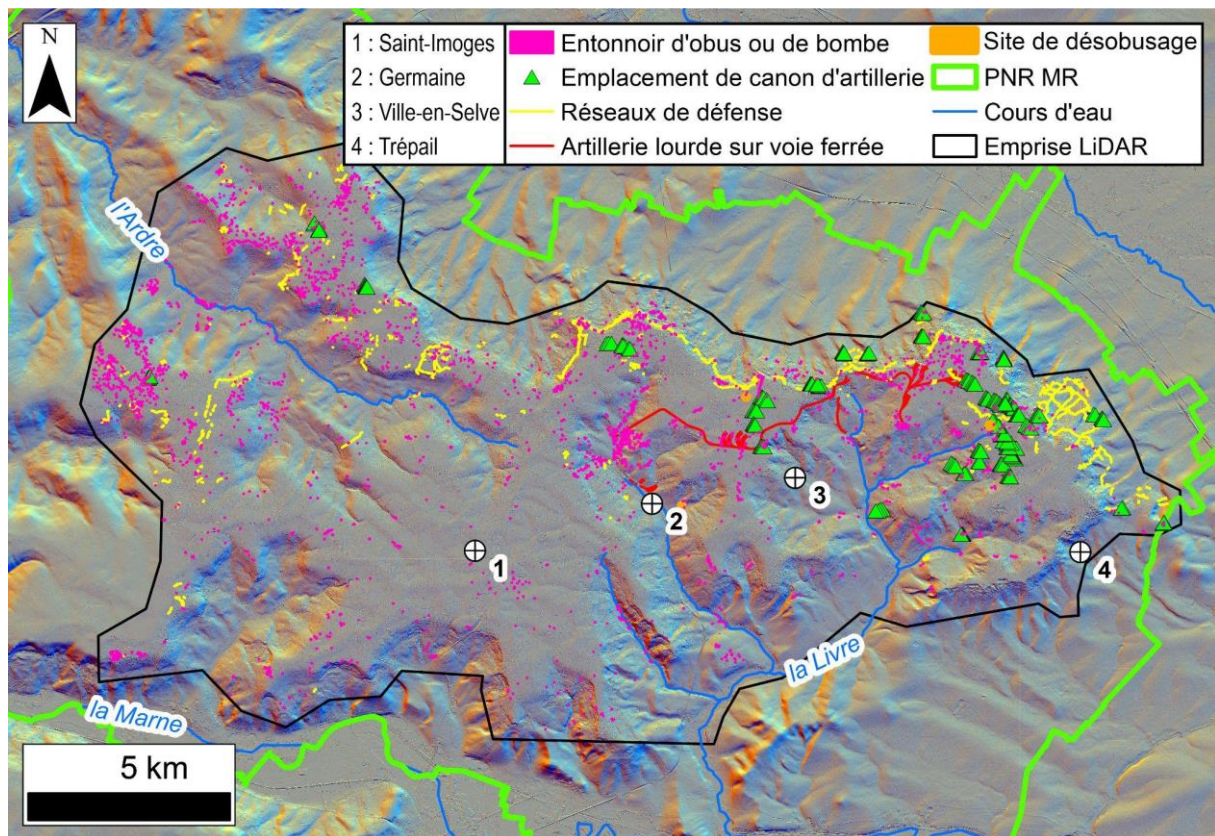


Fig. 3.48 : Empreinte militaire révélée au LiDAR.

3.2.3.2 L'Artillerie lourde sur voie ferrée

L'ALVF correspond aux vestiges du réseau ferré à voie large, d'une longueur de 22 km (Tab. 3.11) sur les 26 km de voies reconnues sur les plans directeurs de tir des GCTA (Fig. 3.49). Ces vestiges sont plus ou moins bien conservés selon la nature du substratum et selon les portions étudiées (Perarnau *et al.*, 2022). En effet, trois types de portions de tracé sont nettement reconnaissables, correspondant à la rampe d'accès, à la voie de rocade, et aux épis de tirs à voies courbes.

La rampe d'accès (secteur 1, Fig. 3.50) est longue de 1 035 m avec une pente moyenne de 8 % permettant de tracter le matériel d'artillerie sur les plateaux. Elle est bien lisible au LiDAR, car elle recoupe alternativement des petits vallons et interfluves dans les formations tertiaires. Cela confère à la rampe un fort degré de rugosité (indice > 0,2) avec des portions en "tranchée" creusées dans les interfluves et d'autres en déblais dans les vallons.

La rocade du plateau qui dessert les épis de tir est moins morphogène dans l'ensemble, à l'exception du secteur 3 (Fig. 3.49), car elle s'inscrit sur des pentes en tête de vallons du bassin de la Livre sur le versant sud du col de Ludes. Enfin, les épis de tirs (secteur 2 et 4 ; Fig. 3.49),

caractéristiques avec leurs multiples voies courbes (18 voies recensées), sont bien présents sur les plateaux de Ville-en-Selve et de Saint-Basle mais restent peu lisibles ou moins rugueux dans le paysage, car situés sur des terrains plats drapés d'Argiles à Meulières. Ils se limitent aux remblais des ballasts de mâchefer bordés de fossés latéraux. Ce n'est qu'à la faveur des traversées de vallons ou d'interfluves qu'ils sont plus visibles. À la différence de la rocade et de la rampe, ils s'inscrivent tous dans des sols hydromorphes sur les Argiles à Meulières.

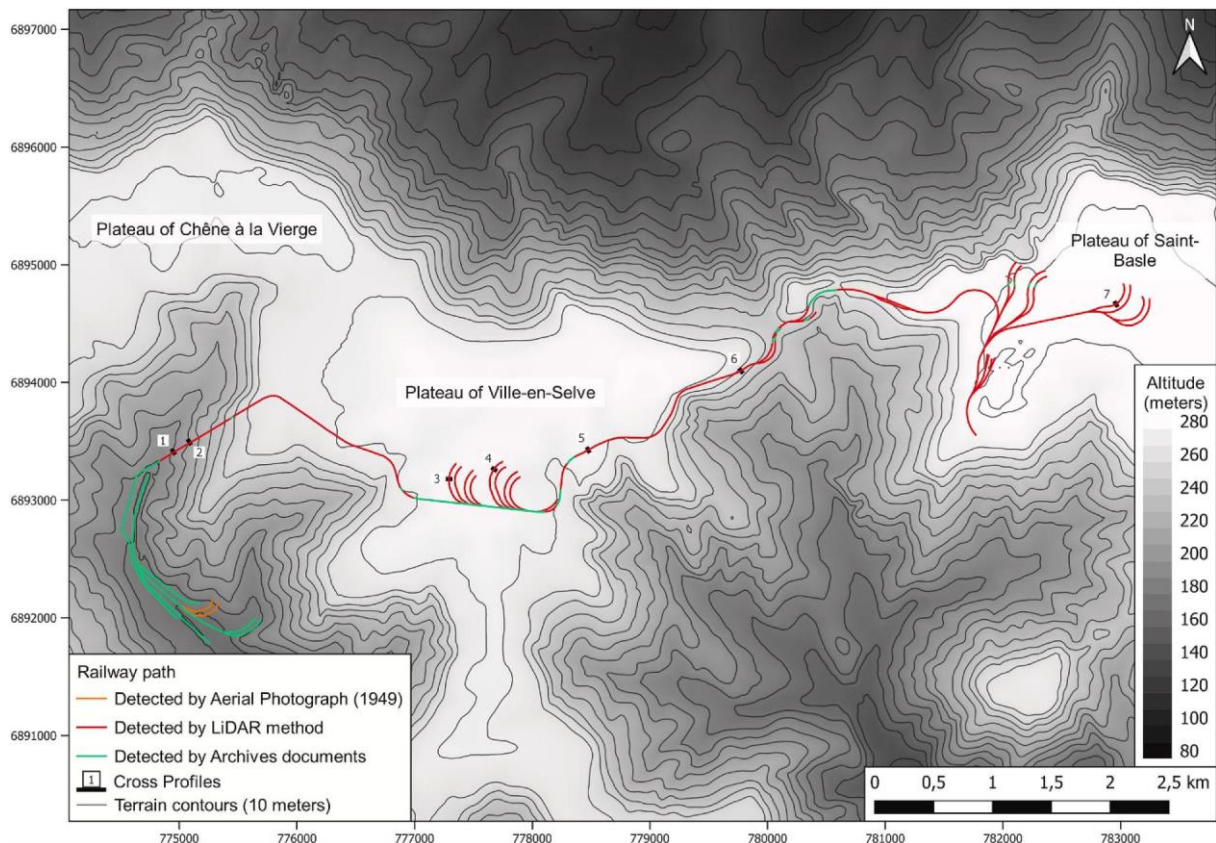


Fig. 3.49 : Carte du réseau ALVF en Montagne de Reims (Perarnau et al., 2022).

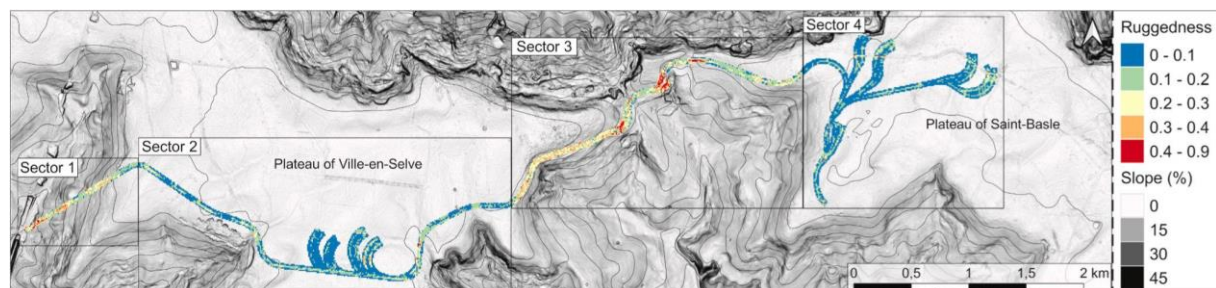


Fig. 3.50 : Carte de rugosité de l'ALVF en Montagne de Reims (Perarnau et al., 2022).

L'approche LiDAR confirme donc bien la présence de ce réseau ferré observé sur les archives. Mais les rails et les traverses ayant disparu, seuls le décaissement, les remblais et les fossés

subsistent aujourd'hui (Fig. 3.51). Les épis et les gares de triage de Germaine, au sud du tunnel de Rilly, ne sont plus lisibles dans le paysage.

Les profils transversaux des morphologies de l'ALVF, montrent systématiquement des fossés et des bourrelets latéraux aux ballastes pour drainer les eaux dans les quatre secteurs présentés dans la figure 3.50. Même si l'empreinte morphogène de l'ALVF est spatialement hétérogène, ces structures jouent un rôle hydrologique non négligeable en participant aux réseaux de fossés.

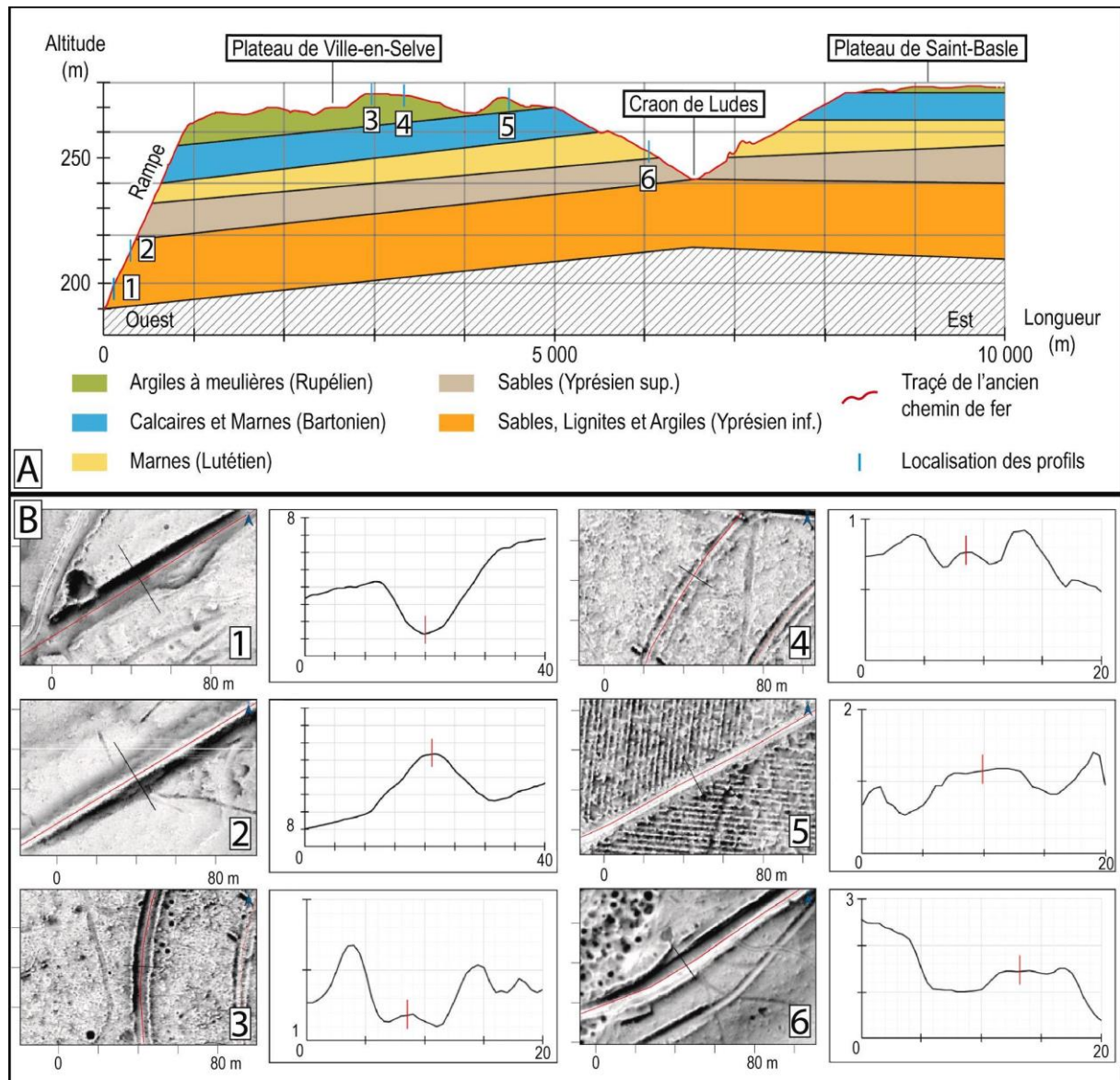


Fig. 3.51 : Profil en long (A) et en travers (B) du réseau ALVF de la Montagne de Reims (d'après Perarnau et al., 2022).

3.2.3.3 L'Artillerie lourde sur affût fixe ou mobile

Outre l'ALVF, sont dénombrés 55 emplacements d'artillerie organisés en batteries (Tab. 3.11), généralement de 4 canons. La plupart se concentrent sur le plateau de Saint-Basle (27 positions, Fig. 3.48) alors que le reste de l'effectif est plus disparate dans le massif forestier. Cela s'explique aisément par le contexte de la zone de front, située au plus près, dans la partie orientale de la Montagne de Reims. Compte tenu de la portée des canons, seule l'artillerie lourde est efficace, ce qui induit des gros travaux morphogènes dans ce secteur dans le cadre de la guerre de position avec des batteries orientées vers le nord. À l'inverse, dans la partie occidentale du massif, concernée par la poche de Château-Thierry ou par les offensives de 1918, les emplacements de batterie orientés vers l'ouest sont moins nombreux et moins organisés. Cela peut s'expliquer par l'utilisation d'artillerie de campagne avec des calibres plus petits et par la manœuvre militaire nécessitant moins de travaux morphogènes dans le cadre du retour à la guerre de mouvement à partir de mai 1918.

Les emplacements d'artillerie se caractérisent par des bourrelets pare-éclats en forme de fer à cheval ouvert vers l'arrière du front. Ces bourrelets, destinés à protéger les servants des pièces aux effets des tirs de contre-batterie, sont de plusieurs types, soit alignés en batteries de 4 canons sans connexion morphologique (type A, Fig. 3.52), soit intégrés à un réseau de tranchées et de boyaux, voire d'abris (type D, Fig. 3.52). Ces derniers peuvent se situer en arrière immédiat des batteries (abris à munitions) ou s'accoler au bourrelet.

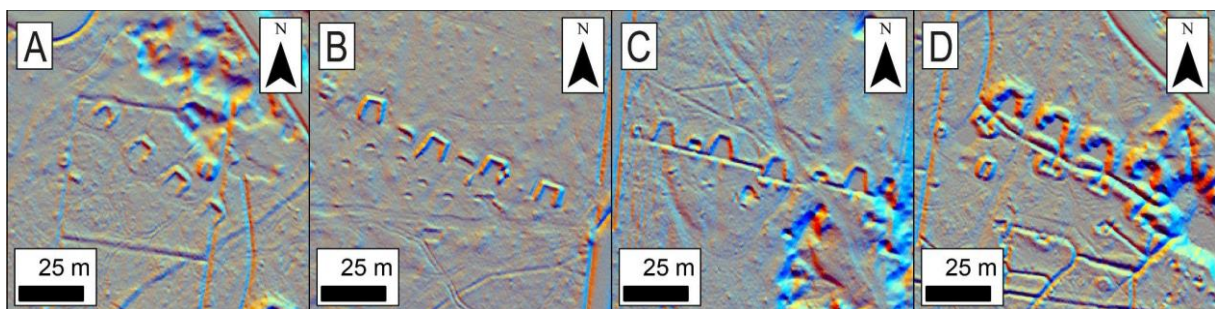


Fig. 3.52 : Typologie des emplacements de batterie de la Grande Guerre en Montagne de Reims. Les vignettes A à D présentent une gradation dans la complexité que peuvent prendre ces ouvrages.

Compte tenu des morphologies décrites, l'impact des batteries sur l'hydrosystème concerne surtout le type D, car les boyaux et les tranchées jouent le rôle de fossés de drainage avec des exutoires naturels ou artificiels. Le but de ces fossés était à la fois d'assurer la communication et la protection des servants d'artillerie, mais aussi de drainer les plateformes de tirs afin d'éviter de noyer les pièces et le personnel.

L'artillerie, utilisant de multiples calibres (*e.g.*, ALVF, ALGP, canons de Bange sur roues, canons de marine sur affût fixe, canonnières sur le canal de la Marne à l'Aisne), s'organise selon un géosystème opérationnel basé sur des observatoires en bordure du plateau, des postes de commandement, des abris à munitions, des baraquements et du chemin de fer à voie étroite. Si les observatoires bétonnés et connectés aux réseaux de tranchées sont encore lisibles, les autres polymorphes sont difficiles à percevoir, car peu morphogènes et trop sensibles aux travaux forestiers.

3.2.3.4 Réseaux de défenses

Les réseaux de défenses (tranchées et boyaux) présentent un développement total de 66 km (Tab. 3.11) pour l'ensemble de la Montagne de Reims, ce qui reste bien modeste en comparaison aux premières positions de défense (Taborelli, 2018). Ils s'organisent en lignes discontinues de tranchées orientées face au front stabilisé au nord, dans la partie orientale de la zone étudiée. Cependant, à l'ouest, les réseaux se limitent à des éléments de tranchées et trous individuels, corrélatifs à la guerre de mouvement et aux offensives de mai à octobre 1918. Ces réseaux s'organisent donc logiquement du nord au sud, sur la face orientale de la poche de Château-Thierry. Ces offensives sont moins morphogènes que la guerre de position, car les éléments de tranchées sont courts et non connectés, ce qui limite leur rôle hydrologique.

La typologie des tranchées et boyaux peut être liée au tracé (traverses, zig-zag, crémaillère) mais aussi à leur usage (Stichelbaut, 2011). En Montagne de Reims, ils servent davantage au cheminement et à la protection des troupes vers les observatoires, les pièces d'artillerie et les dépôts de munitions qu'à la défense (ouvrages de tirs). Cette typologie s'organise dans l'espace en opposant le versant nord et la partie occidentale. Le premier, inscrit dans la guerre de position, est marqué par des lignes de tranchées et de boyaux qui desservent des observatoires (type A, Fig. 3.53), des emplacements de batteries (types B, Fig. 3.53) avec des tracés à traverses simples (types C et E, Fig. 3.53) et des boyaux sinueux et en zig-zag (type F, Fig. 3.53). En revanche à l'ouest, en bordure de la poche de Château-Thierry, c'est le type D qui domine avec des éléments de tranchées et trous d'hommes dans le cadre de la guerre de mouvement entre mai et octobre 1918.

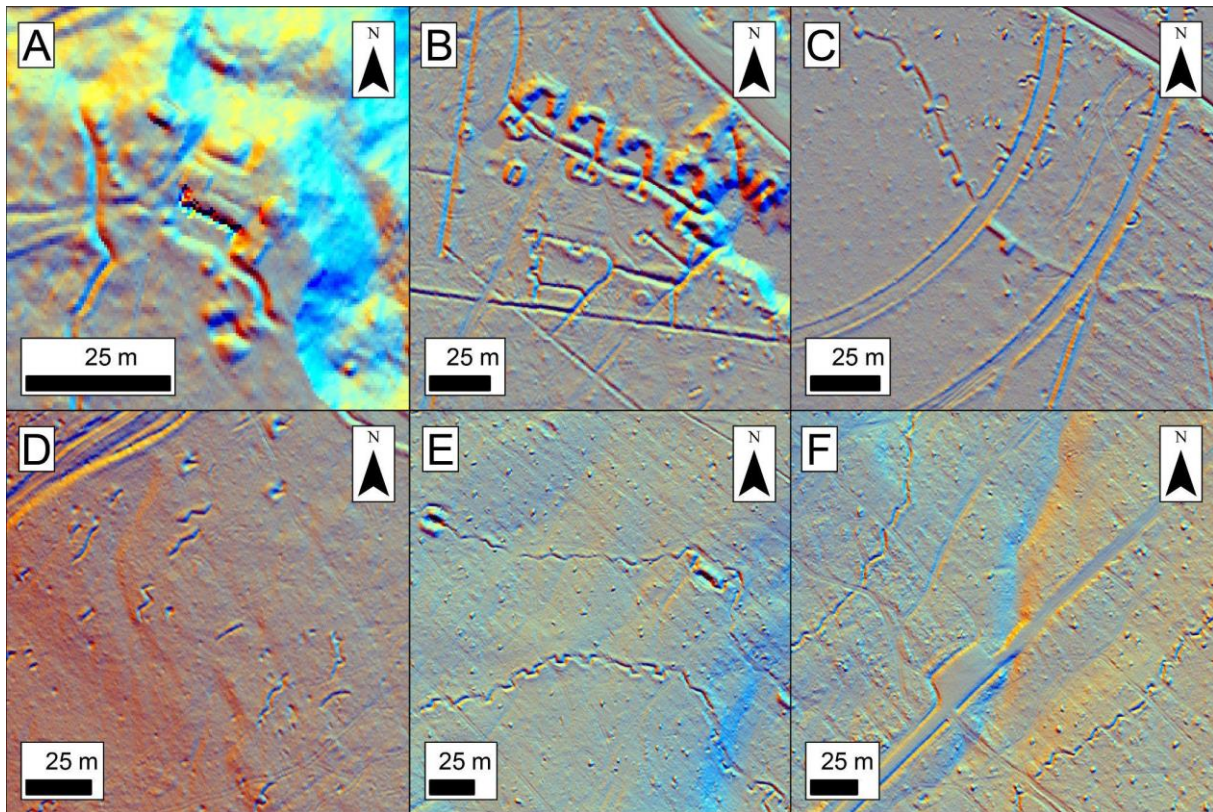


Fig. 3.53 : Exemples de réseaux de défense.

A. Boyaux d'accès à un observatoire ; B. Réseau de défense d'artillerie ; C. Tranchées de défense de l'ALVF ; D. Éléments de tranchées dans le cadre de la guerre de mouvement ; E. Tranchée ; F. Boyaux de la guerre de position.

3.2.3.5 Les empreintes de l'artillerie

Les empreintes de l'artillerie concernent non seulement les emplacements des canons, mais aussi l'effet morphologique des obus dont la manifestation est hétérogène selon les paramètres de tirs, les calibres, les types d'explosifs ou la nature du sol (*e.g.*, Fig. 2.32, Taborelli, 2018). Les entonnoirs d'obus parsèment le paysage et se mêlent aux entonnoirs de bombes de la Seconde Guerre mondiale. Après traitement des dépressions fermées (*cf.* partie 2.3.2.1), plus de 4 300 entonnoirs sont dénombrés en Montagne de Reims (Tab. 3.11). Cette approche est contrainte au seuil de détection de 3 m de diamètre qui empêche l'exhaustivité de l'inventaire des entonnoirs d'obus.

La densité moyenne de 18 impact/km² reste très faible comparée à celles observées sur d'autres théâtres d'opération en Argonne (Brénot *et al.*, 2019), à Verdun (De Matos-Machado, 2016) ou en Champagne (Taborelli, 2018). Cette densité moyenne cache de fortes disparités spatiales, car les entonnoirs se concentrent préférentiellement sur le plateau de Saint-Basle, au nord-ouest du massif et sur le tracé du tunnel ferroviaire de Rilly-La-Montagne (Fig. 3.48).

Les deux premiers sites semblent s'apparenter à des tirs allemands de contre-batterie (Fig. 3.54C) de la Grande Guerre, car concentrés sur des sites d'emplacement d'artillerie. Bon nombre d'emplacements de batteries françaises sont en effet reconnus sur les cartes allemandes et les JMO d'artillerie française relatant également ces épisodes de tirs de contre-batterie. Le JMO de la 11^e Batterie du 6^e Groupe d'Artillerie à Pied d'Afrique relate des tirs de contre-batterie (50 obus de 130 mm) sur une pièce de 240 mm sur affût fixe à échantignolles, les 23 et 24 avril 1917 en forêt de Verzy, dont les coordonnées géographiques correspondent à celles des entonnoirs d'obus.

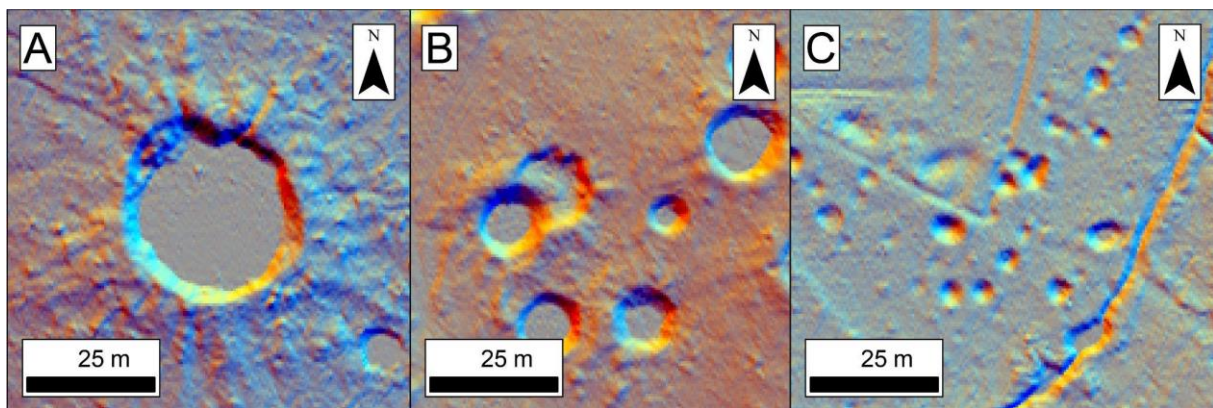


Fig. 3.54 : Typologie des entonnoirs militaires.

A. Trou de Tallboy ; B. Trou de bombe "conventionnelle" de la Seconde Guerre mondiale ; C. Trou d'obus de la Grande Guerre.

Cependant, les entonnoirs le long du tracé du tunnel sont liés aux missions aériennes des Alliés en 1944 visant à détruire ce dernier reconverti en usine souterraine de V2. Sur les 16 bombes *Tallboys*, 15 ont manifestement produit des cratères de plus de 22 m de diamètre généralement en eau (surface supérieure à 500 m²). La relative fraîcheur des formes est signalée par la gerbe d'éjectas clairement visible au LiDAR (Fig. 3.54A). Des cratères de plus petite taille jalonnent le tracé du tunnel et correspondent à l'effet de bombes "conventionnelles" moins morphogènes que les *Tallboys* (Fig. 3.54B). Mais la distribution statistique des surfaces des entonnoirs montre clairement l'écrasante empreinte de la Grande Guerre avec des entonnoirs d'obus de taille plus modeste, dont le diamètre reste inférieur à 7 m (Fig. 3.55).

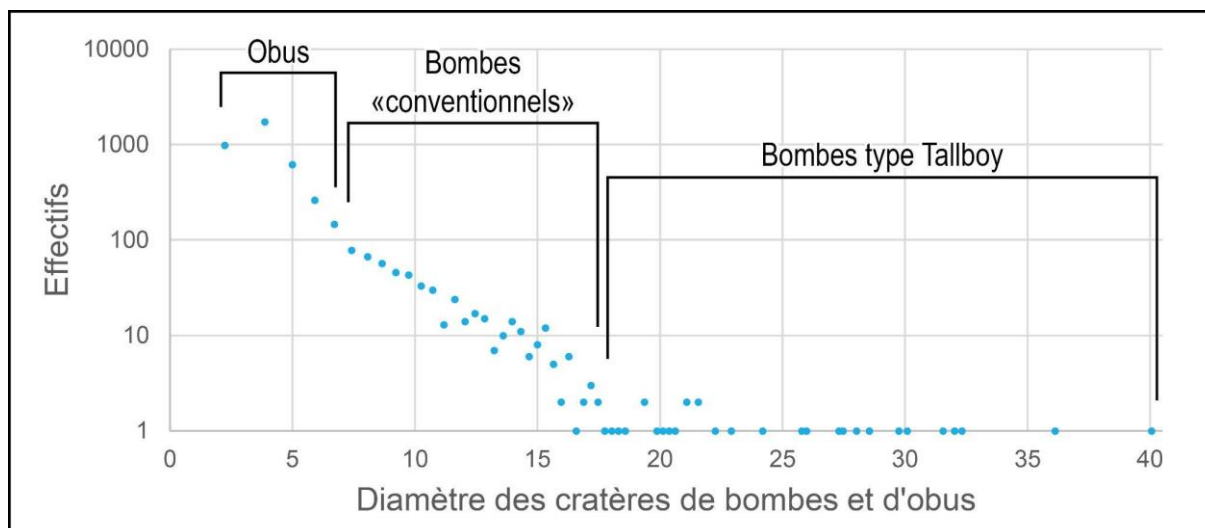


Fig. 3.55 : Distribution statistique des diamètres en mètres des entonnoirs d'obus et de bombes en Montagne de Reims.

3.2.3.6 Formes de déminage

Après la Grande Guerre, les obus non explosés sont ramassés sur les champs de bataille, pour être concentrés et détruits sur des sites de déminage. Ils sont généralement identifiés sur les images LiDAR ou sur les photographies aériennes par des entonnoirs coalescents, une plateforme de stockage des obus nécessitant un terrain plat et enfin par une route d'accès (Hubé, 2016). Dans la Montagne de Reims, le site des Mares de la RBD de Verzy est précisément installé sur un ancien site de déminage (Fig. 3.56). Il regroupe 50 entonnoirs en eau, coalescents sur une surface totale de 0,4 ha. Le diamètre modal des entonnoirs est de l'ordre de 9 m. Leur décompte reste difficile compte tenu de l'enneigement généralisé dans la partie occidentale des mares.

Les polémoformes des deux derniers conflits mondiaux sont donc bien présents en Montagne de Reims et intègrent pleinement ses paysages, pourtant peu connus et peu valorisés. L'apport du LiDAR montre également leurs rôles hydrologiques, car ils constituent de nombreux plans d'eau et des mares dont les connexions sont liées aux réseaux de tranchées et de fossés.

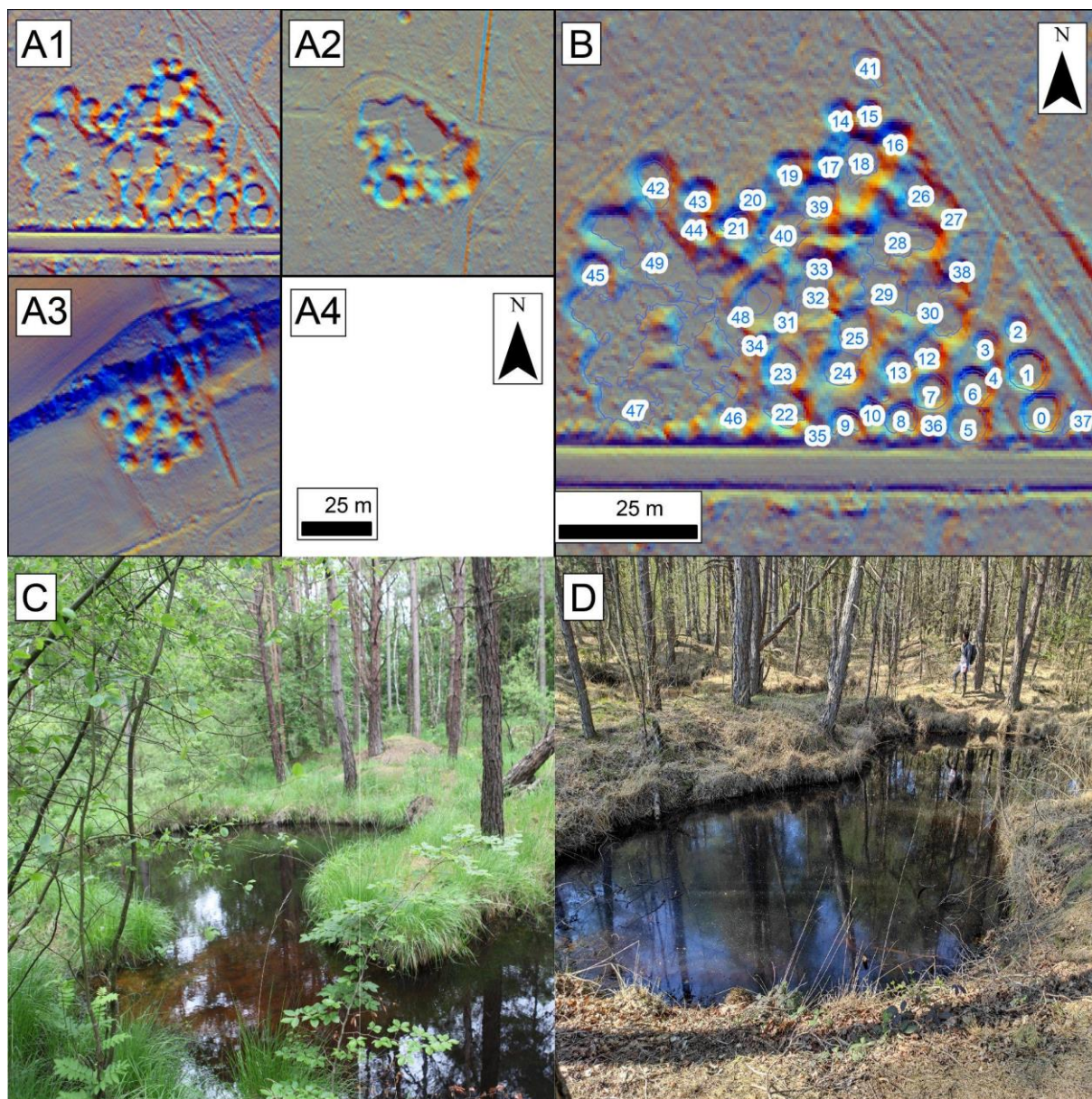


Fig. 3.56 : Exemple de sites de désobusage.

A1. Réserve biologique dirigée des mares de Verzy ; A2. Site de désobusage sur le plateau de Ville-en-Selve ; A3. Site de désobusage au sud du tunnel de Rilly-la-Montagne ; A4. Orientation et échelle des vignettes A1 à A3 ; B. Inventaire LiDAR des différents entonnoirs d'explosion d'obus ou de bombe sur le site des mares de Verzy ; C. Photographie de la mare 31 ; D. Photographie des mares 24 au premier plan et 25 au second.

3.2.4 Les ouvrages hydrauliques

Les ouvrages hydrauliques participent à l'hydrosystème et modifient non seulement les écoulements mais aussi l'organisation spatiale du réseau hydrographique. Pour apprécier ce forçage humain, l'approche archivistique est croisée au LiDAR afin de caractériser chaque ouvrage dans l'espace et dans le temps.

3.2.4.1 Les différents ouvrages hydrauliques

Il existe en Montagne de Reims de nombreux types d'ouvrages hydrauliques allant des sources captées aux moulins (Fig. 3.57). Les observations de terrain permettent de constater que tous les ouvrages ne sont pas nécessairement visibles au LiDAR puisque régulièrement enfouis (Fig. 3.57A, B, C, D, H, J, K). Les interprétations réalisées au LiDAR ne peuvent s'extraire du terrain notamment concernant l'inventaire des buses et de leur état de conservation. En effet, si les buses sont cassées (Fig. 3.57B), comblées (Fig. 3.57C) ou disparues (Fig. 3.57B) cela affecte directement la continuité des écoulements. Un inventaire réalisé sur les buses du nord du plateau de Saint-Basle permet de mettre en évidence une continuité partielle ou totale des écoulements sur les 40 buses vérifiées. C'est la raison pour laquelle cet ouvrage n'a pas fait l'objet de davantage d'attention dans cette étude. La seconde limite de l'approche LiDAR est la présence de sources aménagées (*e.g.*, le Trou à Bébert ; Fig. 3.57L) qui ne présentent aucun indicateur permettant une différenciation avec un trou d'obus, une doline en eau ou une mare naturelle. Enfin certains ouvrages comme les lavoirs (Fig. 3.57M) n'ont aujourd'hui presque aucun impact hydrologique sans hauteur de chute, ni prise d'eau aérienne. Finalement les ouvrages hydrauliques retenus pour une étude exhaustive sont les barrages "réservoirs", les bassins de rétention, qui stockent une masse d'eau et tamponnent le comportement hydrodynamique, et certains ouvrages au fil de l'eau comme les anciens moulins.



Fig. 3.57 : Exemples d'ouvrages hydrauliques.

A. Buse contemporaine en fonctionnement ; B. Buse contemporaine dégradée au fonctionnement altéré ; C. Buse contemporaine comblée par la sédimentation (l'écoulement en amont est limité et change de direction en période de crue) ; D. Buse moderne en poterie, inefficace car déplacée ; E. Digue de terre au sud de l'abbaye de Saint-Basle (à l'aval du plan d'eau de la vignette N) ; F. Digue de terre (digue 4 du château de Vernay, Fig. 3.64) ; G. Digue en meulière (digue 3 du château de Vernay, Fig. 3.64) ; H. Pertuis maçonné en meulière de la digue 3 du château de Vernay ; I. Moine de vidange de douve (Fig. 3.68D) ; J. Ancienne source captée d'une motte castrale (anciennement une plaque recouvrait l'ouvrage, Fig. 3.68D) ; K. Prise d'eau souterraine de la Source Sainte Berthe ; L. Réservoir d'eau de la Grande Guerre dit "Le Trou à Bébert" ; M. Lavoire installé sur la Livre ; N. Plan d'eau interceptant l'écoulement issu du bassin de rétention de la Fig. 3.58B et en amont de la Digue de la Vignette E.

Les barrages réservoirs (Fig. 3.58A) se présentent sous la forme de digues transversales aux talwegs parfois accompagnées de digues latérales dont l’empreinte est forte au LiDAR. Le barrage est percé par un pertuis et équipé d’un moine de vidange. Il génère un plan d’eau en amont immédiat du barrage. Quand le niveau d’eau atteint la cote NGF du moine, la surverse assure un fonctionnement au fil de l’eau. Cependant, en phase de remplissage et de vidange, l’impact hydrodynamique de l’ouvrage est important car il perturbe les écoulements du cours d’eau. Lorsqu’ils sont nombreux sur le linéaire du cours d’eau, ils déterminent un chaînage d’étangs caractéristique souvent observé sur les cartes de Cassini. Associés à la pisciculture, ils se développent notamment durant l’époque médiévale (*cf.* partie 1.3.5).

Les bassins de rétention (Fig. 3.58B) sont de plus petite taille. Ils sont creusés ou délimités par une digue périphérique. Leur vocation est de stocker les eaux de surface pour tamponner ou écrêter les crues de ruissellement, mais aussi pour piéger les sédiments et les contaminants, voire les traiter (bassin d’épuration). Ils sont alimentés par des fossés de drainage en milieu forestier et viticole. Ils regroupent également les bassins de lagunage, les bassins d’agrément, et les anciennes gravières.

Les barrages au fil de l’eau sont généralement des déversoirs de prise d’eau d’anciennes usines hydrauliques ou moulins. Ils sont percés partiellement par des pertuis munis de vannes de fond ou de vannette pour alimenter un canal usinier ou d’amenée, dont le trop plein est géré par un canal de décharge. Le canal de fuite en aval du moulin restitue les écoulements au cours d’eau (Fig. 3.59). Ce dispositif prélève de l’eau au cours d’eau naturel dit “bras court-circuité”. Cet ouvrage fonctionne au fil de l’eau sans stockage de masse d’eau en l’absence d’écluse non réglementaire (Devos, 1966). L’exemple du Moulin le Bas sur la Livre à Fontaine-sur-Ay, illustre la multiplicité des bras liée à l’ouvrage hydraulique (Fig. 3.60). Ce changement local du tracé et de l’organisation spatiale des drains dans la traversée des ouvrages hydrauliques peut être appréhendée comme une avulsion d’origine anthropique.

Au LiDAR, c’est précisément cette multiplicité des canaux et leur organisation classique qui permettent de révéler ces ouvrages, mais les niveaux d’eau artificialisés sont difficilement détectables. Durant l’acquisition LiDAR réalisée en hautes eaux, la hauteur de chute du barrage de prise d’eau est diminuée ce qui atténue sa lisibilité au traitement bien qu’il soit parfois possible de l’observer (Fig. 3.58 C et D).

Les radiers sont des seuils généralement construits en béton servant souvent d'assise aux ouvrages d'art (ponts, gué). Généralement noyés en hautes eaux, ils sont rarement détectés au LiDAR.

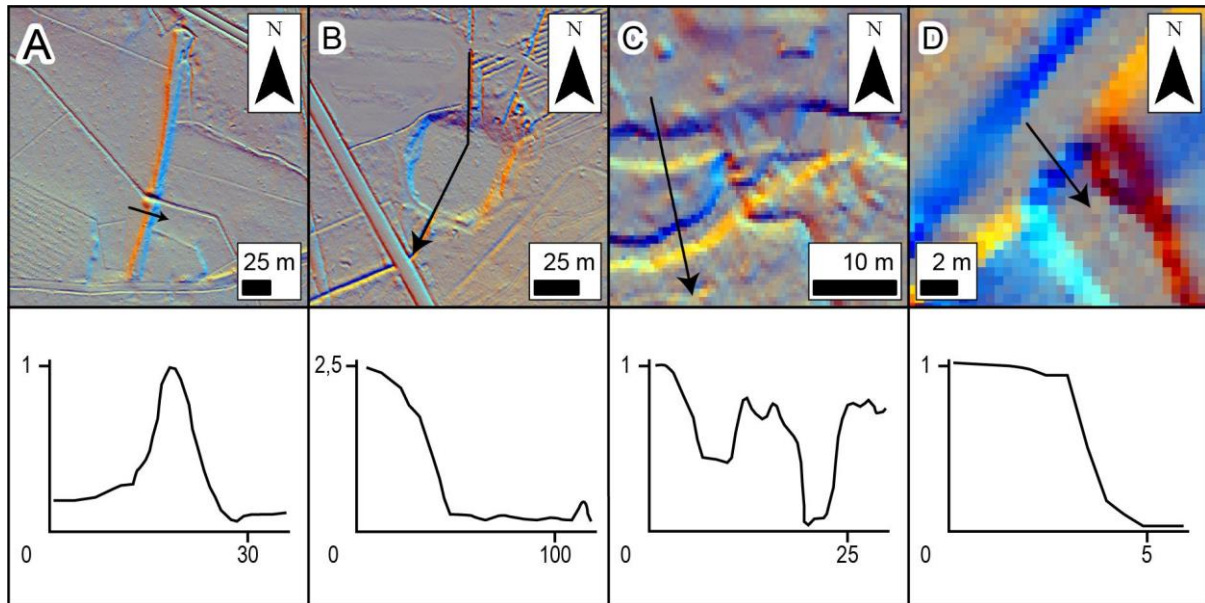


Fig. 3.58 : Différents ouvrages hydrauliques lorsqu'ils sont interprétables au LiDAR.
 A. Barrage réservoir ; B. Bassin de rétention ; C. Canal usinier avec barrage de prise d'eau ; D. Déversoir.

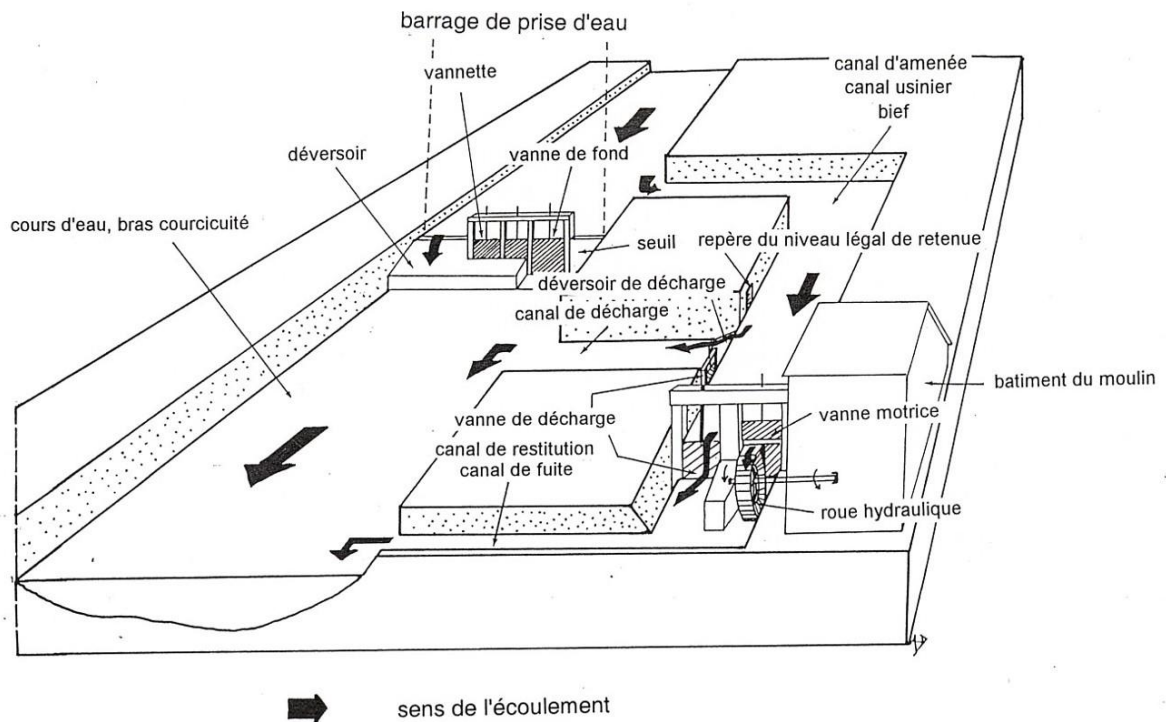


Fig. 3.59 : Ouvrage hydraulique au fil de l'eau (Devos, 1996).



Fig. 3.60 : Ouvrage hydraulique au fil de l'eau dit "Moulin le Bas" à Fontaine-sur-Ay.
Le barrage et le déversoir sont présentés en vignette C et D, Fig. 3.58.

3.2.4.2 Les ouvrages hydrauliques de la Livre

Le bassin de la Livre, le plus grand bassin-versant de l'emprise LiDAR (surface de 88 km²), représente le tiers de la zone d'étude (245 km²). Ce bassin est donc utilisé comme zone atelier de l'étude sur les ouvrages hydrauliques de la Montagne de Reims.

L'apport du LiDAR est confronté aux inventaires réalisés à partir du schéma piscicole départemental de la Marne et des documents d'archives comme la carte de Cassini et le cadastre napoléonien. Ce dernier s'inscrit dans une période d'équipement hydraulique maximum qui connaît ensuite une désaffection corrélative à l'exode rural de la fin du XIX^e siècle (Devos, 1996). L'inventaire réalisé à partir du LiDAR est bien plus prolifique avec 56 ouvrages détectés au lieu de 25 mentionnées dans les documents d'archive. Cela s'explique non seulement par un décompte aléatoire des ouvrages ainsi que par des contextes historiques différents. Le "moulin" ou "l'usine" mentionnée dans les archives désigne généralement le bâtiment disposé sur le canal d'amenée au droit de la vanne motrice (Fig. 3.59). En cas de désaffection, il est donc rayé des inventaires alors que ses ouvrages hydrauliques subsistent et restent morphogènes au LiDAR. À l'inverse, des ouvrages signalés dans les archives peuvent avoir fait l'objet d'un arasement dans le cadre d'une renaturation ou sont non morphogènes car noyés en hautes eaux. Quoiqu'il en soit, l'équipement hydraulique du bassin de la Livre semble bien riche puisque sont dénombrés 70 ouvrages représentés essentiellement par 27 bassins, 25 digues et 15 moulins (Tab. 3.12).

Type d'ouvrage	Archives cartographiques				Effectif d'ouvrages détectés par l'ensemble des archives	Détection LiDAR	Effectif par type d'ouvrage
	Carte de Cassini	Cadastré napoléonien	Atlas de Poinçon	Schéma piscicole			
Bassin	0	0	0	1	1	26	27
Déversoir	0	0	0	2	2	0	2
Digue	5	10	5	0	10	25	25
Usine (Moulin)	8	8	8	8	11	4	15
Radier	0	0	0	1	1	1	1
Effectif de la colonne	13	18	13	12	25	56	70

Tab. 3.12 : Approche archivistique et LiDAR des ouvrages hydrauliques de la Livre.

Le taux d'équipement hydraulique de la Livre, déterminé par le rapport entre le linéaire de tronçons court-circuités (6,01 km) sur la longueur du drain principal (16,85 km), est de 30 %. Cette valeur reste sous-estimée car les moulins ayant perdu leurs infrastructures hydrauliques ne sont pas comptabilisés. Ce taux d'équipement devrait être calculé sur les rapports entre le cumul des hauteurs de chute des ouvrages et le dénivelé théorique du cours d'eau, ce qui nécessite une enquête hydraulique de terrain.

La carte de répartition spatiale des ouvrages hydrauliques (Fig. 3.61) et les profils en long des cours d'eau du bassin de la Livre (Fig. 3.62) montrent que les digues ou barrages transversaux au talweg, constituant des plans d'eau potentiels, sont localisés en tête de bassin en bordures des plateaux, notamment sur la Lingonne et la Germaine. À l'inverse, les barrages de prises d'eau sont logiquement installés sur la partie inférieure du drain principal et en tête des ouvrages hydrauliques desservant les moulins ou usines. 14 moulins sont effectivement dénombrés dans le bassin de la Livre, dont 13 sur la Livre et un seul sur la Germaine. Le forçage humain sur l'hydrosystème s'organise donc différemment selon les contextes géomorphologique et hydrogéologique. Pas ou peu d'aménagement sont observés au niveau des ravins et des tronçons médians des vallées.

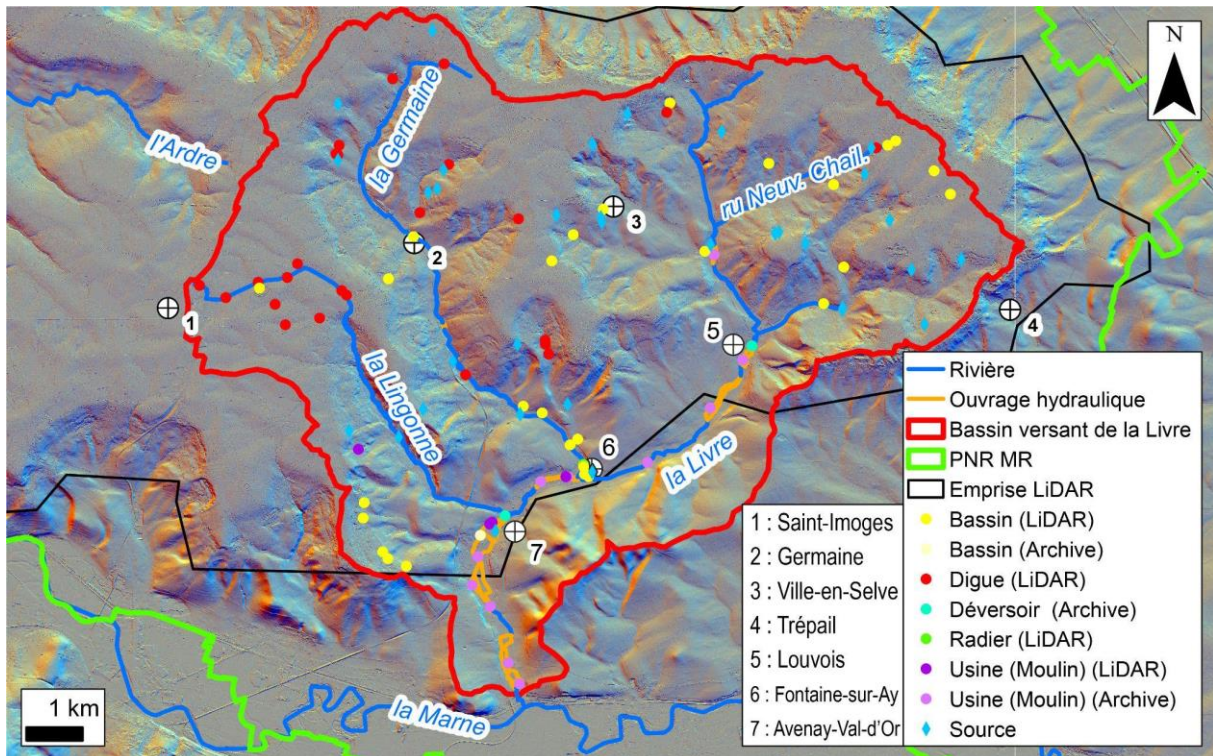


Fig. 3.61 : Les ouvrages hydrauliques de la Livre.

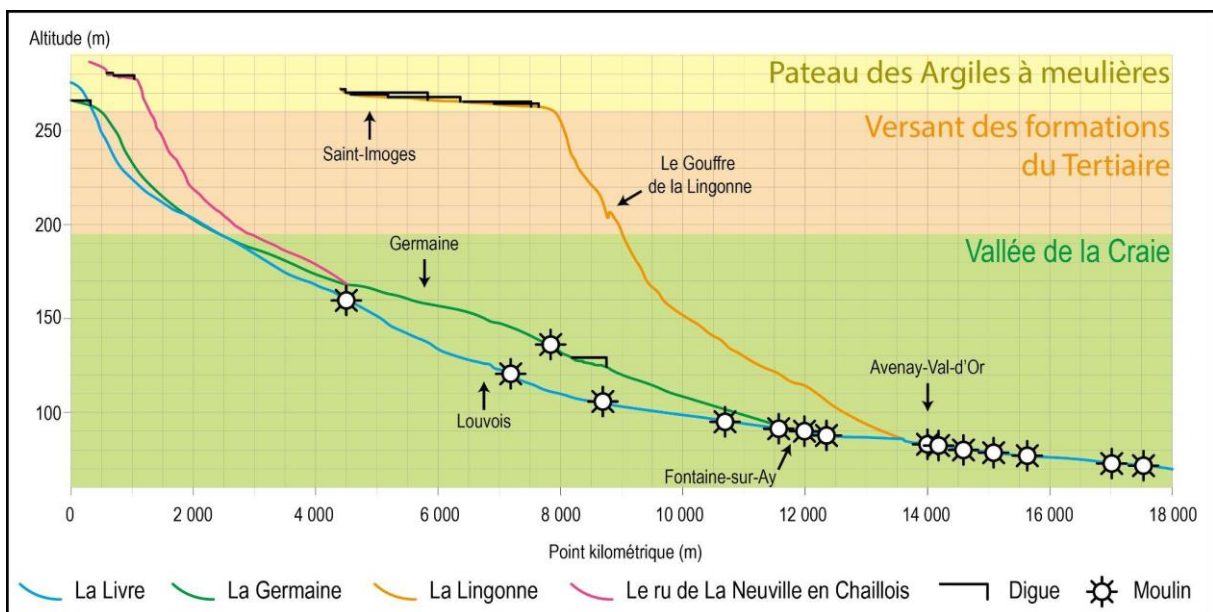


Fig. 3.62 : Profil en long de la Livre.

- L'exemple du bassin supérieur de la Lingonne

Son profil en long sur 3,5 km est marqué par neuf barrages réservoirs dont la totalité de la ligne d'eau est potentiellement influencée par les ouvrages hydrauliques, ce qui détermine un taux d'équipement de 100 %. Le chaînage d'étangs apparaît donc nettement à la fois sur le profil en long mais aussi sur les cartes. La reconstitution théorique de la ligne d'eau montre que ces plans

d'eau ne sont pas synchrones dans le temps car sinon ils affecteraient mutuellement leurs hauteurs de chute (Fig. 3.63), ce qui est confirmé par l'approche diachronique (Fig. 3.64).

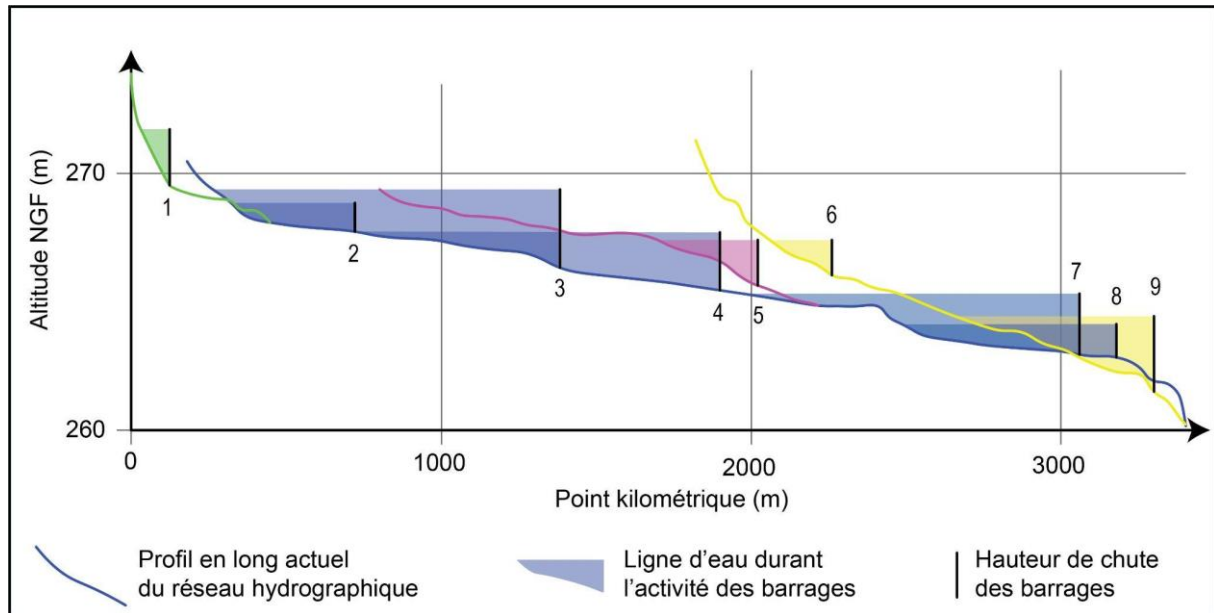


Fig. 3.63 : Profil en long de la Lingonne supérieure et restitution de la ligne d'eau artificialisée par les barrages.

Les numéros des barrages sont les mêmes que pour la figure 3.64.

La multiplicité des étangs étagés, en tête de vallée ou en bordure des plateaux, est souvent frappante sur les cartes anciennes. Ils avaient sans doute une vocation piscicole (*cf.* partie 1.3.5) mais également le stockage des eaux de drainage des plateaux avant restitution aux ravins de raccordement. Ils servaient aussi possiblement de soutien d'étiage aux moulins situés plus bas dans le corridor fluvial comme dans le Barrois (Devos, 1996), dans les Pays de la Nied (Benoit, 1988) ou dans les Vosges (Chossenot, 2012) ce qui implique une gestion raisonnée de la ressource en eau avec des règlements d'eau bien définis (Devos, 1996). Mais le profil en long de la Lingonne souligne que l'intégralité des écoulements est avalée dans un gouffre, dans la traversée du front de karstification. Les documents établis depuis la Première Guerre mondiale (Fig. 3.64) font état de l'assèchement des plans d'eau du château de Vernay probablement conséquent à l'arrêt de l'activité piscicole attesté au XIV^e siècle, mais aussi dû à l'assainissement des étangs ordonné par le chapitre de la Cathédrale de Reims en 1855, propriétaire unique du domaine depuis 1395 (Eliciel, 1994). Cet assainissement semble être à rattacher avec les fossés de drainage sur l'ensemble de l'emprise des anciens étangs.

Concernant le bassin de la Livre, l'exemple des étangs de Vernay semble représentatif car parmi les 25 digues reconnues, 14 sont en assec aujourd'hui. Il existe toutefois neuf digues toujours

fonctionnelles mais avec des surfaces en eau très limitées sur le plateau ou à mi-versant, sur des affluents secondaires de la Livre. Ce qui suppose que les retenues d'eau sur le plateau liées à ces ouvrages hydrauliques ont eu un grand impact au Moyen Âge et à l'Époque moderne principalement.



Fig. 3.64 : Cartographie diachronique des digues de la Lingonne supérieure de 1620 à 2018. Les numéros des barrages sont les mêmes que pour la figure 3.63.

- L'exemple du secteur du Moulin de Bas

Si l'exemple de la vallée de la Lingonne est évocateur sur la situation des ouvrages hydrauliques du plateau, l'exemple du secteur du Moulin de Bas est quant à lui représentatif des ouvrages de la basse vallée de la Livre. Il s'agit d'un moulin au fil de l'eau tout à fait classique (Fig. 3.60). Pourtant l'analyse LiDAR indique qu'il existe un bras mort associé à l'ouvrage. Ce dernier a été abandonné par deux fois, comme en atteste l'étude diachronique (Fig. 3.65). La partie orientale est abandonnée avec la mise en place d'un bras court-circuité en 1827. En 1915, ce bras n'a plus rien de naturel puisqu'il dérive le lit mineur de la Livre sur l'ensemble de tronçon anthropisé du moulin. Aujourd'hui, cet ouvrage hydraulique semble maintenir le fonctionnement mis en place depuis un siècle, de la même manière que la majorité des ouvrages. En effet, douze moulins présentent encore l'ensemble de leur canaux et deux ouvrages conservent leur canal usinier. À l'inverse, une usine est aujourd'hui déconnectée du cours d'eau et son ouvrage hydraulique a été manifestement renaturé. À ce titre, l'exemple du Moulin de Bas montre que le fuseau de mobilité historique des cours d'eau est surtout dépendant des ouvrages hydrauliques qui multiplient le nombre de drains et peuvent même provoquer l'abandon du lit mineur au profit des canaux artificiels.

Enfin, l'approche LiDAR croisée au SIG est incontestablement bénéfique à la compréhension diachronique de l'anthropisation de l'hydrosystème, notamment concernant les ouvrages hydrauliques. Elle fournit des éléments complémentaires comme la détection de bras morts associés aux moulins ou l'identification des hauteurs de chute des barrages réservoirs, ce qui permet d'identifier un phasage dans la mise en place des différents ouvrages hydrauliques.

Parmi les ouvrages hydrauliques pouvant faire l'objet d'une étude LiDAR, les digues à l'origine d'étangs paraissent avoir eu un impact important au Moyen Âge et à l'Époque moderne avant d'être supplantées par des dynamiques de drainage depuis le milieu du XIX^e siècle sur les plateaux. Bien qu'ayant subi la même période de désaffectation que les autres moulins de France au XIX^e, les moulins de la Livre ont conservé un impact sur l'hydrosystème. Mais l'anthropisation des fonds de vallée par les ouvrages hydrauliques semble non seulement bien plus importante avec l'approche LiDAR mais aussi plus précoce car les archives restent lacunaires et tardives.



Fig. 3.65 : Cartographie diachronique du “Moulin de Bas” situé à l’aval de Fontaine-sur-Ay.

3.2.5 Les structures n’ayant pas fait l’objet d’un inventaire exhaustif

D’autres structures archéologiques révélées au LiDAR ne font pas l’objet d’inventaires exhaustifs mais sont traitées par des études de cas. Il s’agit d’une part de certaines structures éliminées lors de la phase de classification du nuage de point par le prestataire (e.g., moulins hydrauliques ; cf. partie 2.1.1.2). Lorsqu’ils sont incorporés au MNT, leur analyse spatiale est

biaisée car les dispositifs de prise d'eau (barrages, déversoirs, radiers) sont difficilement détectables au LiDAR car noyés ou gommés. À l'inverse, ceux disposés sous couverture forestière et isolés apparaissent nettement. Il s'agit autrement d'autres structures n'ayant qu'un impact hydrologique ténu (*e.g.*, paléoparcellaire, charbonnières). Certaines structures comme les ravins, qui auraient mérité une étude plus poussée, n'ont pas pu être traitées faute de méthodes applicables à l'échelle du massif. Enfin, d'autres structures comme les sites industriels ou castraux, et les sites d'habitats groupés (abbayes, hameaux, fermes), qui mériteraient des recherches bien plus approfondies, sont ici évoqués sans inventaire exhaustif pour ne pas transcender les ambitions scientifiques de cette contribution limitée à 3 ans de recherches.

3.2.5.1 les formes de raccordement : ravines et ravins

Sur les plateaux, en l'absence de pente, les formes de ruissellement sont absentes ou soumises au drainage anthropique. Mais en bordure des plateaux cultivés, toujours dans les Argiles à Meulières, mais recouverts de loess, est observé dans le bassin du Brunet, au nord de Venteuil au lieu-dit "les Pâtis", un réseau de formes de rills ou ravines parallèles, peu hiérarchisées et non connectées au réseau hydrographique (Fig. 3.66E et Fig. 3.67A). Ces ravines d'une profondeur décimétrique sont exclusivement situées sous couverture forestière. Elles témoignent d'un ruissellement concentré au sommet des versants, où les Argiles à Meulières affleurent sans recouvrement colluvial. Sans exutoire apparent, ces ruissellements se perdent une centaine de mètres en aval, manifestement dans les colluvions et participent à l'alimentation des mouvements de terrain. Quand la connexion s'effectue avec le réseau hydrographique (à l'est de l'image), les drains s'organisent en réseau dendritique dans la partie supérieure du versant pour alimenter des ravins plus incisés. Mais ce schéma reste rare et ne concerne que les versants forestiers en bordure de plateaux cultivés, sans réseau de drainage anthropique apparent.

En effet, en domaine forestier, en tête des vallons d'ordre 1 ou dans leur partie médiane, les observations sur le terrain et sur les images LiDAR font état de formes de raccordement entre les drains du plateau, généralement anthropiques, et les versants. Ces formes sont représentées par des ravins actifs, emboîtés dans des vallons en berceau (Fig. 3.66C et D et Fig. 3.67C). Ils témoignent d'un hydrodynamisme important qui incise les tronçons sommitaux des vallons dans les Argiles à Meulières. Leur localisation semble se limiter à la traversée des versants réglés, des escarpements de tête de glissements et en amont des phénomènes exokarstiques

situés sur les replats structuraux du Thanétien. Leurs profils transversaux montrent clairement l'emboîtement d'un chenal actif de 1 à 2 m de large, d'une profondeur souvent plurimétrique dans un vallon hérité plus large en berceau (Fig. 3.67C2). Le chenal est parsemé de blocs de meulière lavés par le ruissellement. Les argiles sont manifestement évacuées par suspension lors des épisodes de crues, alors que les blocs de meulière subsistent en amas dans le chenal. En période de basses eaux, le chenal connaît un assec récurrent. Ils se caractérisent par de fortes pentes longitudinales d'environ 12 %.

En amont des dolines-perdes au niveau des Vallées aveugles, ces ravins répondent à l'appel au vide du karst et creusent les argiles de l'Yprésien, voire les calcarénites du Thanétien comme au niveau du gouffre Martin-Godard (Fig. 3.66A et Fig. 3.67B). Leur existence est donc largement tributaire du front de karstification.

Enfin, il existe des ravins asymétriques (Fig. 3.66B et Fig. 3.67D2), contraint d'un côté par un mouvement de terrain et de l'autre par le versant en place (Fig. 3.67D1) dont l'origine est probablement contemporaine de la mise en place du mouvement de terrain.



*Fig. 3.66 : Exemples de ravins en Montagne de Reims.
A. Ravin karstique ; B. Ravins contraints par un mouvement de terrain ; C. Aval d'un ravin de tête de vallon ; D. Amont d'un ravin de tête de vallon ; E. Ravine.*

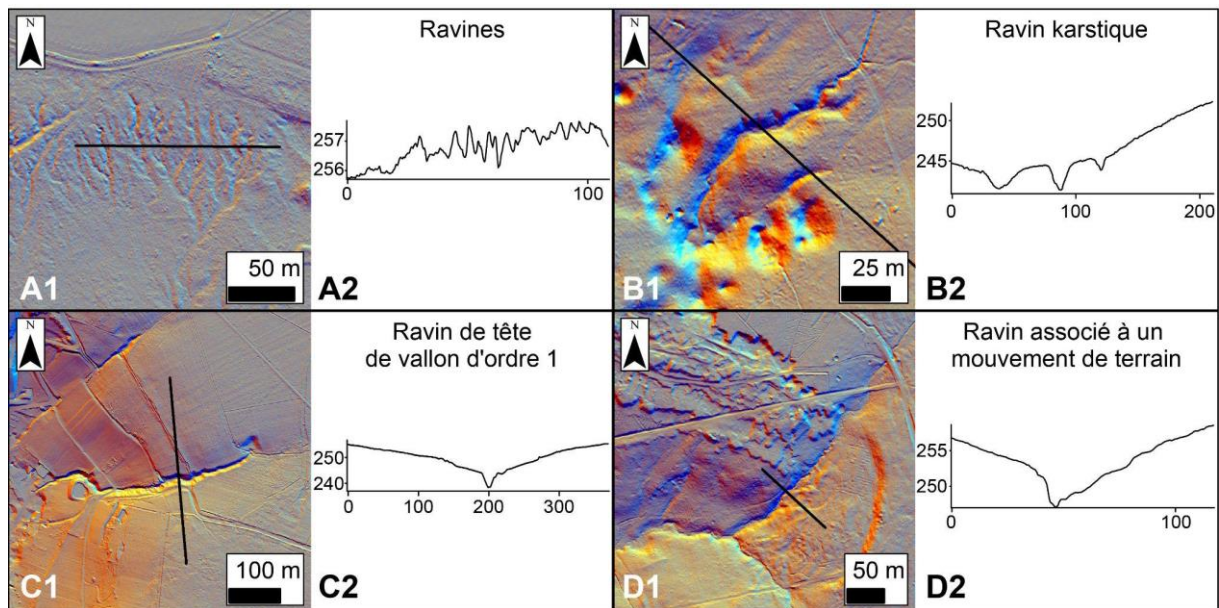


Fig. 3.67 : Formes de ruissellement en Montagne de Reims (Vignette 1 vue en plan et 2 en coupe, unité en mètres).

A. Formes de ravines parallèles (pente = 3 %) ; B. Ravin karstique (pente = 8 %) ; C. Ravin en tête de vallon d'ordre 1 (pente = 12 %) ; D. Ravins contraints par un mouvement de terrain (pente = 10 %).

Ces ravins actifs semblent holocènes, car ils incisent les formes héritées du Pléistocène (versant réglés, anciens mouvements de terrain) et raccordent les écoulements du plateau au réseau hydrographique organisé des vallées. Ils s'apparentent aux "Creuses" de Picardie (Taborelli *et al.*, 2016), aux ravines du Pays de Thelle (Larue, 2005), aux ravins de Haute-Marne (Lejeune, 2005) ou de la forêt de Trois Fontaines (Jaillet, 2000). Mais à la différence des Creuses, ils s'inscrivent dans un massif forestier et sont occultés du paysage ou mal connus.

La présence de ravins de raccordement semble surprenante car ils témoignent d'un hydrodynamisme particulier de ruissellement concentré alors que les plateaux semblent dénués de drains naturels et entretiennent une humidité permanente sans concentration des flux. Finalement, les ravins et les ravines alimentent en eau les versants marqués par des mouvements de terrain, du karst et des réseaux hydrographiques. Ils participent ainsi à l'hydrosystème et constituent des zones de transferts rapides des écoulements.

3.2.5.2 Les châteaux et maisons fortes

Ces structures archéologiques sont généralement reconnues au LiDAR par leurs substructions et leurs douves caractéristiques. Leur étude nécessite un croisement avec les archives, et surtout avec des prospections de terrain voire des fouilles archéologiques. Malgré cela, elles font l'objet

d'études de cas dans cette contribution, car elles constituent des ouvrages hydrauliques sous la forme de douves alimentées par des fossés connectés à l'hydrosystème.

Le traitement LiDAR permet de recenser sept sites castraux ou de maisons fortes dont certains étaient totalement inconnus. Il s'agit des sites de Vernay à Saint-Imoges (Fig. 3.68A), de Germaine (Fig. 3.68B), de Courton à Pourcy (Fig. 3.68C), d'un site proche de La Neuville-en-Chaillois (Fig. 3.68D), de la Maison forte d'Hautvillers (dont il ne reste qu'une demi-douve sur le rebord du plateau), du site de la Malmaison, seul site toujours occupé par une maison de maître du XIX^e siècle. Déjà présente sur la carte de Cassini, les douves sèches quadrangulaires laissent à penser que le site peut remonter au Moyen Âge. Enfin, le site de Mont Rieul à Sermiers constitue un véritable hameau (Fig. 3.68C).

La majorité de ces structures archéologiques ne se situe pas sur des sommets, buttes ou éperons. À ce titre, elles ne correspondent pas à des sites de défense et sont toutes abandonnées sur les plans de l'Époque moderne. Cela peut s'expliquer par le contexte géopolitique témoignant d'un enchâtellement médiéval rapidement désaffecté à la suite du rattachement de la région au royaume de France (*cf.* partie 1.3.4). Les pondérations thermiques du Petit Âge Glaciaire ont sans doute limité l'occupation humaine tout comme les guerres incessantes du XVII^e siècle.

Pour les sites castraux (Vernay, Germaine, La Neuville-en-Chaillois), les morphologies reconnues en LiDAR et sur le terrain, témoignent d'une fonctionnalité hydrologique importante. En effet, des fossés en eau sont systématiquement retrouvés. Ils sont de forme polygonale et correspondent à des douves simples ou doubles, séparées par des talus en élévation. Ces douves sont alimentées par des fossés de drainage et souvent connectées à des fossés de fuite.

Pour les maisons fortes, associées à une exploitation agricole attestée par la présence d'enclos et de trace de labours (Courton, Hautvillers), des vestiges de plans d'eau de forme rectangulaire ou en forme de "L" peuvent être interprétés en viviers en connexion avec des fossés (Fig. 3.68C).

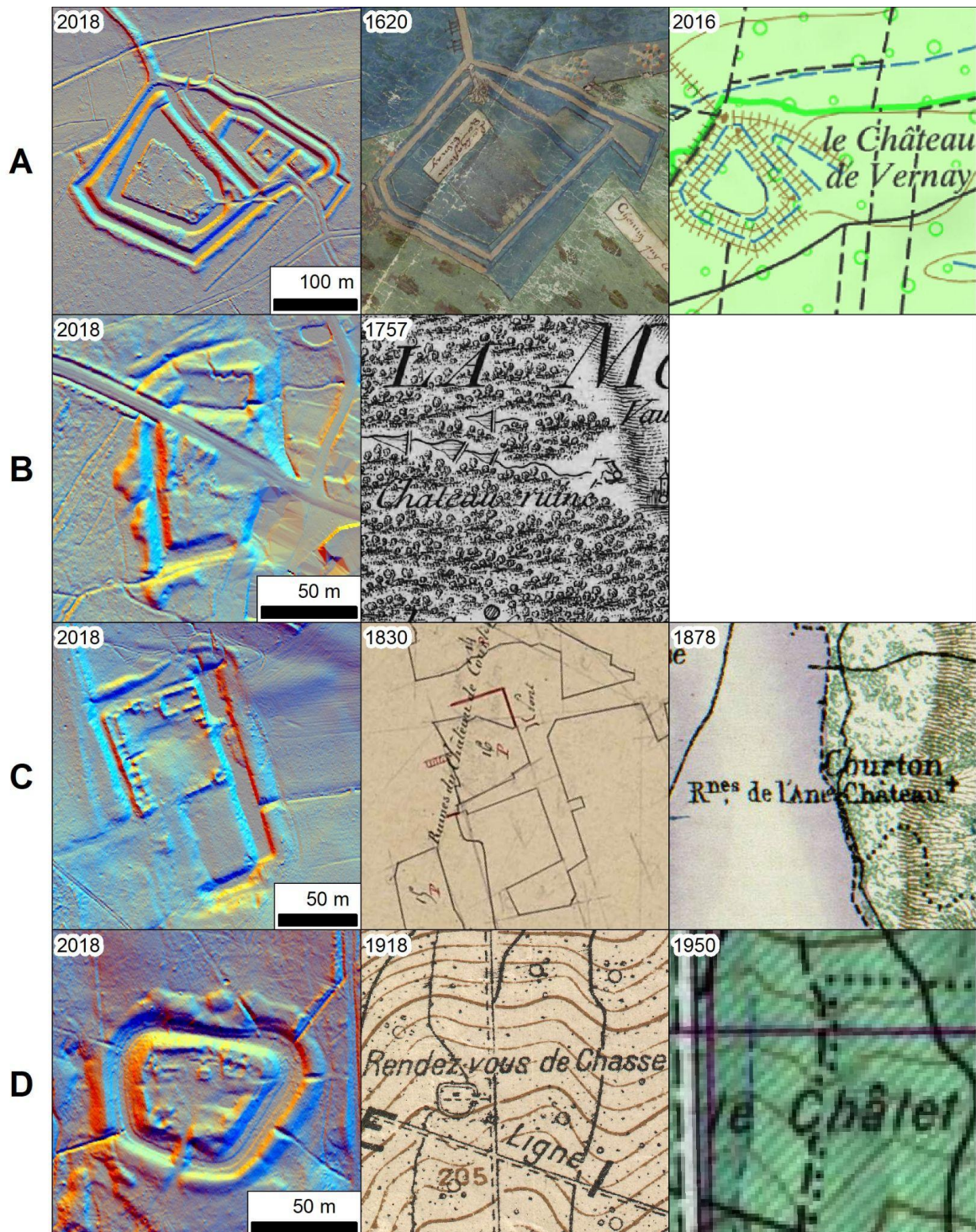


Fig. 3.68 : Exemples de sites d'habitat du type châteaux et maisons fortes.
 Pour chaque site (A, B, C et D), la première colonne présente l'observation LiDAR, la seconde la première mention cartographique associée et la troisième la dernière mention cartographique du site.
 A. Château de Vernay, l'occupation est datée entre 1120 et 1335 (Eliciel, 1994) ; B. Le Châtelet reconnu comme une maison forte sur critère morphologique (Hugonnier, 1999) ; C. Château de Courton, il ne présente aucun élément de datation apporté par la bibliographie, les ruines dont l'ancien pont-levis sont identifiées dans l'Almanach de la Marne en 1910 (Berteaux, 1910) ; D. Mottes castrales occupées au XIX^e par un chalet dont les origines sont inconnues.

3.2.4.3. Les hameaux et abbayes

Les sites d'habitats groupés et les fermes isolées présentent de faibles empreintes morphogènes à l'exception des fonds de vallées.

Les hameaux disparus de La Neuville au sud de Saint-Imoges et du Petit Champs dans le bassin de la haute vallée de l'Ardre, signalés sur la carte de Cassini ou sur le cadastre napoléonien et situés sur les plateaux sont repérés au LiDAR par des vestiges des réseaux parcellaires et viaires et des substructions de murs d'enceinte. Mais, sans plan d'eau ni connexion au réseau de fossés, leur rôle hydrologique paraît bien faible (Fig. 3.69A et B).

A l'inverse, le hameau de Montrieul signalé dans la bibliographie et dans les et situé dans la vallée de l'Ardre supérieure, présente une empreinte morphologique et surtout une fonction hydrodynamique bien différentes des plateaux. Deux pièces d'eau s'y trouvent, formées par des barrages réservoirs sur l'Ardre cerclés d'un bourrelet périphérique avec un îlot de forme polygonal portant vraisemblablement la place forte du site. Des structures en rideaux et du paléoparcellaire s'observent en rive gauche (Fig. 3.69C).

L'abbaye de Saint-Basle, rasée à la Révolution, est peu morphogène. Seules les terrasses étagées et de rares substructions subsistent sur le front de côte (Fig. 3.69D). Les trois niveaux de terrasses sont retrouvés, portant respectivement du haut en bas, l'abbaye avec son cloître et son église (niveau 3), les jardins aux allées orthogonales (niveau 2) et enfin en contrebas le dernier niveau et sa pièce d'eau. Cette dernière est traversée par un drain alimenté par un étang en amont de l'abbaye, qui se vidange dans un gouffre. L'empreinte morphologique de l'abbaye se limite donc aux dispositifs hydrauliques et à la topographie aménagée du site. La Chapelle signalée sur la carte IGN et datée du XIX^e siècle ne doit pas être confondue à l'église de l'abbaye qui a totalement disparue.

Si la fonctionnalité hydrologique des anciens sites d'habitats groupés est faible pour l'hydrosystème, ces derniers permettent de proposer des datations relatives aux structures de drainage. Les hameaux et fermes pourtant fonctionnels durant l'Époque moderne, voire le Moyen Âge, sont vraisemblablement désaffectés lors de l'Époque contemporaine, ce qui confirme un changement d'occupation vers la vocation forestière aux dépens des activités agricoles ou d'élevage. Ce changement peut s'expliquer d'une part par les pondérations climatiques du Petit Âge Glaciaire et d'autre part les guerres incessantes qui marquent les périodes concernées par cet exode.

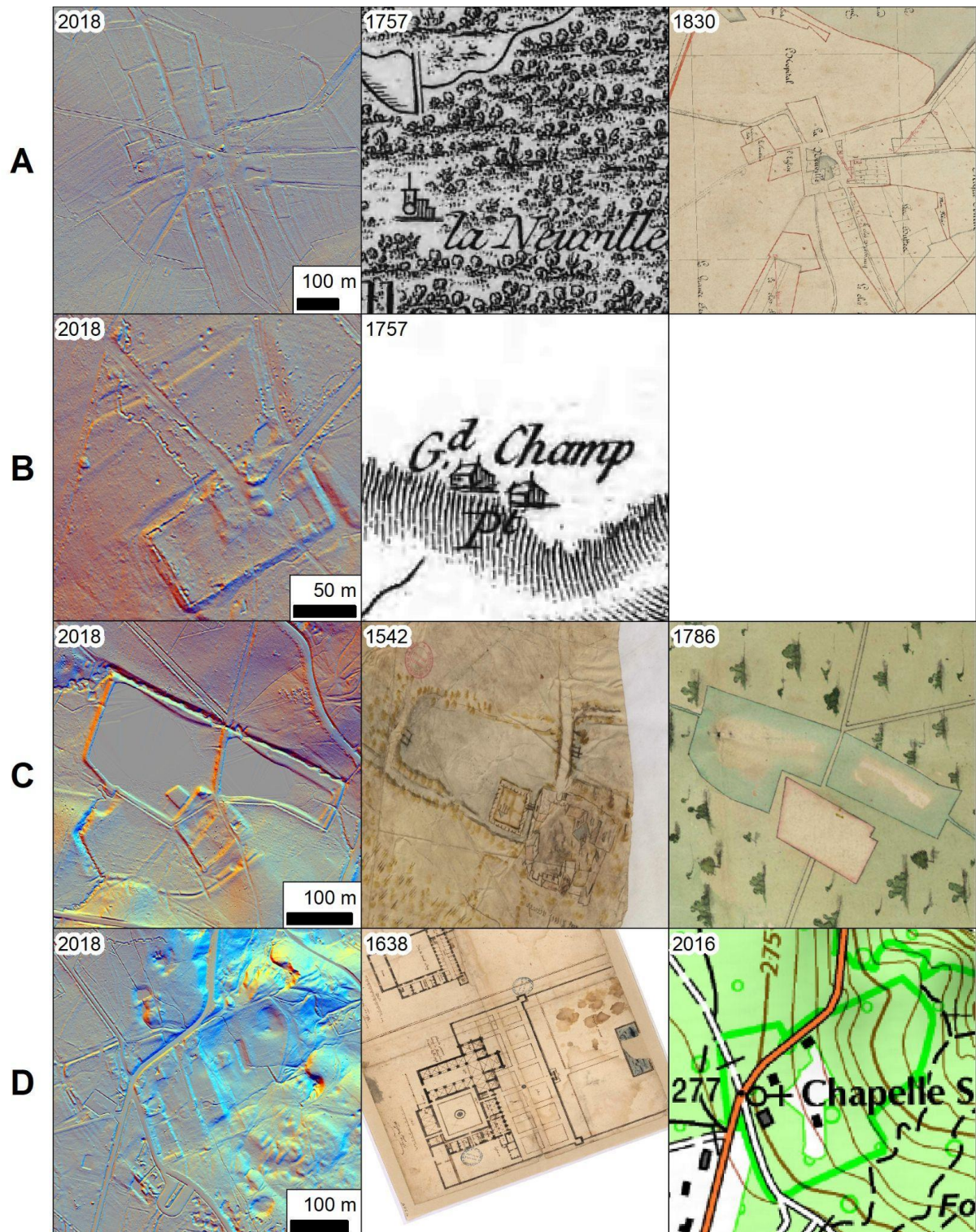


Fig. 3.69 : Exemples de sites d'habitat du type hameaux et abbayes.

Pour chaque site (A, B, C et D), la première colonne présente l'observation LiDAR, la seconde la première mention cartographique associée et la troisième la dernière mention cartographique du site. A. Hameau disparu de la Neuville au sud de Saint-Imoges ; B. Ferme dit du Petit Champ sur le rebord du plateau au nord de Marfaux ; C. Hameau de Montrieul à l'est de Courtagnon ; D. Abbaye de Saint-Basle sur le rebord du plateau au sud de Verzy.

3.2.4.4. Les sites industriels

La valorisation des géomatériaux peut s'effectuer à l'extérieur de la Montagne de Reims ou *in situ*, ce qui nécessite l'établissement de sites industriels à l'image des briqueteries, des tuileries qui exploitent les argiles. Ces sites participent potentiellement au forçage anthropique sur l'hydrosystème car ils utilisent et rejettent l'eau dans le processus industriel.

Sur les images LiDAR, dans un modelé en peau d'orange interprété comme des fosses d'extraction anciennes (Fig. 3.45C3), au droit de la forêt de Verzy, des prospections de terrains mettent en évidence des loupes et scories métallurgiques, manifestation de bas fourneaux (Fig. 3.70). Ces ferriers non signalés dans la bibliographie et non reconnus en fouilles archéologiques sont à rattacher aux paléosols ferrallitiques sur les lambeaux de sables stampiens de Verzy (Laurain et Meyer, 1986). Compte tenu de ces informations et de l'érosion des morphologies, il est tentant de les inscrire dans l'époque protohistorique. Ils mériteraient des investigations archéologiques et doivent aussi se rattacher aux charbonnières qui assurent leur alimentation en combustible. Ces ferriers à faible empreinte morphologique ne semblent pas participer à l'hydrosystème.

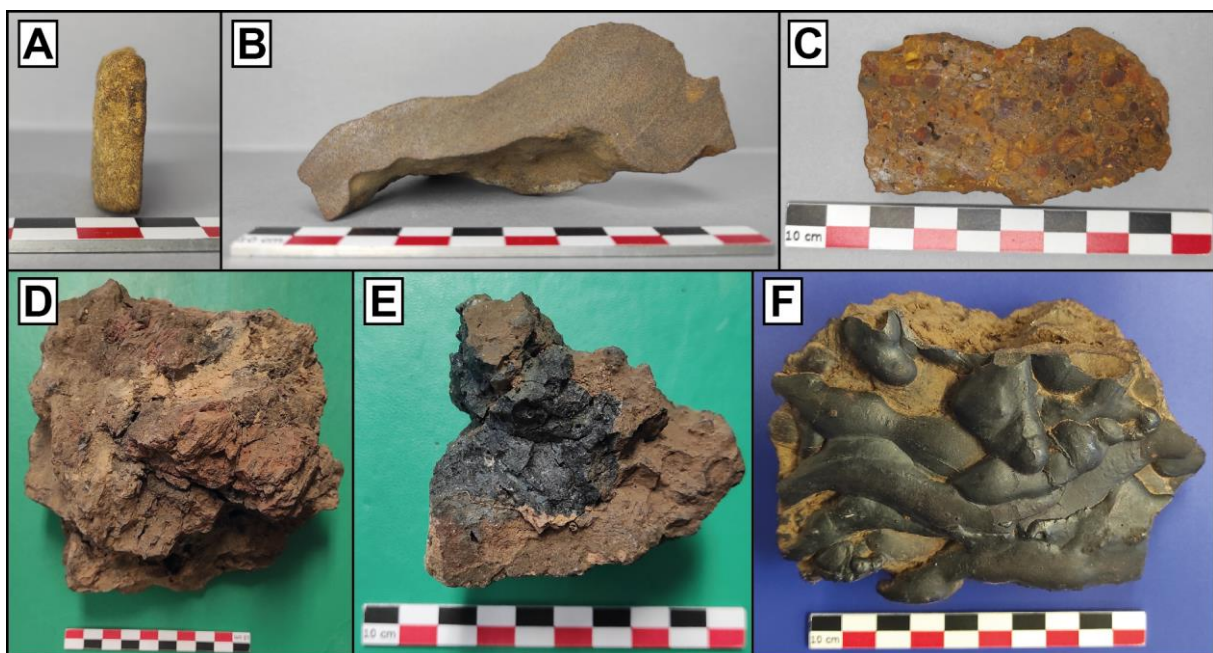


Fig. 3.70 : Éléments attestant de l'activité métallurgique.

A, B et C. Minerais de fer issus des paléosols ferrallitiques de la Montagne de Reims (c. 43 % de fer) ;
D, E et F. Scories métallurgiques de ferriers prélevées dans la forêt de Verzy à différents stades de travail.

A. Plaquette ferrugineuse riche en quartz ; B. Fragment de croûte ferrugineuse ; C. Pisolithe ferrugineuse.

Les autres sites industriels se concentrent sur les rebords du plateau (front de côte, sommets de versant) proches des sites d'extraction. Ils correspondent à d'anciennes tuileries et briqueteries comme à Ludes, à Hautvillers, à Saint-Imoges et à Bouzy (Fig. 3.71). Leur empreinte morphologique semble hétérogène ainsi que leur fonctionnalité hydrologique qui se limite à des mares comme à Bouzy ou Hautvillers.

Le site du Craon de Ludes illustre la faible empreinte morphogène des sites industriels de versant. Elle s'explique d'une part par le traitement du nuage de points LiDAR car les anciennes tuileries sont localisées dans le village et les bâtiments actuels sont gommés du MNT. Le plan du Craon de Ludes de 1847 présente effectivement un hydrosystème de conduites ou de fossés et de bassins au niveau des anciennes tuileries que le LiDAR ne restitue pas (Fig. 3.72). Mais cette analyse se limite aux industries de transformation des argiles. L'industrie est à la fois forte consommatrice de géomatériaux, mais aussi d'énergie. Elle se localise donc, soit près des sites d'extraction, soit en forêt qui lui assure le charbon de bois. Mais l'industrie est aussi concentrée sur les cours d'eau à fort potentiel hydraulique.

Les activités industrielles en Montagne de Reims ne se limitent donc pas qu'aux sites d'extractions mais se confondent aux ouvrages hydrauliques, au charbonnage et au bâti. Ces activités aujourd'hui reconnues comme industrielles sont en réalité intimement liées aux activités agricoles et forestières. En effet, à l'aube de la révolution industrielle, les ouvriers-paysans sont les principaux acteurs du territoire et partagent leurs activités selon les saisons, dictées par les moissons estivales, les vendanges d'automne, le charbonnage, la coupe du bois et l'usine hydraulique l'hiver (Devos, 1996).

À l'image d'autres structures archéologiques comme les sites d'habitat groupé, les sites industriels bien que peu morphogènes et hydrodynamiques permettent de dater de manière relative les autres structures de l'hydrosystème.

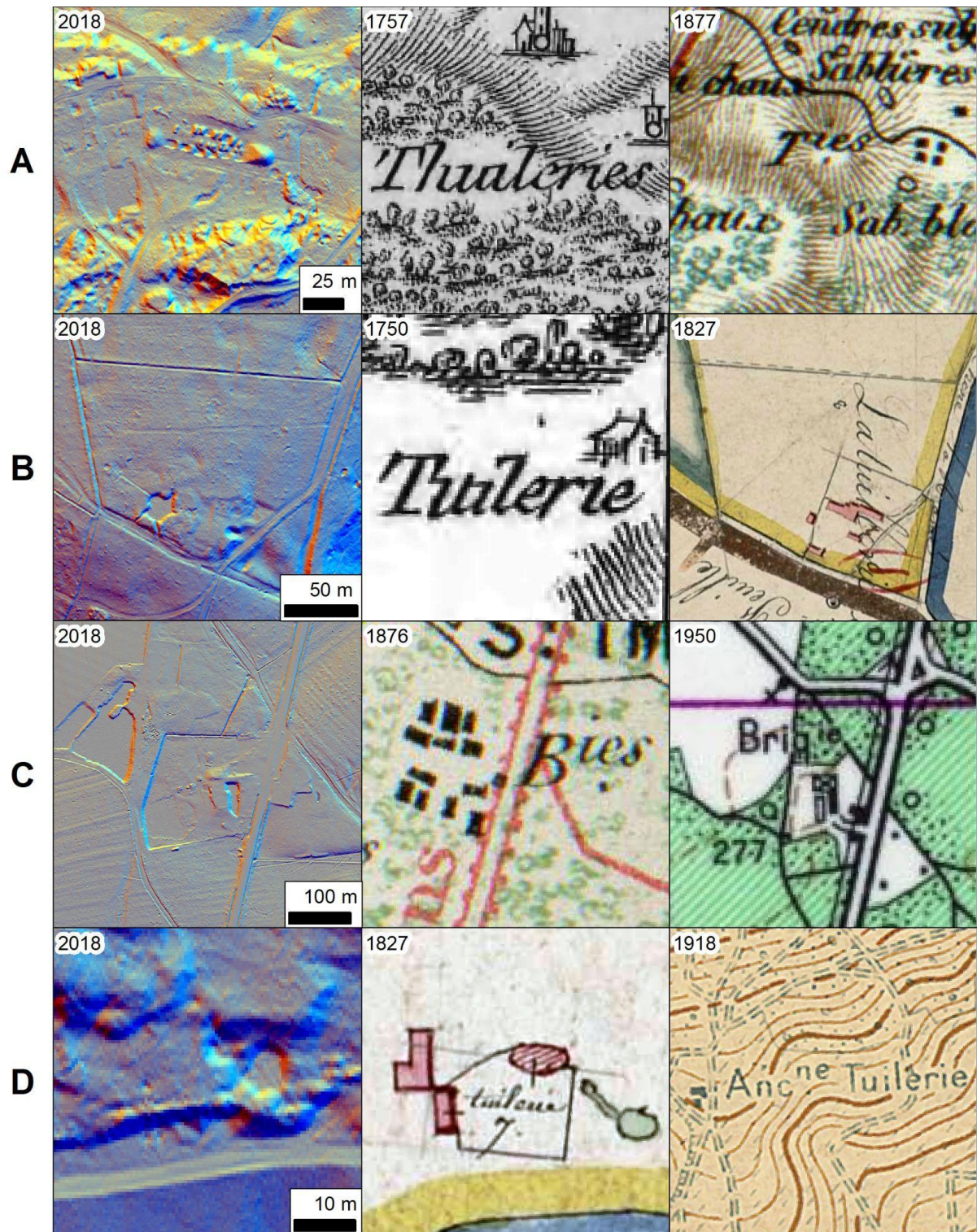


Fig. 3.71 : Exemples de sites industriels.

Pour chaque site (A, B, C et D), la première colonne présente l'observation LiDAR, la seconde la première mention cartographique associée et la troisième la dernière mention cartographique du site.
 A : Tuileries de Ludes, B : Tuilerie d'Hautvillers, C : Briqueteries de Saint-Imoges, D : Tuilerie de Bouzy.

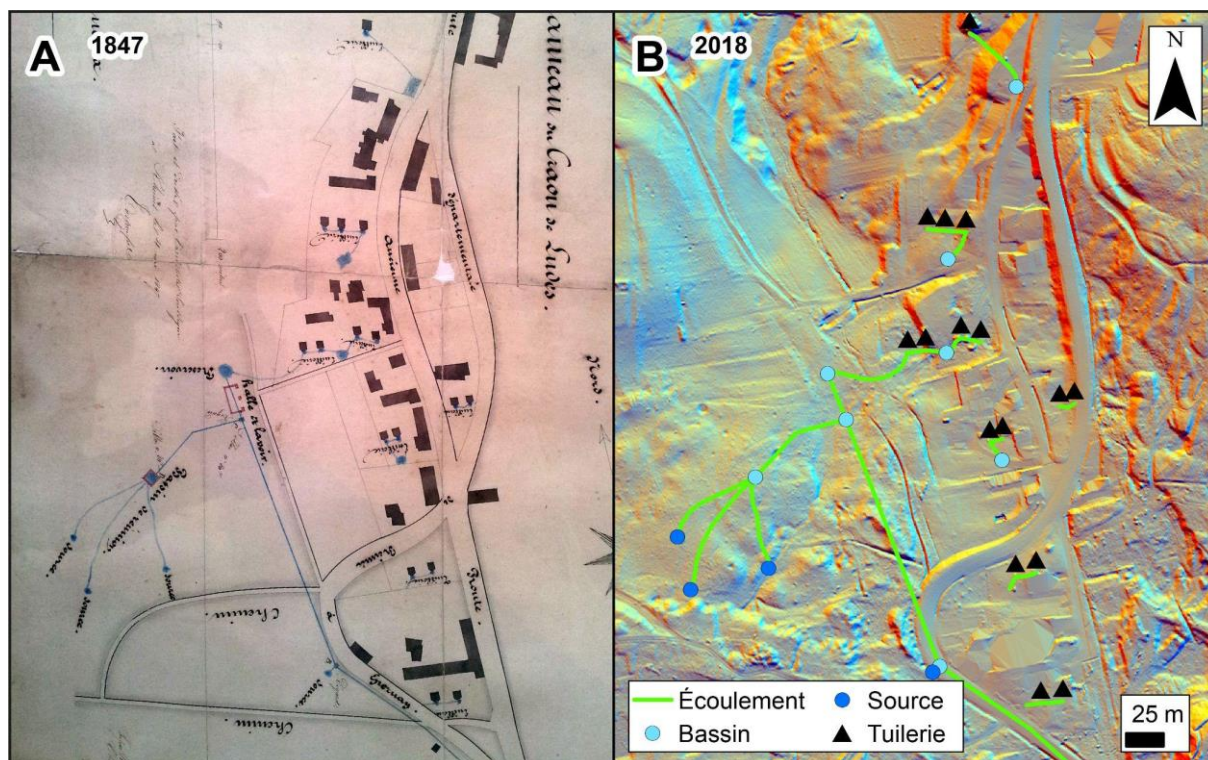


Fig. 3.72 : Hydrosystème des tuileries du Craon de Ludes.
 A. Cartes du hameau du Craon en 1847 : les fours et les sources (coll. privée) ; B. Restitution du réseau hydraulique et des tuileries sur l'image LiDAR.

3.2.4.5. Le paléoparcellaire : Site du trou de la Baticaude

Dans un contexte où l'ensemble des structures observable au LiDAR est analysé, le paléoparcellaire a également fait l'objet de recherches sous la forme d'une étude de cas.

Au "Trou de la Baticaude" dans un vallon cataclinal proche de Trépail, suite à la tempête de 1999, des prospections pédestres en 2001 et 2002 ont mis en valeur, au gré des chablis, un site de potiers avec du mobilier (TCA, tessons) avec de nombreuses estampilles datées du I^{er} au IV^e siècle (Deru *et al.*, 2003, Deru et Fronteau, 2012). Le traitement LiDAR permet d'inscrire ces découvertes dans un contexte d'occupation gallo-romaine marquée par le paléoparcellaire orthogonal (Chouquer, 1995 ; Fig. 3.72), manifestement calée sur le réseau viarie. Ce paléoparcellaire en rideaux de culture, ne correspond pas aux limites cadastrales du cadastre napoléonien. Il est associé à des substructions de bâtiments agricoles ou à des ateliers de potiers non révélés au LiDAR (David, 2018). Cette occupation est peu morphogène et ne modifie pas fondamentalement les écoulements.

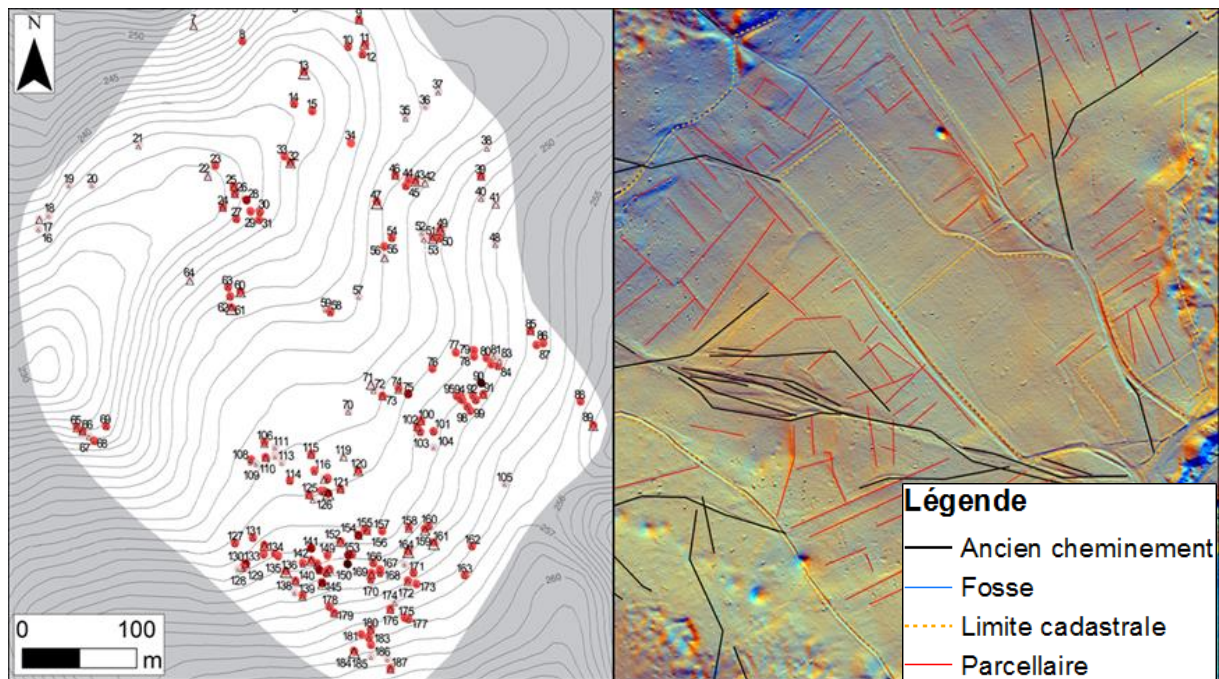


Fig. 3.73 : Indices archéologiques d'occupation (TCA) et le paléoparcellaire d'après David (2018) au Trou de la Batacaude (Trépaill).

3.2.4.6. Les charbonnières

Les plateformes de charbonnage, ou charbonnières, intéressent plus particulièrement l'archéologie forestière (Dupin, 2018) car elles apportent des informations sur l'occupation humaine et les pratiques industrielles du territoire. La fabrication du charbon de bois s'est perpétuée à plusieurs époques historiques pour l'approvisionnement des sites industriels de la Montagne de Reims (tuileries, briqueteries, ferriers) même durant la Grande Guerre.

L'approche LiDAR montre qu'elles régularisent localement le versant par une plateforme plate d'une dizaine de mètres de diamètre (Rassat *et al.*, 2015 ; Fig. 3.74), comme observées en Angleterre (Hazell *et al.*, 2017) ou dans le Jura (Dupin, 2018). Elles se présentent sous la forme de plateformes, de monticules ou d'anneaux qui constituent le reliquat de la meule de charbonnage dont le diamètre atteint 6 m. Cela témoigne du procédé d'élaboration du charbon de bois, ici sous la forme de meules et non de fosses ou en four métallique. Ce procédé fait l'objet d'un reportage du service photographique de l'Armée en 1917 sur un versant dans les environs de Pourcy, montrant le phasage de la production, de l'élaboration de la meule à son ignition (Fig. 3.76).

L'inventaire des charbonnières réalisé par David (2018) enregistre plus de 4 600 plateformes dont la cartographie par densité montre clairement une répartition hétérogène, à la fois dans

l'espace mais aussi selon le site géomorphologique (Fig. 3.75). Les densités de charbonnières sont effectivement disparates car comprises entre 20 et 260 unités par km².

On constate davantage de plateformes à l'ouest de la Montagne de Reims, ce qui peut s'expliquer par les formations géologiques plus filtrantes et plus épaisses (calcaires lutétiens, sables cuisien) alors qu'à l'est, les limons sur les Argiles à Meulière entretiennent des sols hydromorphes, répulsifs aux charbonnières. La moindre dépression risque effectivement un ennoisement après un épisode pluvieux ce qui n'est pas compatible avec le charbonnage.

Mais leur principale particularité est la prédominance écrasante des sites de versants. Les charbonnières sont toutes localisées sur les versants des vallées des bassins de la Livre et de l'Ardre. Cette constante se retrouve aux États-Unis (Bonhage *et al.*, 2020) et en Forêt Noire allemande (Ludemann, 2010). Les versants sculptés dans des formations plus perméables que les plateaux, présentent donc un tropisme au charbonnage. Ce dernier semble disparaître lorsque les versants sont aussi perméables que les plateaux comme en forêt de Chailluz dans le Doubs (Fruchart, 2014).

Compte tenu de leurs diversités de formes, le seul critère morphologique révélé au LiDAR doit être complété pour validation, par une prospection sur le terrain avec une approche pédologique ou anthracologique. Leurs petites tailles et surtout leur répulsivité aux milieux humides, sans connexion avec les réseaux de fossés, témoignent d'impacts négligeables sur l'hydrosystème. À ce titre, elles ne font pas l'objet d'études approfondies dans ce travail même si elles constituent des artefacts archéologiques importants dans la compréhension des pratiques du territoire.

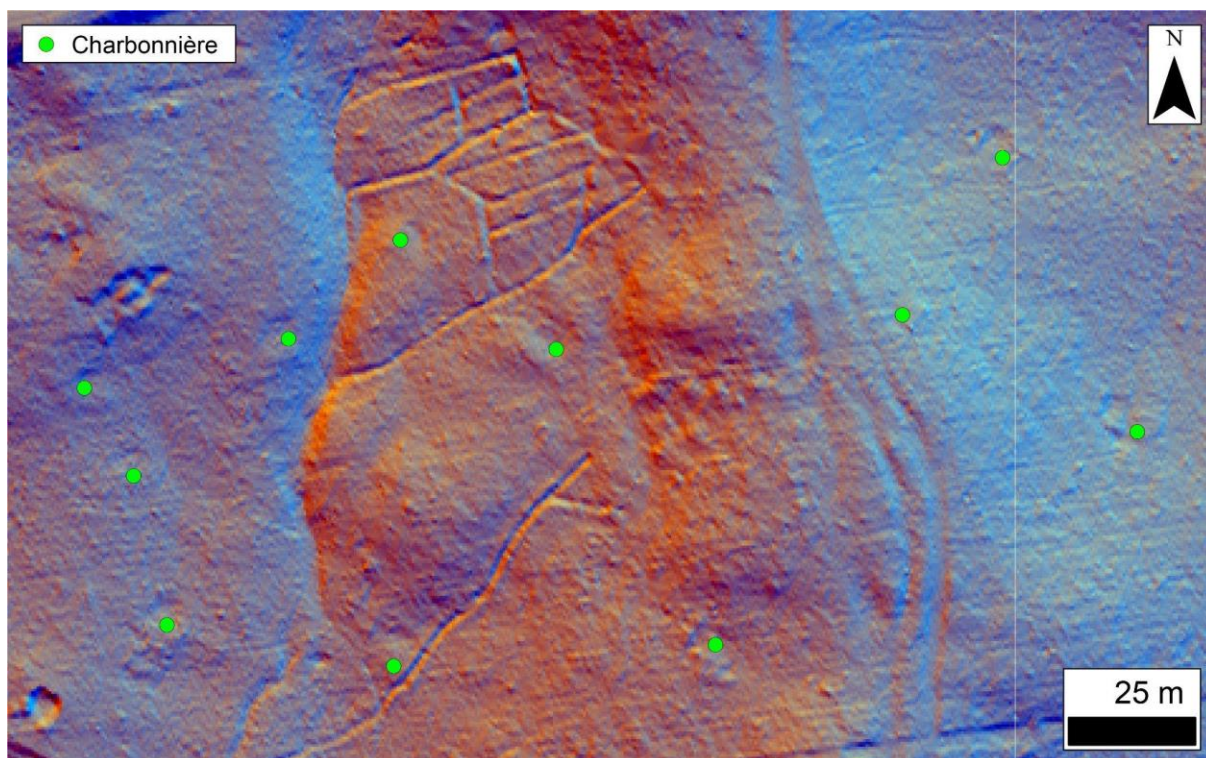


Fig. 3.74 : Exemple de charbonnière en Montagne de Reims (données : David, 2018).

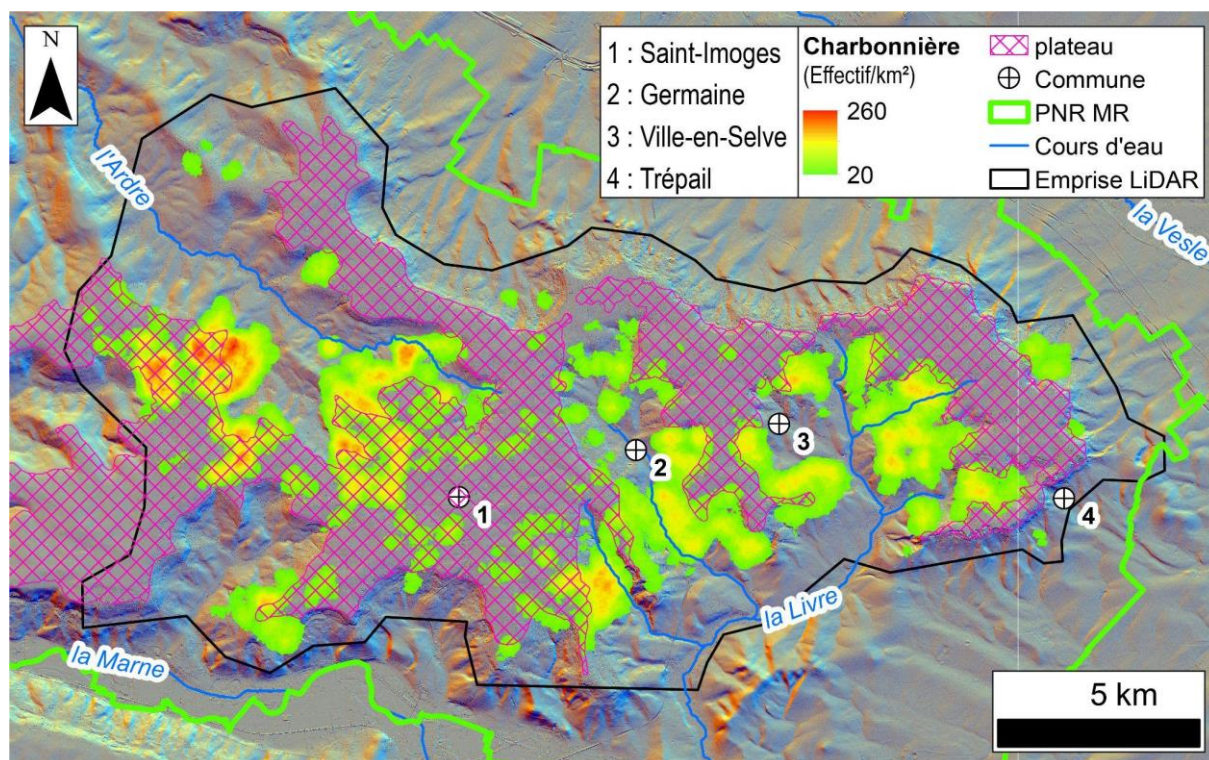


Fig. 3.75 : Carte de densité des 4600 charbonnières détectées en Montagne de Reims (données : David, 2018).



Fig. 3.76 : Reportage photographique sur la fabrication de charbon de bois en 1917 à Pourcy (données : La Contemporaine [VAL 078/ 102, 103, 104, 106, 108, 109]).

A. Construction d'une meule ; B. La meule est couverte d'herbes ; C. Allumage de la meule ; D. Meule en ignition ; E. Le charbon est retiré de la meule éteinte ; F. Le charbon de bois est mis en sac.

Conclusion de la partie 3

En conclusion, l'approche LiDAR apporte des informations inédites sur l'hydrosystème de la Montagne de Reims, que ce soit pour les entités naturelles ou pour les aménagements humains.

Les formes naturelles concernent particulièrement le front de côte et les versants des vallées alors que les structures anthropiques, pour la plupart jusqu'alors inconnues, s'organisent surtout sur les plateaux. Enfin, en fond de vallée, des ouvrages hydrauliques participent au forçage humain sur l'hydrosystème.

Les phénomènes exokarstiques, particulièrement étudiés dans la partie orientale du plateau de Saint-Basle, s'avèrent bien plus nombreux en réalité, notamment dans le haut bassin de la Livre ou dans le bassin de la Lingonne dont la plupart des phénomènes étaient inconnus. La connaissance karstique du massif forestier qui était sous la dépendance du statut foncier de la forêt privée s'améliore grandement grâce au LiDAR avec plus de 700 phénomènes exokarstiques. Ces derniers s'organisent donc non seulement sur le front de côte, le long d'un front de karstification étagé au contact des formations tertiaires et de la craie, mais aussi dans les vallées du revers de la cuesta. Leurs altitudes s'abaissent vers l'ouest conformément au pendage, ce qui rapproche le front de karstification à son niveau de base. La répartition de ce front est contrainte aux calcarénites du Thanétien qui disparaissent dans la terminaison occidentale de la Montagne de Reims. Cela souligne le rôle des conditions paléogéographiques du Paléocène, qui déterminent les variations latérales de faciès.

La superposition de l'exokarst révélé au LiDAR avec les topographies de l'endokarst témoigne de cinq systèmes karstiques ayant des bassins d'alimentation de petite taille (moins de 10 km²). Alors que le front de karstification est dépendant du contact Paléocène/Crétacé et des calcarénites, l'endokarst s'organise selon la fracturation de détente mécanique inhérente aux vallées et selon les couloirs de craies hydrofracturées. Ces systèmes karstiques perchés au-dessus de la nappe de la craie contribuent à la concentration des écoulements et augmentent la vulnérabilité de cette dernière aux pollutions. Mais les nouvelles formes exokarstiques révélées au LiDAR présagent de davantage de systèmes encore mal connus notamment dans le bassin de la Livre.

Des ravins de raccordement assurent la jonction entre les écoulements du plateau aux affluents. Leur fonctionnement est manifestement exacerbé par un réseau de drainage révélé au LiDAR. Enfin, les versants sont pour la plupart couverts de 176 mouvements de terrain de différents

types qui modifient les modalités d'écoulement en recouvrant les lignes de sources, en créant des plans d'eau et des zones humides sur les masses glissées aux pieds des escarpements de tête, en modifiant non seulement le tracé des cours d'eau mais aussi la localisation des sources (émergences de front de coulée).

À l'image d'autres massifs forestiers comme dans la forêt de Haye (Georges-Leroy *et al.*, 2009) ou la forêt de Fontainebleau (David, 2023), de nombreuses structures archéologiques participent plus ou moins à l'hydrosystème. Si les nombreuses charbonnières (plus de 4500) ne jouent pas de rôle particulier, à l'inverse les fossés des plateaux constituent un réseau de 650 km de drains de différentes origines (*woodbank*, parcellaire, drainage) dont le fonctionnement est avéré, en assurant la connexion hydraulique avec des masses d'eau. Ces dernières sont surtout représentées par 373 sites d'extraction de géomatériaux sur une surface totale de 776 ha, essentiellement localisés en bordure des plateaux. Les polémoformes contribuent également à l'hydrosystème en générant des plans d'eau ou des mares avec plus de 4000 entonnoirs d'obus, 194 plateformes d'artillerie et 66 km de tranchées et de boyaux. La faible pierrosité du milieu détermine des morphologies anthropiques en dépressions, qui forment un réseau de drains et de plans d'eau connectés au réseau hydrographique. Mais ce forçage n'est pas limité aux plateaux car 70 ouvrages hydrauliques affectent aussi les écoulements soit par des barrages de retenue, soit par des barrages de prise d'eau d'anciens moulins en fond de vallée.

L'apport du LiDAR est ici important pour appréhender le forçage humain sur les écoulements jusqu'alors inconnu dans la Montagne de Reims. La synthèse des différentes couches d'information spatiale témoigne d'une grande complexité de l'hydrosystème (Fig. 3.77 et Tab. 3.13) dont la structure, la contextualisation temporelle et le fonctionnement hydrodynamique sont présentés dans la partie suivante.

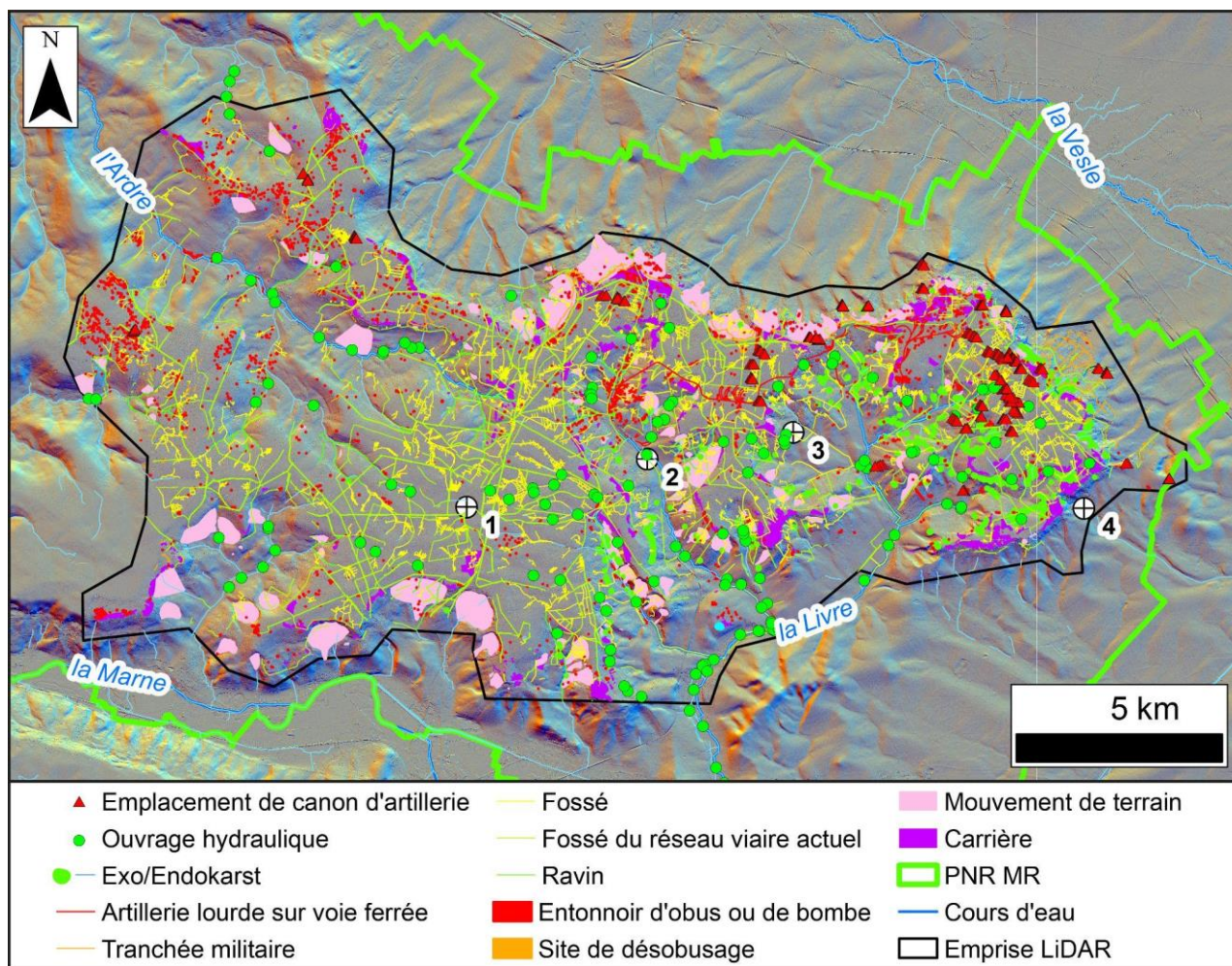


Fig. 3.77 : Cartographie des différents éléments de l'hydrosystème de la Montagne de Reims.

	Effectif	Surface en Ha	Longueur en km
Mouvement de terrain	176	1495	-
Exokarst	755	11	-
Endokarst	5	-	3
Fossé	-	-	650
Fossé routier	-	-	766
Site d'extraction	383	776	-
Batterie d'artillerie (194 canons)	55	3	-
Entonnoir d'obus ou de bombe	4335	15,1	-
Site de désobusage	3	1	-
Réseaux de défense	-	-	66
Artillerie lourde sur voie ferrée	-	-	22
Ouvrage hydraulique	70	-	-

Tab. 3.13 : Les différents éléments de l'hydrosystème de la Montagne de Reims.

PARTIE 4 : STRUCTURE,
INSCRIPTION ET FONCTIONNEMENT
DE L'HYDROSYSTÈME

Introduction de la partie 4 :

Cette partie peut être considérée comme une conclusion à double sens de cette contribution, à la fois de synthèse et d'ouverture vers de nouvelles perspectives.

La première partie illustre comment les différentes morphologies révélées au LiDAR s'organisent dans l'espace pour constituer un réseau complexe de drains, de plans d'eau et de mares plus ou moins connectés. Une réflexion est menée en fonction du cycle de l'eau, en traitant les plateaux, qui interceptent les précipitations et génèrent des écoulements et les versants des vallées. Ces derniers regroupent des morphologies qui concentrent les eaux du plateau vers des exutoires privilégiés dans le cadre d'écoulements endoréiques (exokarst) ou vers des drains exoréiques connectés au réseau hydrographique par des ravins de raccordement. Ils participent également à la temporisation des flux en regroupant des plans d'eau d'origine naturelle (mares des contre-pentes des mouvements de terrain) ou anthropiques (étangs, douves, mares). Le forçage humain est enfin appréhendé dans les fonds de vallées. Cet état des lieux permet *in fine* de proposer un bloc diagramme conceptuel de l'organisation spatiale des différentes composantes morphologiques de l'hydrosystème.

La deuxième partie contextualise ces morphologies dans les temps géologiques, puis historiques depuis le DMG, en synthétisant les données palynologiques, géomorphologiques et historiques. Ces données et l'emploi de datations relatives aboutissent à l'élaboration d'une histoire des hydrosystèmes de la Montagne de Reims.

Enfin, la troisième partie présente les premiers résultats sur le fonctionnement hydrodynamique de l'hydrosystème sur une année hydrologique, surtout en période d'étiage et secondairement en phase de crue, dans le cadre d'études de cas (mares de Verzy, bassins de la Livre et de la Semoigne). À ce titre, elle initie une réflexion d'ouverture sur les perspectives de recherche à mener dans le cadre de futurs projets ou de programmes en cours.

4.1 Hydrosystème de la Montagne de Reims

La figure 3.77 cartographie la complexité de l'hydrosystème de la Montagne de Reims. Cette sous-partie se destine à en proposer un modèle remplaçant chaque morphologie dans son contexte géologique et géomorphologique. Quatre études de cas égrenées sur le plateau, les versants et la vallée de la Livre sont pour cela évoquées.

4.1.1 L'hydrosystème de la vallée de la Lingonne

Ce premier exemple a pour but de caractériser les relations que peuvent entretenir des ouvrages hydrauliques du plateau avec les réseaux de fossés tous deux abordés en partie 3. La Lingonne est un affluent direct de la Livre, rivière tributaire de la Marne (Fig. 1.13). Les nombreux ouvrages hydrauliques de type digue reconnus se sont organisés dans le passé en un chaînage d'étangs dont la complexité a évolué depuis le XI^e siècle (époque de la mise en place du château ; Fig. 3.64). Aujourd'hui, ces étangs sont à sec et le LiDAR présente un réseau de fossés de drainage surimposé aux ouvrages hydrauliques (Fig. 4.1). Le cadastre napoléonien attestant du fonctionnement des ouvrages suggère que cette surimposition est postérieure à 1827. Ce réseau semble avoir été mis en place à la suite des ordres du chapitre de la Cathédrale de Reims qui commande l'assèchement du secteur en 1855 (Eliciel, 1994).

La Lingonne est composée de trois types de drains, qui sont naturels (10 %), anthropisés (20 %) et complètement façonnés par l'Homme (artificiel ou anthropique ; 70 %). La rectification du tracé des talwegs principaux ou secondaires, concerne ainsi deux tiers du linéaire cartographié. Il est reconnaissable par le caractère rectiligne des tronçons et par des profils transversaux caractéristiques des drains : creusement en « V » avec bourrelet de rive en élévation. Au total, 90 % des écoulements du bassin-versant se produisent ainsi dans des drains modelés par l'Homme, qui se retrouvent généralement à l'aval des drains naturels, ce qui questionne sur l'existence de ces drains en l'absence d'anthropisation.

Finalement, dans cet exemple, la relation entre la présence des fossés et des ouvrages hydrauliques est faible car aucune connexion temporelle ou hydrologique ne ressort, à l'exception des fossés qui se vidangent dans de certains ouvrages hydrauliques au fonctionnement résiduel. Cette situation diffère de celle d'autres sites castraux de la Montagne de Reims, tels que les douves de la motte castrale de la Neuville-en-Chaillois (Fig. 3.68D) ou celles de l'ancien château de Germaine (Fig. 3.68B). L'existence de fossés de drainage pour

l'alimentation en eau de ces ouvrages hydrauliques, suppose d'ailleurs une mise en place commune des deux objets même s'il n'existe pas de preuves validant cette hypothèse.

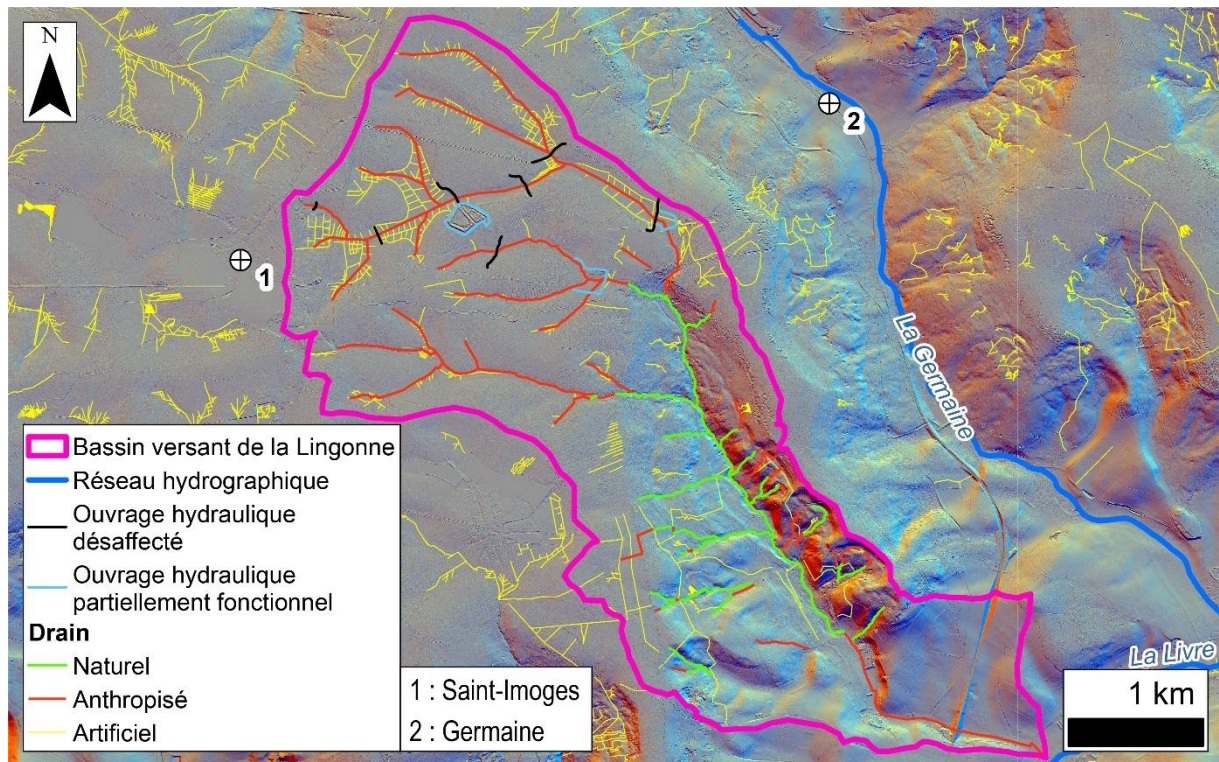


Fig. 4.1 : Hydrosystème de la Lingonne.

4.1.2 Les Vallées aveugles de Ville-en-Selve

Les Vallées aveugles de Ville-en-Selve sont abordées en partie 3 dans le but d'établir le potentiel et les limites de l'approche LiDAR sur la détection des formes exokarstiques. L'interprétation LiDAR de cette zone associée au terrain permet également de produire la carte géomorphologique présentée en Figure 3.18 documentant les modalités d'alimentation du karst de la Montagne de Reims. Cette zone est caractérisée par la présence de nombreuses vallées qui produisent des écoulements endoréiques. Parmi les cinq vallées principales, la vallée centrale présente la plus forte incision, en aval, mais elle ne se jette pas dans le karst, contrairement aux autres vallées. Bien qu'elle ne produise pas d'écoulements au-delà du replat Thanétien, sa contiguïté avec les formes karstiques suppose un éventuel réseau karstique sous-jacent. L'ensemble des vallées semble de même se perdre dans le karst avec une potentielle alimentation du vallon sec en aval de la vallée principale qui n'a, par ailleurs, pas été démontrée par les observations de terrain (aucune forme d'érosion ou de dépôt observée à l'aval du replat Thanétien).

Cette carte met aussi en évidence différentes morphologies au sein du système karstique. Concernant les dolines, du nord au sud, la première forme est un petit ronval, la seconde forme alimentée par deux réseaux hydrographiques est en entonnoir. Ces deux premières formes sont clairement à associer à un fort dynamisme hydrologique, contrairement aux formes au sud du vallon principal qui sont en baquet, et semblent être affiliées à un fonctionnement hydrologique moins important.

Enfin, elle permet également d'apprécier l'origine des eaux qui sont susceptibles de s'engouffrer dans les formes exokarstiques de la Montagne de Reims. Du nord au sud, la première doline présente un mode d'alimentation naturel issu d'une zone humide produite par un arrachement du versant à l'origine de multiples sourcins. La seconde doline présente deux types d'alimentation. Il s'agit d'une part d'une vallée paraissant fonctionner de façon intermittente et torrentielle, d'après l'absence de source en hautes eaux, la fraîcheur des colluvions constitués de meulière fragmentées et une absence de végétation (fonctionnement uniquement météorologique supposé). D'autre part, la seconde alimentation se fait par l'interception d'une partie des écoulements du cours d'eau principal. Ce dernier est alimenté à la fois par des sources perchées au pied des Argiles à Meulière et par un réseau de drainage anthropique globalement dendritique. Ce réseau, qui intercepte des sources en longeant le plateau des Argiles à Meulière, dispose d'un plan d'eau susceptible de produire un effet tampon. La troisième et la cinquième doline en partant du nord présentent également une alimentation naturelle grâce aux sources perchées du versant, mais possèdent parallèlement une alimentation intermittente provenant des réseaux de fossés anthropiques du plateau. La présence d'un bassin de plusieurs centaines de mètres cubes est également susceptible de produire un effet tampon sur les écoulements. Enfin, la quatrième doline en partant du nord est alimentée par des conduites perchées à un mètre sous le niveau du sol dans les formes karstiques adjacentes qui la mettent en charge. Cela suppose que ces formes adjacentes peuvent monter en charge presque à plein bord, ce qui est confirmé par les laisses de cru.

En conclusion, bien que l'intégralité du système karstique des Vallées aveugles de Ville-en-Selve ne puisse pas être reconstitué, il est possible d'apprécier la pluralité des modes d'alimentation superficielle susceptibles d'approvisionner ces formes exokarstiques. Cela révèle également la nature des anthropisations susceptibles d'affecter ces formes avec une modification de la répartition des écoulements entre les dolines. Il s'agit notamment d'un réseau de drainage anthropique qui lèche le plateau des Argiles à Meulière et transporte plus au sud

les écoulements, mais aussi de l'existence de plusieurs bassins constituant des tampons pour les écoulements.

4.1.3 Schéma hydraulique du système karstique de Verzy

Dans le but d'étendre la compréhension des hydrosystèmes karstiques de la Montagne de Reims, cet exemple propose l'étude de la Grande Fontaine de Verzy dont la partie endokarstique est présentée en partie 2.2.2. L'aire d'alimentation de la source est définie comme le bassin-versant topographique du réseau endokarstique et de l'ensemble des dolines associées, car l'ensemble du liseré karstique associé au gouffre de Martin-Godard est ici considéré comme alimentant le réseau endokarstique de Verzy, bien que seules les dolines de Saint-Basle et de Martin-Godard aient été tracées.

Ce bassin d'alimentation, mesurant 72 ha (Fig. 4.2), évolue dans la commune de Verzy entre 285 m à son point le plus haut et 176 m à son exutoire dans la commune de Verzy. Son contour est irrégulier et largement calé sur des routes, des carrières et des fossés, ce qui atteste de l'impact de l'homme sur sa géométrie. De même, il existe en son sein des fossés (13,1 km), des plans d'eau de plusieurs natures (*e.g.*, barrages de retenue d'eau, viviers et sources aménagées) qui sont tous à rattacher à l'ancienne abbaye de Saint-Basle (0,2 ha), des sites d'extraction de meulière (7,4 ha) et enfin des mares issues du passé militaire du secteur (0,6 ha) principalement constituées d'emplacements d'artillerie et secondairement d'abris. Comme ailleurs en Montagne de Reims, l'impact de l'homme est ainsi très majoritairement concentré sur le plateau avec des formes naturelles sur les versants.

Parmi les formes naturelles associées à l'hydrosystème de cette zone, il existe des plans d'eau produits par la contre-pente des mouvements de terrain (0,3 ha) et le réseau endokarstique (0,6 km), qui ne présentent pas de morphologie pouvant être attribuée au contexte anthropique. Cependant, concernant les dolines (0,7 ha pour 31 formes), celle de Saint-Basle (la plus au nord), qui mesure 1 465 m², soit la plus grande doline de la Montagne de Reims, se trouve à l'aval de nombreuses formes anthropiques. Il s'agit d'ailleurs de la doline la plus affectée par l'anthropisation du bassin d'alimentation de la source karstique de Verzy. Cela n'est pas sans rappeler le gouffre de la Nau (deuxième forme la plus grande du massif) également largement soumis à l'impact de l'homme (Fig. 3.19). L'annexe 4.1 suggère en effet que son activité est due à l'interception par le réseau viaire moderne de 1 km² de bassin-versant attribué

précédemment à une doline adjacente aujourd'hui en comblement. Il est en conséquence raisonnable de supposer que l'anthropisation de ces formes puisse expliquer ces tailles anormalement élevées par rapport aux autres dolines du massif (Fig. 3.19 et Annexe 4.1).

L'étude diachronique des documents anciens et de la bibliographie permet, sur le secteur d'étude, de produire une cartographie où la majorité des éléments de l'hydrosystème sont datés (Fig. 4.3). Les pas de temps entre les périodes proposées sont conditionnés par la disponibilité des documents historiques. Cela permet de se rendre compte que l'hydrosystème a évolué depuis le Tardiglaciaire.

Au Tardiglaciaire les mouvements de terrain et le karst se mettent en place (*cf.* partie 1.4.2). Ainsi, les écoulements du plateau se retrouvent en partie tamponnés par les glissements et en partie infiltrés de façon concentrée par l'exokarst vers l'endokarst.

Puisque la commune de Verzy remonte au moins à 530, il est probable qu'il y ait eu une activité impactant l'hydrosystème dans la zone d'étude avant le XI^e siècle. Néanmoins, aucun élément ne permet de dater une anthropisation de cette période.

Les plans d'eau de l'abbaye de Saint-Basle sont datés du XI^e siècle. En effet, il existe une dynamique à cette époque autour de la pisciculture qui se caractérise par la mise en place d'étangs et de chaînages d'étangs. Ces derniers sont commandités par les abbayes. Cette dynamique au niveau des morphologies observées et des acteurs semble homologue à celle observée en Montagne de Reims (Sceau, 1980 ; 1964 ; Querrien, 2003 ; Mathis, 2016). La structure en question est celle qui est adossée à l'ancien site de Saint-Basle sur le nord du bassin d'alimentation de la Grande Fontaine de Verzy (Fig. 4.3). Il n'existe que de rares documents avant le XVIII^e permettant d'observer les quelques fossés (2,7 km) et plans d'eau antérieurs à cette période. Cette série de plans d'eau, alimentés par le captage de sources et par la concentration des eaux pluviales *via* les fossés qui se vidangent dans la doline de Saint-Basle, constituent le premier forçage anthropique du bassin d'alimentation de la source karstique de Verzy.

Le XIX^e siècle est bien plus marqué par l'anthropisation avec la mise en place de carrières sur 10 % de la surface d'alimentation. Ces dernières constituent des zones de stockage et d'infiltration diffuse, à l'interface entre les versants relativement naturels et les masses d'eau concentrées sur le plateau par un réseau de fossés en pleine expansion (8,8 km).

Le XX^e siècle est principalement marqué par la mise en place de polémoformes qui ajoutent à l'hydrosystème de nouvelles zones de tamponnage de l'écoulement (0,6 ha) situées plus à l'intérieur du plateau et drainées par le réseau de défense (3,6 km) en direction des fossés préexistants (8,8 km).

Enfin les modifications de l'hydrosystème du XXI^e siècle se limitent à des aménagements de fossés liés à la mise en place de parking. Ces modifications représentent 0,7 km de fossés supplémentaires vidangés dans le réseau déjà existant.

L'hydrosystème de la source de Verzy semble, ainsi, avoir évolué depuis le DMG au travers de la complexification croissante de l'hydrosystème qui se manifeste par une modification de la géométrie, par l'ajout d'éléments à l'hydrosystème et par la modification de la dynamique sédimentaire du bassin d'alimentation de la source de Verzy. Le XIX^e siècle est la période ayant eu le plus gros impact sur l'hydrosystème avec la mise en place de plans d'eau anthropiques 30 fois plus grands que les plans d'eau naturels à l'interface des masses d'eau concentrées du plateau et des zones d'infiltration concentrées dans le versant.

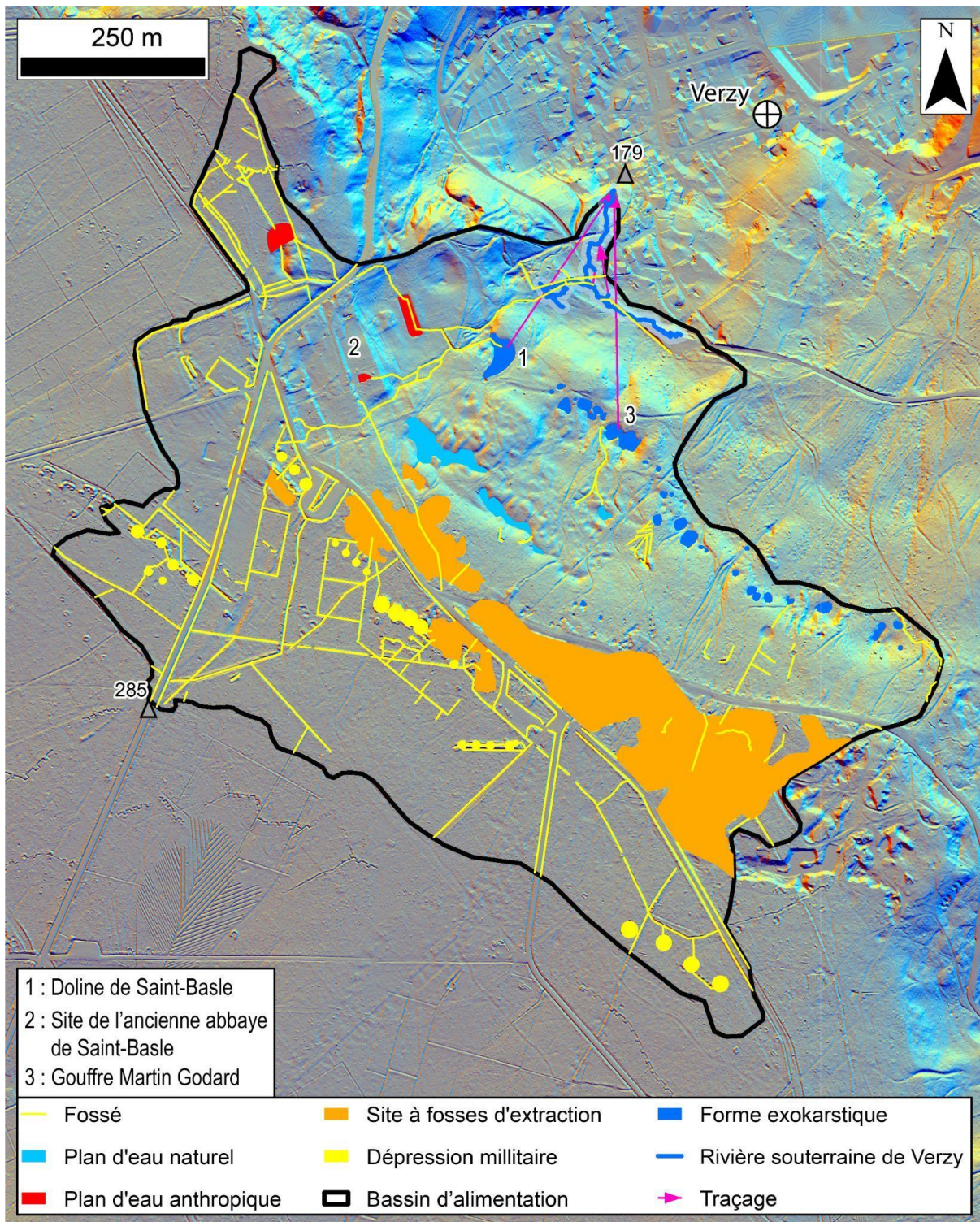


Fig. 4.2 : Analyse SIG des éléments constitutifs de l'hydrosystème du bassin-versant hydrogéologique de la source karstique de Verzy.

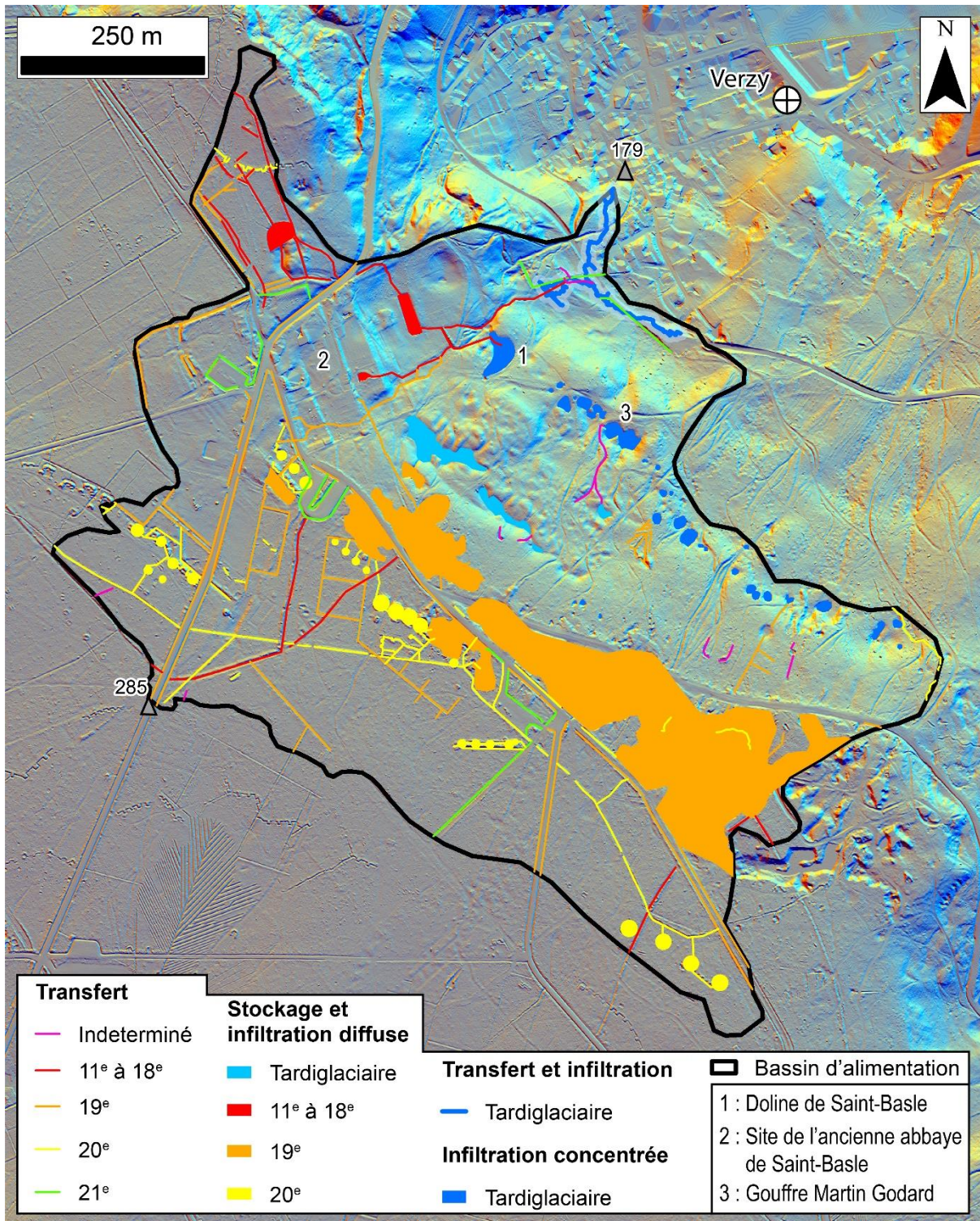


Fig. 4.3 : Reconstitution de l'évolution de l'hydrosystème de la source karstique de Verzy basée sur l'interprétation LiDAR.

4.1.4. Anthropisation de la Livre

Afin d'appréhender le forçage humain sur l'hydrosystème, le bassin de la Livre est utilisé comme zone atelier car il est représentatif de la Montagne de Reims et fait l'objet d'études spécifiques sur les débits d'étiage. L'indice du tracé des drains est révélateur du forçage (Fig. 4.4).

Sur un linéaire total de drains digitalisés (450,8 km), constituant un réseau hydrographique, les drains totalement anthropiques constituent 354,83 km soit 78,7 % du réseau. Ils correspondent aux fossés de drainage des plateaux et alimentent des ravins ou drains élémentaires d'ordre 1, en tête de vallon. Dans la partie orientale du bassin, ils s'inscrivent en têtes d'écoulements endoréiques qui disparaissent dans la traversée du front de karstification. Ces drains présentent des tracés rectilignes et sont majoritairement creusés selon un profil transversal en "V" caractéristique.

Les drains anthropisés constituent un linéaire cumulé de 35,74 km, soit 7,92 % du réseau. Ils sont concentrés au fond des grandes vallées (la Livre, la Germaine et la Lingonne) et presque exclusivement en dehors de la forêt. Ils correspondent à des tronçons court-circuités par des ouvrages hydrauliques. Cela explique la multiplicité des bras, mais aussi la présence de drains rectifiés dont les profils longitudinaux et transversaux ont été modifiés pour répondre à des problématiques cadastrales. Certains d'entre eux sont même perchés par rapport aux talwegs de la vallée.

Enfin, les drains naturels, sans changement de tracé notable, avec des linéaires plus sinueux, ne constituent que 60,23 km soit 13,36 % du réseau et sont limités aux affluents des drains précédents en tête de bassin de la Livre, dans la partie médiane de la Germaine ou de la Lingonne. Les drains sont logiquement bien plus nombreux dans les bassins supérieurs inscrits dans les formations tertiaires propices à la multiplicité des aquifères et au ruissellement. À l'inverse, dans les bassins inférieurs de la Livre et de ses affluents sculptés dans la craie perméable, l'infiltration domine, ce qui explique l'extrême faiblesse de la densité de drainage.

À ce titre, la zone contributive des écoulements risque de différer selon les épisodes hydrologiques. En période de crue, c'est l'amont qui réagit aux précipitations et qui concentre les flux *via* les réseaux de drainage anthropique et les systèmes karstiques. C'est potentiellement l'inverse, en étiage car les nappes perchées du Tertiaire risquent d'être trop peu productives pour alimenter l'hydrosystème alors que la nappe de la craie soutient les écoulements. Cela expliquerait la prédominance des moulins dans la partie inférieure des bassins.

Mais ce forçage est limité au changement de tracé hydrographique et présage aussi des changements de profils transversaux des cours d'eau, non étudiés ici.

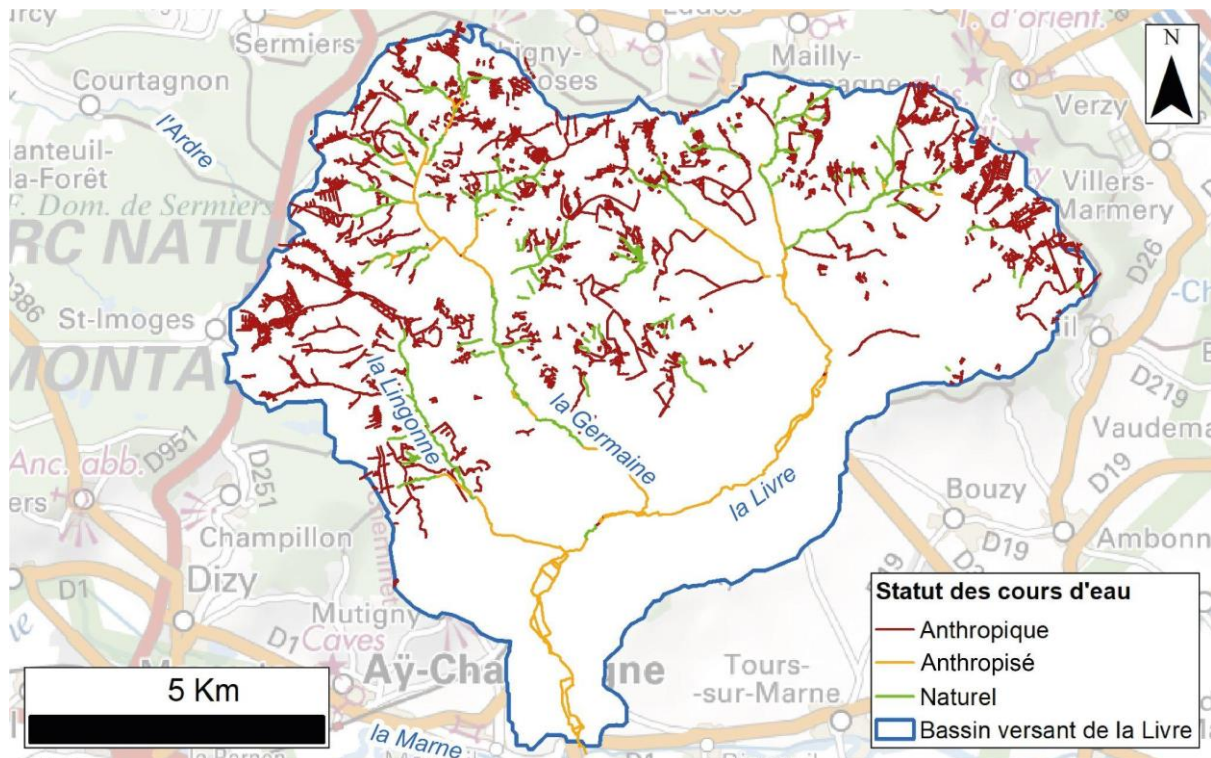


Fig. 4.4 : Drains naturels, anthropiques et anthropisés dans la bassin-versant de la Livre (données : Scan 250 © IGN).

Conclusion partielle : Schéma conceptuel de l'hydrosystème de la Montagne de Reims.

L'approche LiDAR croisée sous SIG permet de proposer un schéma conceptuel de l'hydrosystème de la Montagne de Reims (Fig. 4.5).

Les précipitations plus abondantes des plateaux garantissent davantage d'efficacité hydrologique. Le bilan hydrique est donc potentiellement plus représenté par des saisons de surplus hydrique favorables au ruissellement qui est entretenu par des sols hydromorphes sur les Argiles à Meulières. La saturation en eau des sols et des nappes perchées (limons de plateau) entretient naturellement des zones humides peu propices à l'agriculture. Les sociétés depuis l'Antiquité ont développé un réseau de fossés de drainage et des pratiques agricoles anciennes (rideaux, billons, ados, Fig. 4.5d4) pour drainer et évacuer l'eau en excès et valoriser les terres. Il en résulte un réseau complexe de drains qui vidangent les eaux des limons de plateau et

Argiles à Meulières. La faible pierrosité induit surtout des structures archéologiques en dépression qui constituent aussi des fossés dont la vocation est plurielle (parcellaire, *woodbank*, voirie) mais dont la fonction est hydrologique (drainage). Ces fossés forment un réseau complexe qui concentre les flux vers les versants et les têtes de vallons. Mais une partie de ces écoulements est stockée par des barrages réservoirs pour la pisciculture (d2), et pour alimenter des douves castrales ou des viviers de fermes (d1). D'autres structures archéologiques forment des plans d'eau ou des mares, notamment les polémiformes de la Grande Guerre (b3, b5, b6) et les sites de déminage (b4) plus ou moins connectés au réseau de fossés. En bordure des plateaux et plus rarement au centre, de nombreuses carrières (c1, c2, c3, c4) constituent également des plans d'eau de grande taille. Ces masses d'eau tamponnent potentiellement les flux mais la plupart des fossés est concentrée vers les ravins de raccordement (a6) dont l'incision est manifestement contrôlée par le forçage anthropique.

Si les plateaux jouent un rôle d'interception et de concentration des flux, les versants des vallons et le front de côte semblent les feutrer, les tamponner par des plans d'eau sur les replats de glissement ou des zones humides sur les coulées (a1) ou les absorber *via* les systèmes karstiques (a2, a3, a4). Mais cette dynamique cache une concentration souterraine dans le cadre d'un karst étagé (a5). À l'image des calcaires hauteriviens dans le Barrois (Jaillet, 2000), les calcarénites du Thanétien concentrent les flux vers l'aquifère sous-jacent et participent lourdement à la karstification de ce dernier, ici représenté par la craie. Ces systèmes se vidangent par des exutoires perchés mais également étagés au-dessus de la nappe de la craie, fixant les villages de côte (Fig. 4.5).

Mais les écoulements concentrés en surface dans les ravins et en souterrain dans le karst se diffusent rapidement dans la zone non saturée de la craie, ce qui explique les pertes, les écoulements temporaires des cours d'eau et la faible densité de drainage dans la craie. Ces pertes sont à la fois diffuses et concentrées (Fig. 4.5) dans les talwegs témoignant d'un recul du front de karstification corrélatif au recul de la couverture des formations tertiaires.

Enfin, dans les fonds de vallée, les cours d'eau en recoupant la zone saturée de la craie, retrouvent un régime pérenne exploité par de nombreux ouvrages hydrauliques (d3) et propice à l'installation des villages (Fig. 4.5). En s'incisant dans l'aquifère, durant le Pléistocène, les cours d'eau drainent et rabattent la surface piézométrique de la nappe de la craie, ce qui détermine l'étagement des conduits karstiques, remarquables marqueurs de cette incision (Harmand *et al.*, 2017). Mais la vidange de l'aquifère crayeux par les cours d'eau reste peu

connue et mérite des investigations plus poussées, déjà évoquées en partie 4.3. De nombreuses questions restent présentes : l'étagement des réseaux karstiques est-il le marqueur de l'incision des vallées ou de différentiels verticaux pétrographiques de la craie ? La zone saturée de la craie est-elle également karstifiée ?

L'hydrosystème de la Montagne de Reims est donc pluriel, complexe et fortement marqué par le forçage anthropique. Il est loin d'être uniforme car marqué par plusieurs dichotomies entre l'est et l'ouest, entre le nord et le sud et également par l'opposition entre les plateaux et les vallées. Il se compose de multiples hydrosystèmes dont la structure, les exutoires et le forçage humain sont diversifiés.

À l'image d'un palimpseste, l'empreinte morphologique des pratiques humaines depuis plusieurs siècles se superpose aux morphologies naturelles pour constituer un hydrosystème dont les entités doivent s'inscrire dans le temps.

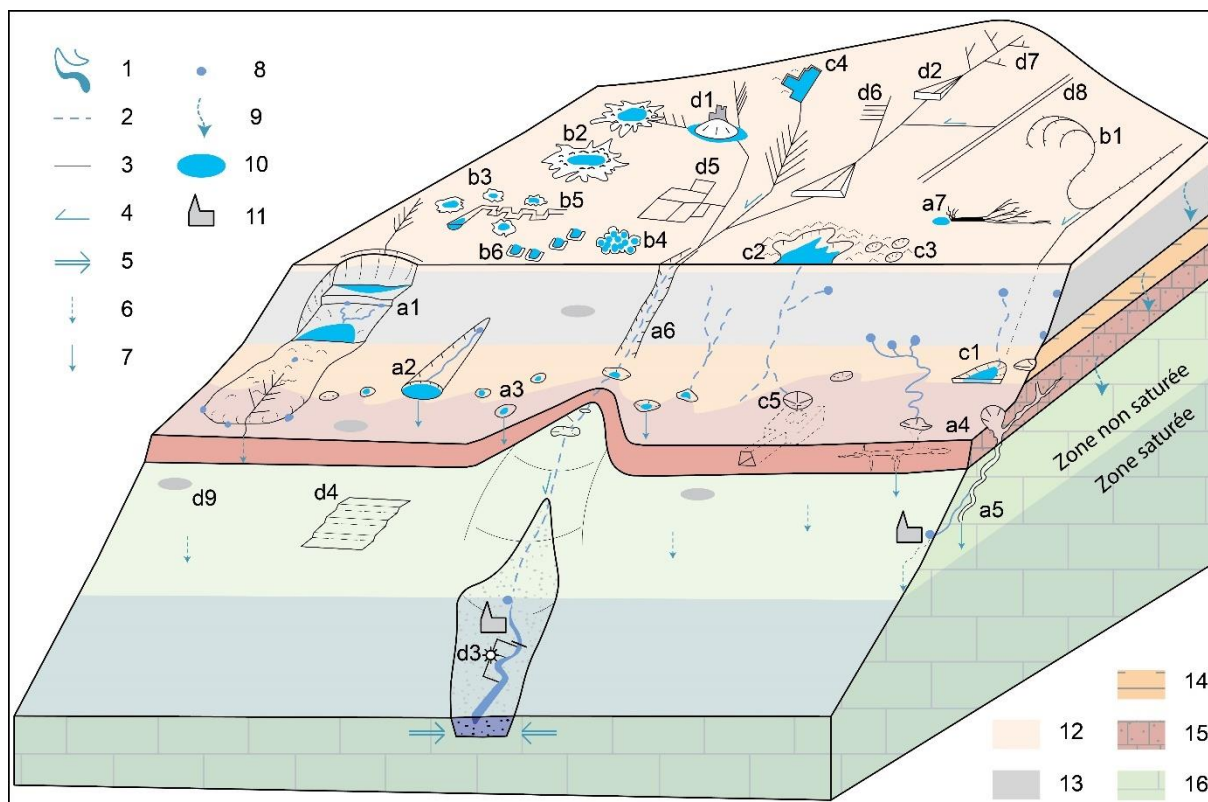


Fig. 4.5 : Bloc diagramme présentant les différents éléments de l'hydrosystème de la Montagne de Reims.

1. Réseau hydrographique pérenne ; 2. Réseau hydrographique intermittent ; 3. Fossé ; 4. Écoulement de surface ; 5. Drainage de la nappe ; 6. Infiltration diffuse ; 7. Infiltration karstique, 8. Source ; 9. Drainance ; 10. Plan d'eau ; 11. Village ; 12. Dépôts Quaternaires ; 13. Dépôts indifférenciés du Tertiaire ; 14. Argiles de l'Yprésien inférieur ; 15. Calcarénites du Thanétien ; 16. Craie du Campanien.

a. Formes naturelles : a1. Mouvement de terrain ; a2. Vallée aveugle ; a3. Doline ; a4. Gouffre-perte ; a5. Endokarst ; a6. Ravin ; a7. Chablis.

b. Polémoformes : b1. Fossé de l'ALVF ; b2. Cratère de bombe ; b3. Entonnoir d'obus ; b4. Entonnoir de déminage ; b5. Réseau de défense ; b6. Plateforme d'artillerie.

c. Sites d'extraction : c1. Carrières à front de taille simple (cendrière) ; c2. Carrière à front de taille complexe (extraction meulière moderne) ; c3. Carrière en fosse d'extraction (extraction ancienne) ; c4. Extraction par décapage (extraction de limons) ; c5. Fontis de carrière souterraine.

d. Autres structures archéologiques : d1. Douve et vivier ; d2. Barrage réservoir ; d3. Moulin ; d4. Rideau de culture ; d5. Paléoparcellaire ; d6. Billon et ado ; d7. Fossé de drainage ; d8. Fossé du réseau viaire ; d9. Plateforme de charbonnage.

4.2 Essai de contextualisation temporel de l'hydrosystème

L'hydrosystème de la Montagne de Reims résulte d'une longue histoire polyphasée selon les conditions paléogéographiques et selon les échelles de temps.

À l'échelle géologique, les conditions de dépôts des formations tertiaires commandent l'opposition entre la terminaison orientale et sa limite occidentale. Elles expliquent la diversité des faciès géologiques et des puissances des formations aquifères et aquicludes. À l'est, la craie affleurante est la principale ressource en eau avec des nappes perchées du Tertiaire peu productives mais favorables au ruissellement (crues rapides et courtes, écoulements indigents en étiage). À l'ouest, les aquifères du Lutétien et surtout de l'Yprésien supérieur assurent l'alimentation des cours d'eau en étiage. La fin du Tertiaire entretient la fantômisation de la craie en régime noyé sur la surface sommitale (Leroux *et al.*, 1988) ainsi que l'altération *in situ* des formations géologiques, dégageant les Argiles à Meulières et les formations ferrallitiques stampiennes.

À l'échelle du Quaternaire, l'installation du réseau hydrographique oppose les versants septentrionaux et méridionaux de la Montagne de Reims (Fig. 4.6).

Le versant nord, tributaire de la Vesle se forme corrélativement à la destruction de la craie gélive et à la formation de la côte d'Île-de-France. Le raccordement entre les plateaux et la Vesle est assuré par de longs glacis à pente douce, rattachés chacun à leur terrasse alluviale correspondante. Trois générations de glacis (Primot, 2023) peuvent se rattacher respectivement aux niveaux de terrasses Ve3 (Fx), Ve 2 (Fy) et Ve1 ou Fz (Bosselle, 2009). Leurs altitudes relatives respectives, + 35, + 7, - 15 et + 1, - 5 m s'organisent à partir de 75 m en fond de vallée. Les vallons naissant au pied de la cuesta d'Île-de-France, déstructurent le système de glacis, mais sont l'héritage des stades froids (vallons périglaciaires) avec des pentes longitudinales faibles et un empâtement généralisé (graveluches). Sur ce versant, l'hydrodynamisme y est faible car dominé par l'infiltration généralisée dans les vallons périglaciaires et localisée (karst) en stade interglaciaire et par des épandages colluviaux en stade glaciaire. Il est tentant d'expliquer l'étagement des conduits karstiques à l'incision de la Vesle (Harmand *et al.*, 2017) sans pour autant observer une manifestation hydrologique karstique dans le cours d'eau.

Le versant sud est tributaire de la Marne plus basse (68 m) que la Vesle mais surtout encaissée dans une vallée profonde sans glacis de raccordement. Cinq niveaux alluviaux étagés se retrouvent vers Épernay, Ma1 (très basse terrasse), Ma2 (+ 8 - 15 m), Ma3 (+ 22 - 30 m), Ma3b, Ma4 (+ 50m) et enfin Ma5 (+ 70 m) (Lejeune, 2005) bien encaissés dans la vallée ce qui témoigne d'une incision importante durant le Pléistocène. Ces niveaux sont difficilement observables ailleurs car recouverts de colluvions ou de mouvements de terrain. Mais à la différence de la Vesle, le niveau de base (la Marne) est proche, ce qui explique les profils en long des affluents directs et des formes de raccordements originaux (ravins) témoignant d'une forte érosion régressive responsable du découpage de la Montagne de Reims en trois plateaux. Les datations des formations alluviales de Ma 2 et Ma 3 rattachent ces niveaux respectifs aux Saalien terminal et au début du Weichselien (150 et 100 ka). Sur ce versant, la karstification peut s'exprimer en phases ana- et cataglaciaire lorsque le prélèvement évapotranspiratoire est faible ainsi qu'en phase chaude mais avec moins d'énergie potentielle. Les têtes de vallons cataclinaux sont victimes de captures karstiques au profit du front de côte et de drains anaclinaux. Malgré cela, sur ce versant l'hydrodynamisme est plus fort car avec l'incision des plateaux, les niveaux de base sont proches pour l'érosion linéaire ou régressive et le déblaiement de la couverture tertiaire. Durant les périodes froides, le régime "nival de plaine" des cours d'eau a sans doute lourdement contribué à ce démantèlement en exportant les matériaux mobilisés par les mouvements de terrain des versants.

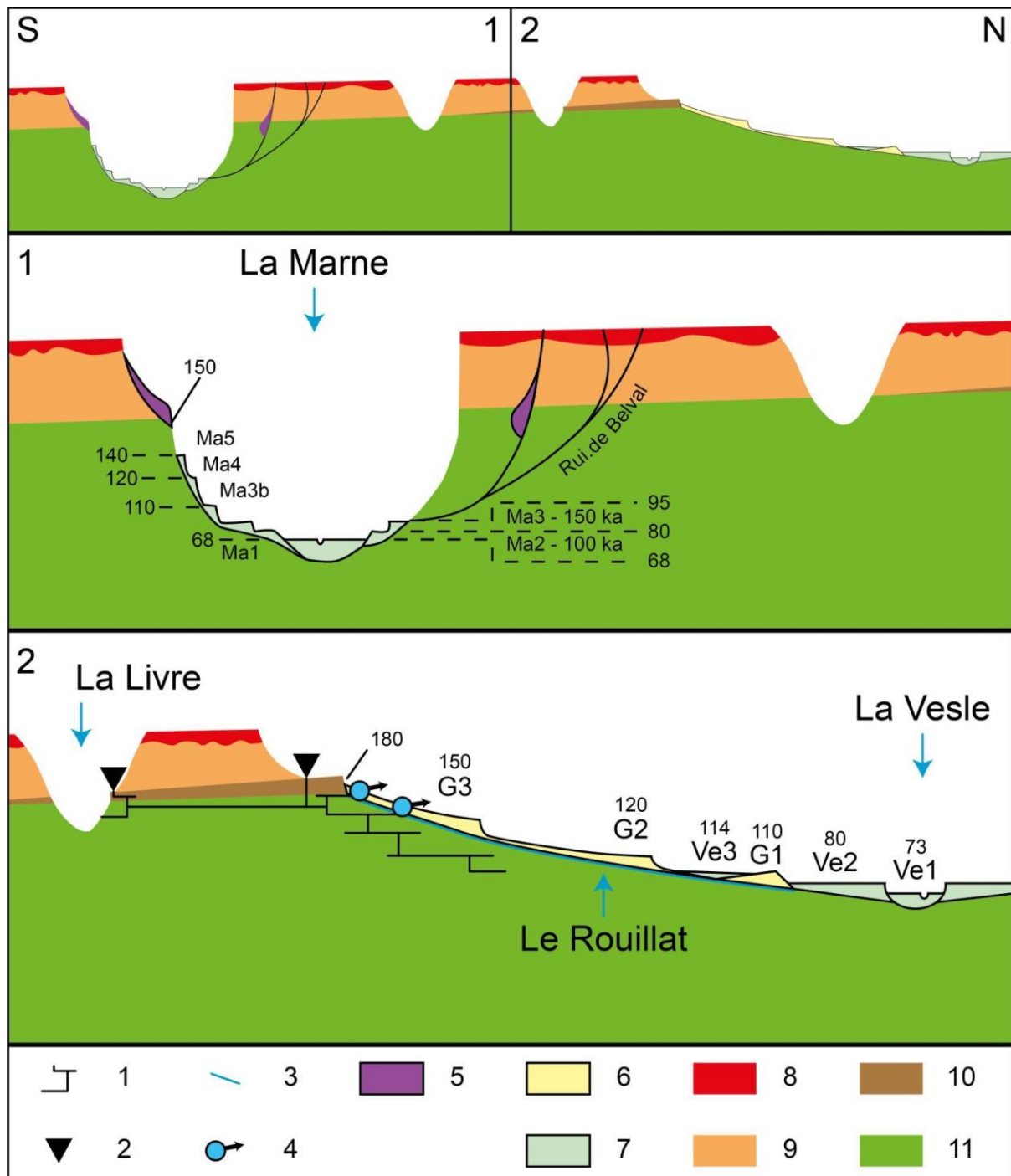


Fig. 4.6 : Coupe schématique de la Montagne de Reims au Quaternaire.

1. Endokarst ; 2. Exokarst ; 3. Profil en long de cours d'eau ; 4. Source ; 5. Mouvement de terrain ; 6. Glacis ; 7. Alluvions ; 8. Argiles à Meulières ; 9. Tertiaire indifférencié ; 10. Calcarénites du Thanétien ; 11. Craie.

G. Niveaux de glacis ; Ve. Niveaux d'alluvions de la Vesle ; Ma. Niveaux d'alluvions de la Marne (les chiffres seuls correspondent aux altitudes en mètres NGF).

À l'échelle holocène, le réchauffement climatique s'accompagne d'une lente colonisation forestière qui tend à diminuer le potentiel hydrodynamique. Mais durant les

époques historiques, le forçage humain se manifeste différemment entre les plateaux et les fonds de vallée sans disparités importantes dans l'espace. Une opposition entre plateaux et vallées apparaît finalement.

À l'échelle historique, si au sein de la Montagne de Reims, l'occupation humaine paraît être relativement faible, de nombreux témoins d'occupation comme les vestiges de châteaux forts médiévaux, des abbayes, de fermes, de hameaux, de sites industriels et de carrières sont révélés au LiDAR.

L'artificialisation de l'hydrosystème est exacerbée à la surface des plateaux. Cela témoigne d'une volonté d'aménagement d'un espace naturellement peu propice à l'installation humaine, du fait de son isolement géographique, de la présence de zones humides et de sols hydromorphes. L'excès d'eau pédologique est concentré, des plateaux vers les versants, dans des exutoires naturels (gouffres, ravins de raccordement, ruisseaux) ou anthropiques, vers des barrages de retenues d'eau ou des carrières.

De nombreuses méthodes sont croisées afin de proposer un phasage cohérent de l'anthropisation de l'hydrosystème de la Montagne de Reims, notamment les archives, bien que lacunaires, les données palynologiques (*cf.* partie 1.4.3), la datation relative, l'évolution climatique et les données historiques sur les grands modes de gestion de l'eau en France.

La fin de la période antique se traduit principalement dans la région par une colonisation forestière importante marquée par une prédominance d'espèces hydrophiles (Fig. 4.7) et par un réseau parcellaire en creux sur les plateaux. La présence de Poacées témoigne probablement d'activités agropastorales dédiées essentiellement à l'élevage. Cette pression humaine semble diminuer à la transition de l'époque gallo-romaine et du Haut Moyen Âge à la faveur d'une reconquête forestière naturelle. L'élément principal marquant l'hydrosystème est l'existence de routes gallo-romaines systématiquement associées à un double fossé qui constitue les premières zones de transferts concentrées du massif. Secondairement, il existe sur le plateau des sites sidérurgiques probablement associés à des extractions de sables stampiens, ainsi que des ateliers de potiers et leurs sites d'extraction d'argile (au Trou de la Baticaude du I^{er} au IV^e siècle, Deru *et al.*, 2003), qui constituent les premières occupations du massif.

Le Moyen Âge s'accompagne d'une pression anthropique croissante, matérialisée par des déboisements. Parallèlement, la culture chanvricole et l'élevage s'intensifient. Ces dernières cultures sont associées à une augmentation d'espèces aquatiques, ce qui suggère une gestion

alternée entre pisciculture et agriculture. En Montagne de Reims, cette pratique de l'espace s'accompagne d'un enchâtellement et d'aménagements hydrauliques (*e.g.*, barrage, digue, étang) sans doute liés à l'activité molinologique dans les vallées (Jacomy, 1990) qui perdure à l'Époque moderne.

À l'Époque moderne, les cultures du chanvre disparaissent, laissant place à un enrichissement progressif avec une persistance des activités d'élevage. La diminution de la proportion de plantes aquatiques évoque une baisse de la surface en eau. Cela suggère la mise en place de réseaux de fossés de drainage, afin de mettre en assec les étangs, pour un usage forestier, charbonnier et sylvicole. En effet, la culture du chanvre est progressivement abandonnée pour des raisons écologiques (pollution des cours d'eau) et un véritable arsenal législatif de lutte contre les zones humides confirme leur assèchement dans un contexte de démantèlement des propriétés seigneuriales et abbatiales post-révolution (Derex, 2006). Les réseaux de fossés semblent s'inscrire dans cette dynamique d'assèchement des plateaux orchestrée par le chapitre de Reims pour la Montagne de Reims. C'est donc majoritairement durant cette époque que la concentration des eaux du plateau vers les versants s'opère.

Durant le XIX^e siècle, la recolonisation forestière s'accélère en parallèle d'une disparition des prairies, ce qui implique une fermeture des paysages forestiers et des milieux. L'activité majoritaire en Montagne de Reims est l'extraction de géomatériaux pour la construction et l'industrie tuilière et briquetière. Les extractions de cette époque sont les traces les plus importantes (en surface) en Montagne de Reims et constituent des zones intermédiaires ou "tampons" entre les eaux concentrées par le drainage du plateau et les versants naturels. Les activités sylvicoles dont le charbonnage sont également à leur apogée mais ces dernières n'impactent pas les hydrosystèmes. Dans les vallées, durant la seconde moitié du XIX^e siècle, l'activité molinologique disparaît progressivement.

Les activités du XIX^e se maintiennent au XX^e siècle. Elles perdent cependant rapidement de leur intensité avec le début de la Première Guerre mondiale. Les plans directeurs des GCTA permettent de replacer la Montagne de Reims en quatrième position de défense française, située à environ 20 km du no man's land séparant les belligérants, (Taborelli, 2018). À cette occasion, l'Armée française dote le plateau d'un nouveau réseau de fossés sans vocation hydrologique. Celui-ci correspond à des boyaux de communication et des tranchées de combat (Devos *et al.*, 2015), ainsi qu'à un ensemble d'infrastructures militaires logistiques et offensives (*e.g.*, l'ALVF, l'ALGP, Perarnau *et al.*, 2022). En outre, les tirs d'artillerie allemands sur le plateau

ont généré une multitude de cratères d'obus. Cette bombturbation (Hupy et Schaetzl, 2006), est accompagnée par un remaniement pédologique (« pédoturbation »), de nombreuses pollutions (Cao, 2020) et d'une quantité très élevée de polémoformes, qui font de la Grande Guerre un évènement morphogène majeur de l'histoire ayant bouleversé l'hydrosystème (Taborelli, 2018). En effet, toutes ces polémoformes en creux génèrent des mares par milliers (plus de 4000) en connexion relative avec les fossés. Elles constituent une masse d'eau sur les plateaux dont la dynamique reste à déterminer.

Les années 1970 sont marquées par l'émergence d'une conscience écologique collective (Derech, 2007). Les zones humides sont de plus en plus sanctuarisées par l'intermédiaire d'une pluralité de dispositifs de protection (*e.g.*, Natura 2000, ZNIEFF, RBD). Cette protection est entretenue par la proximité de Reims et d'Épernay, dont les populations, urbaines comme rurales, considèrent la Montagne de Reims comme un poumon vert et un espace d'agrément.

Finalement, la reconstitution de l'évolution de l'hydrosystème de la Montagne de Reims, confirme l'évolution classique des zones humides métropolitaines avec un phasage caractéristique qui s'explique par une pression humaine évoluant dans le temps.

À ce titre, le modelé révélé par l'acquisition LiDAR aéroporté constitue un véritable palimpseste des pratiques et des occupations humaines morphogènes. En Montagne de Reims, la disparition progressive et partielle des zones humides, la déprise agraire et l'intensification des activités sylvicoles tendent à conserver les morphologies antérieures, la couverture arborée agissant comme un bouclier à l'encontre des pressions climatiques et anthropiques (agriculture intensive, étalement urbain ; Thorne, 1990 ; Georges-Leroy *et al.*, 2009). À l'image des forêts de l'est de la France (Georges-Leroy, 2020 ; Ritz, 2020 ; Ancelin, 2020 ; Fruchart, 2014), la Montagne de Reims porte l'empreinte de l'occupation humaine et constitue un véritable conservatoire des pratiques morphogènes des sociétés et notamment de leur forçage sur les hydrosystèmes.

Sur les plateaux les morphologies les plus prégnantes de l'hydrosystème sont d'une part, le réseaux de drainage pour assécher le milieu et d'autre part des plans d'eau et des mares d'origine anthropique (*e.g.*, carrières, polémoformes) qui constituent des masses d'eau. Ce paradoxe hydrologique est le résultat du palimpseste historique. À la différence des plateaux calcaires de l'est de la France à plus forte valeur agricole, comme le plateau de Haye (Georges-Leroy, 2020), les structures agraires et parcellaires sont minoritaires en Montagne de Reims.

Dans les vallées, l'hydrosystème est peu développé compte tenu de la nature filtrante de la craie. Il semble moins anthropisé et voué au transfert des flux. Si l'équipement hydraulique, aujourd'hui abandonné, est précoce (entre le XI^e et le XIII^e), il concerne essentiellement les têtes de vallons et à moindre mesure le tronçon inférieur des drains principaux.

En conclusion, les paramètres qui concourent à l'organisation spatiale de l'hydrosystème en Montagne de Reims s'inscrivent dans une dimension multiscalaire mais aussi multitemporelle. L'échelle géologique conditionne les disparités aquifères et aquicludes de l'hydrosystème qui se manifestent d'est en ouest. Le Quaternaire explique l'opposition entre le versant nord et sud en commandant le degré d'incision des vallées. Enfin, à l'échelle historique, les forçages humains et climatiques conditionnent les disparités hydrologiques altitudinales entre les plateaux et les vallées.

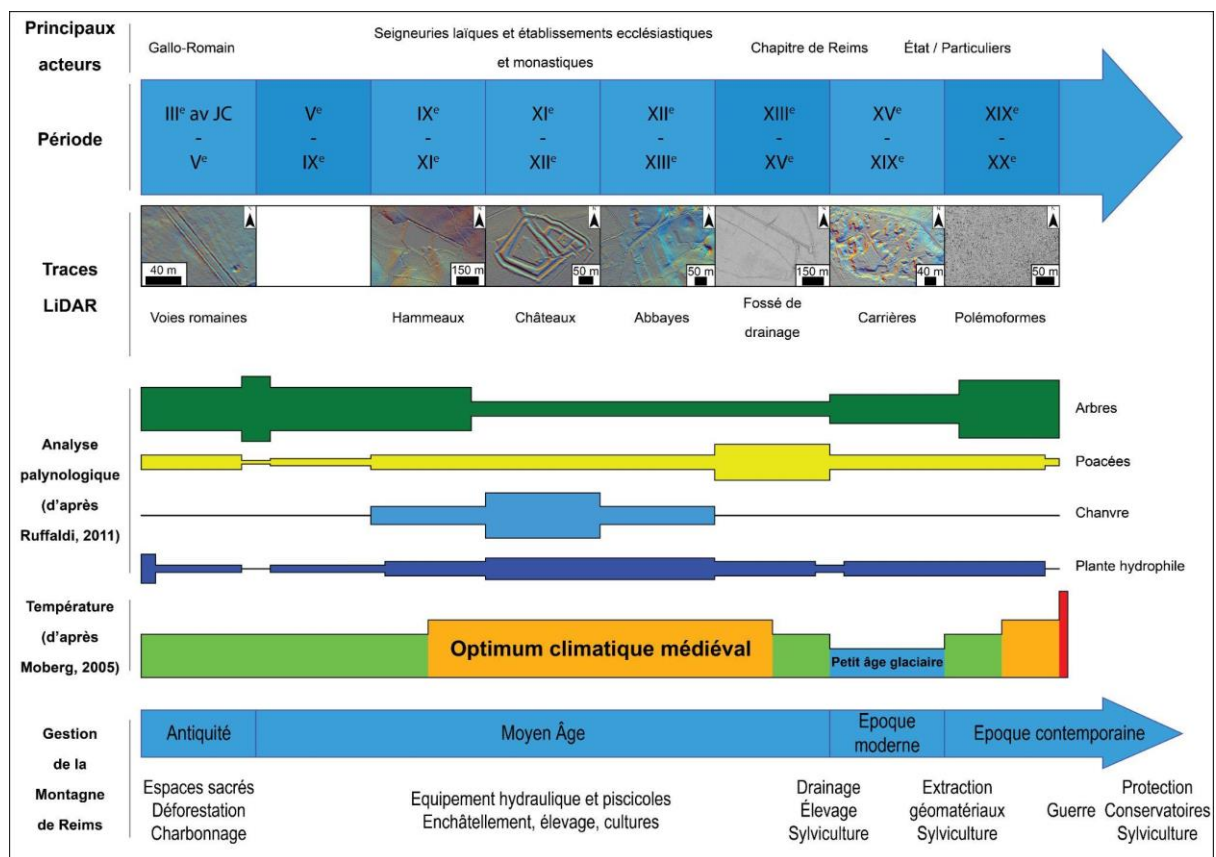


Fig. 4.7 : Flèche du temps présentant, depuis l'époque gallo-romaine, les différents éléments de l'hydrosystème mis en place à chaque période, en relation avec l'évolution des peuplements végétaux, des politiques de gestion du territoire et de l'évolution climatique.

4.3 Comportement hydrodynamique des écoulements

Si le LiDAR permet non seulement de reconstituer l'évolution des paysages à plusieurs échelles temporelles mais aussi de représenter la structure complexe de l'hydrosystème, il ne permet pas de comprendre son fonctionnement hydrodynamique.

En l'absence de stations hydrométriques, de suivi piézométrique et surtout climatique à haute résolution (*cf.* partie 1.4.4), il est difficile de se prononcer sur ce fonctionnement qui dépend des situations et des événements hydrologiques (étiages, basses eaux, hautes eaux et crues). C'est pourquoi, cette partie propose de défricher les comportements hydrodynamiques de l'hydrosystème de la Montagne de Reims par des campagnes de mesures sérielles sur le plateau (mares, plans d'eau) et dans les vallées (cours d'eau) à partir d'études de cas sur des sites représentatifs comme le groupe de mares de la RBD de Verzy et le bassin de la Livre.

4.3.1 Dynamique hydrologique des mares du plateau : comportement hydrodynamique des mares

Dans la RBD de Verzy, l'ancien site de déminage a été équipé d'une sonde multiparamètres (hauteur d'eau, conductivité électrique, température) qui contrôle la mare n° 29 en 2021-2022 sur une année hydrologique. Chaque mare correspond à un entonnoir de désobusage mis en place à l'issue de la Grande Guerre (*cf.* partie 1.3.6 et 3.2.3.6). Le site s'inscrit sur les Argiles à Meulières, sous une pinède dont la densité de population est hétérogène, ce qui induit des différentiels d'exposition. Il comprend une cinquantaine de mares, en connexion relative selon la situation hydrologique, qui se vidangent dans un fossé du réseau viaire dans la partie occidentale du site (Fig. 4.8). Ces mares coalescentes sont légèrement étagées entre 281,6 m et 279,4 m d'altitude et séparées par des cols fonctionnant par surverse. Leurs profondeurs respectives sont comprises entre 10 à 200 cm.

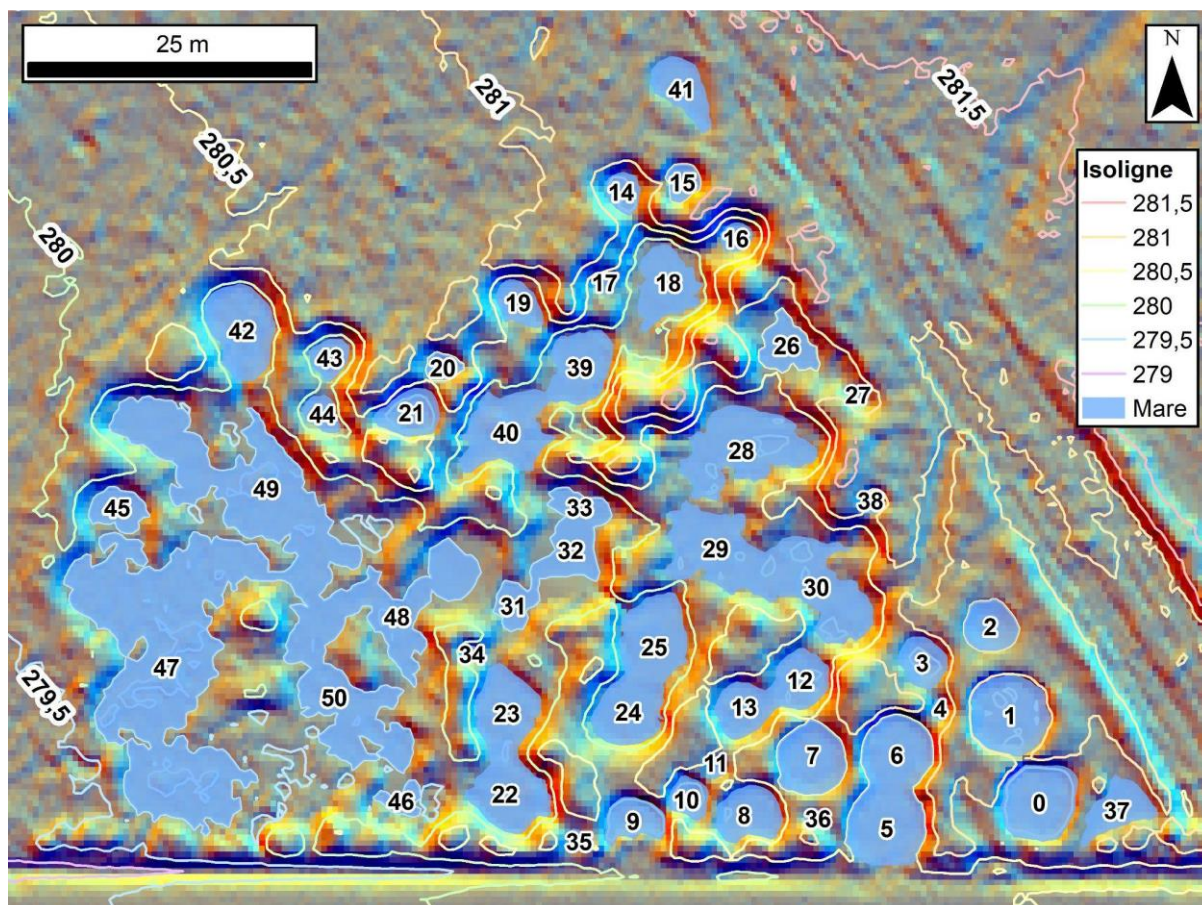


Fig. 4.8 : Altitudes minimales de la ligne d'eau des mares.

Deux campagnes de mesures sérielles (juillet et septembre 2021) complètent le dispositif en proposant des points de contrôle dans toutes les mares du site. La première campagne est réalisée le 15 juillet 2021 durant un épisode pluvieux alors que la seconde, le 8 septembre 2021 s'inscrit dans un contexte chaud et sec.

4.3.1.1 Résultats du suivi limnimétrique et physique de la mare n° 29 (Fig. 4.9)

Le suivi limnimétrique de la mare n° 29 permet de mieux connaître le comportement hydrodynamique des formes en dépression, creusées dans les Argiles à Meulières. Il s'agit ici de déterminer son mode d'alimentation en comparant les courbes du suivi limnimétrique et de deux paramètres physiques des eaux (température, conductivité) aux données climatiques de la station de Germaine pour les précipitations et l'ETP de Penman et de Prunay pour les températures. Le suivi a été réalisé du 01/08/2021 (jour 1) au 31/07/2022 (jour 365) pour appréhender plusieurs situations hydrologiques, notamment deux saisons humides hivernales et une saison chaude estivale. Les données limnimétriques, de températures et de conductivité

sont lissées de manière journalière (6 mesures horaires) pour être comparées aux données climatiques. Le matériel et le protocole de mesures sont présentés dans la partie 2.2.3.

Les conditions climatiques de la série d'observation caractérisent l'année hydrologique 2021-2022 comme une année plutôt sèche car son cumul de précipitations (685 mm) est bien inférieur à la moyenne (840 mm, *cf.* partie 1.4.4 ; Fig. 1.51). Le prélèvement évapotranspiratoire de 566 mm définit un surplus hydrique de 119 mm qui reste moyen à faible pour l'Est de la France (Devos, 2010).

Deux saisons bien marquées s'observent nettement. La saison de hautes eaux hivernales ou saison froide, intercalée entre deux saisons de basses eaux durant l'été. Le marnage de la mare est de 60 cm durant la période d'observation avec un niveau moyen de 114 cm. En basses eaux, il descend sous 114 cm à l'échelle corrélativement à l'augmentation de la température et à l'ETP durant la saison chaude. À l'inverse, les hautes eaux au-delà de 114 cm, s'inscrivent en phase de surplus hydrique associé à la baisse des températures et de l'ETP. L'absence d'hystérèse saisonnière ou mensuelle écarte toute alimentation par une nappe perchée.

À l'échelle des événements climatiques, la réactivité de la mare est rapide (une journée) car une élévation du niveau d'eau est observée dès le début de l'averse sans hystérèse. Le limnigramme présente des paliers caractéristiques en hautes eaux qui témoignent de surverses vers les mares inférieures. Si chaque averse provoque une hausse limnimétrique régulière, au moment des journées les plus froides de janvier 2021, comprises entre -5 °C et 5 °C, des pics brutaux du niveau d'eau sont observés, qui correspondent aux maximums enregistrés sans précipitations notables (15/01/2022). Ces types de temps favorables à la neige favorisent la constitution d'un tapis nival en Montagne de Reims dont la fonte rapide expliquerait l'hystérèse entre la courbe limnimétrique et celle des précipitations. Les chutes brutales de niveau s'expliquent par des ruptures d'embâcles au niveau des exutoires des mares étagées. À l'exception de ces contextes climatiques neigeux, la décroissance du niveau de l'eau est lente et régulière après une averse, ce qui milite en faveur d'une vidange par évapotranspiration ou infiltration. Cette dernière hypothèse est peu probable sur les Argiles à Meulières.

En saison estivale de basses eaux, les averses ne provoquent qu'une légère augmentation du niveau d'eau (moins de 5 cm) qui s'explique par l'importance des prélèvements évapotranspiratoires et par des phases de reconstitution de la réserve utile (RU) du sol peu favorables au ruissellement.

L'analyse des températures et des conductivités des eaux de la mare renforce les hypothèses citées plus haut.

La température moyenne de la mare (10,3 °C) est très proche de la température moyenne atmosphérique (11,5 °C) et logiquement inférieure compte tenu du gradient orographique. Son régime thermique présente de fortes disparités avec une amplitude thermique annuelle de 12,9 °C proche de l'amplitude thermique climatique (16,2 °C), ce qui élimine toute homothermie et soutien de nappe perchée. La réactivité thermique de la mare aux événements climatiques est forte car le thermogramme présente de multiples pics qui trahissent une dépendance à l'atmosphère. Les températures de l'eau sont légèrement lissées par rapport à celles de l'atmosphère mais suivent nettement la même évolution saisonnière et journalière. Cela confirme l'absence de vidange aquifère dans les Argiles à Meulières.

L'analyse de la conductivité de la mare est également riche de renseignements. La moyenne annuelle (116 $\mu\text{S}/\text{cm}$) cache de fortes disparités car les valeurs journalières s'échelonnent entre 90 et 182 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Ces valeurs restent néanmoins faibles pour une entité hydrographique dans les formations sédimentaires de l'Est de la France (Devos, 1996 et 2010) ce qui s'explique par l'alimentation pluviale des mares. La conductivité présente un régime saisonnier avec des valeurs minimales en hautes eaux hivernales et des valeurs maximales en basses eaux estivales. Cette saisonnalité s'explique en hautes eaux par l'effet "dilution" des eaux pluviales peu chargées ou douces durant le surplus hydrique. À l'inverse en basses eaux, les prélèvements évapotranspiratoires déterminent une phase de vidange de la réserve utile du sol et une augmentation logique de la charge dissoute.

Mais les pics de conductivité touchent à la fois les saisons extrêmes thermiques. La corrélation des températures et de la conductivité de l'eau de la mare, montre des boucles saisonnières caractéristiques mais aussi ces pics de charges dissoutes en été et en hiver (Fig. 4.10).

En hiver ou en hautes eaux, la conductivité présente des fluctuations importantes (+/- 60 cm) mais courtes durant les averses. Le froid atmosphérique entretient des eaux fraîches (4 °C) qui ruissellent pour alimenter les mares. Ces eaux plus denses que celles des mares provoquent une inversion thermique en subsurface et un déplacement en profondeur des eaux de surface ce qui détermine un brassage. Ce dernier mobilise les eaux de fond plus chargées par la décomposition de la matière organique ce qui induit une hausse de la conductivité. La turbidité des mares, malheureusement non mesurée ici, peut également expliquer ces hausses de conductivité durant les phases de ruissellement qui leur apportent des argiles et des limons de surface.

En basses eaux ou en saison chaude, la courbe des conductivités présente aussi des pics avec des amplitudes de 40 $\mu\text{S}/\text{cm}$ que l'on peut attribuer à l'activité biologique des mares exacerbée par les températures élevées. Ces milieux eutrophes riches en matières organiques piégées dans ces dépressions dégagent de l'ammonium.

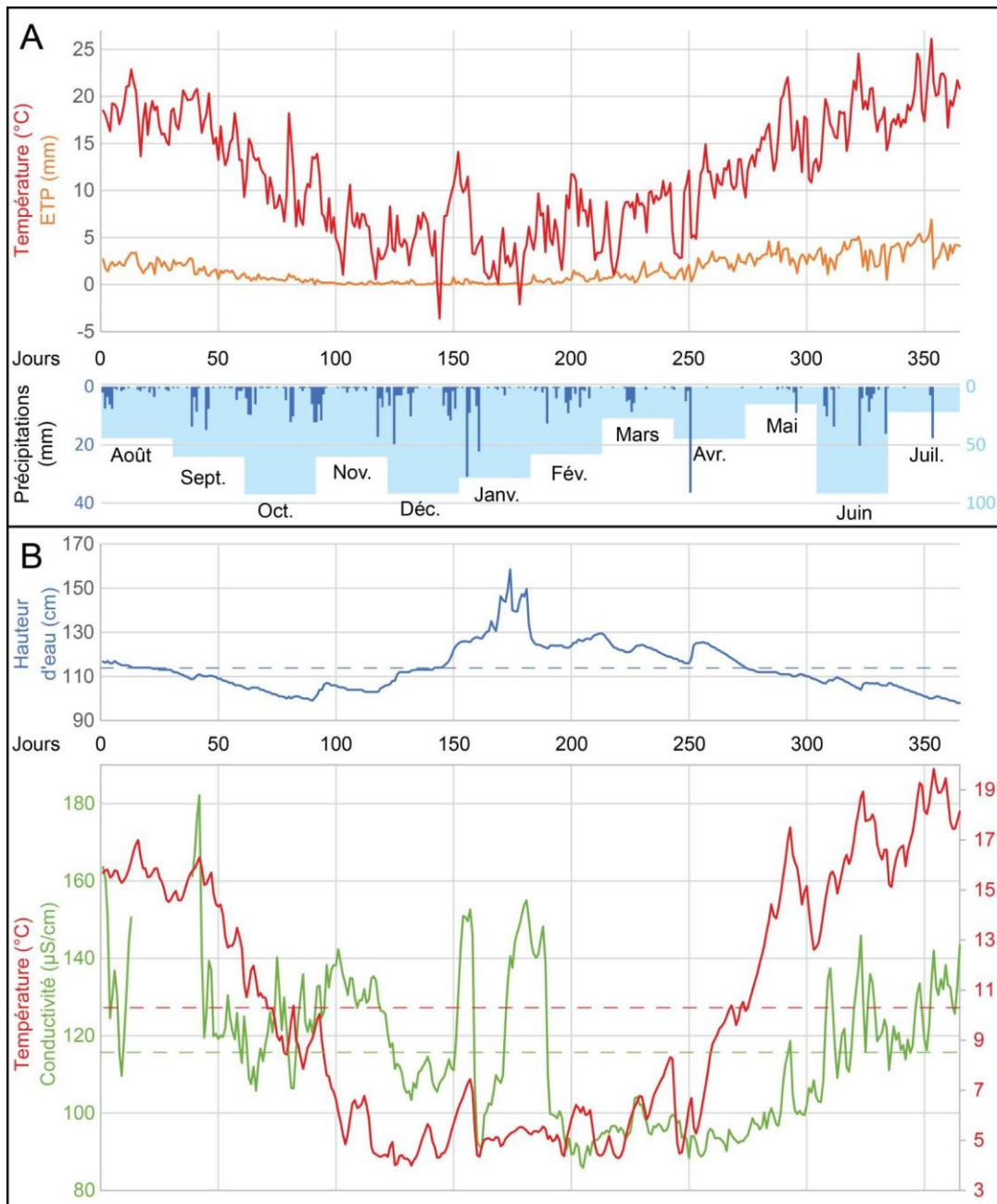


Fig. 4.9 : Suivi hydroclimatique des mares de Verzy

A. Paramètres climatiques, précipitations et ETP journalière de la station de Germaine (CIVC), températures de la station de Prunay (Infoclimat, précipitations de Prunay $r = 0,8$ avec la station de Germaine) ; B. Paramètres hydrologiques et physiques de la RBD des mares de Verzy dans la mare 29 (jour 1 = 01/08/2021, jour 365 = 31/07/2022, Σ ETP = 566,4 mm, Σ Pmm = 685,2, moyenne hauteur d'eau de la mare = 113,9 cm, température moyenne de la mare = 10,3 °C, conductivité moyenne de la mare = 115,7 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

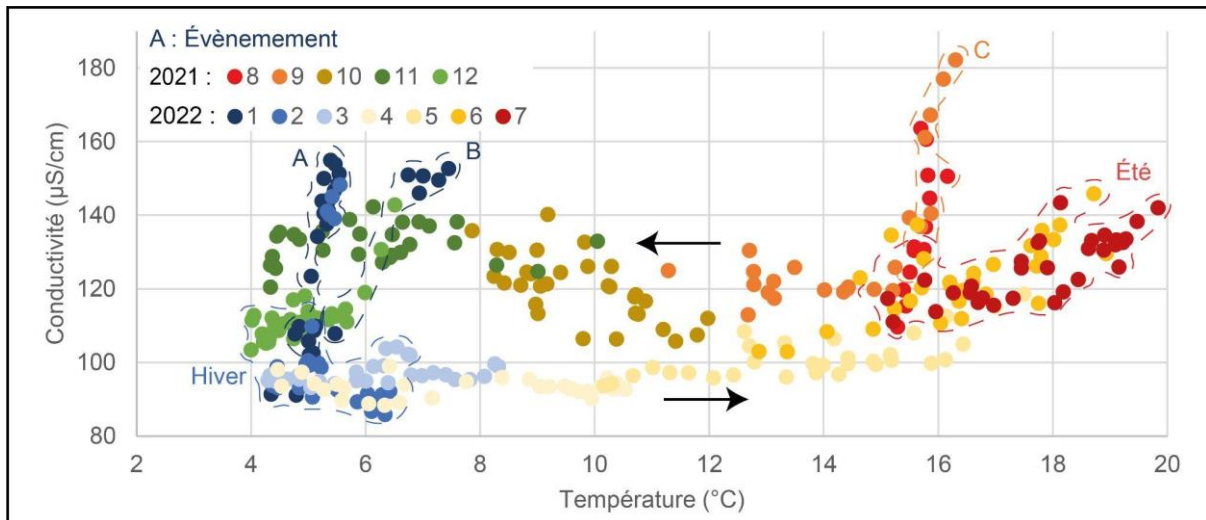


Fig. 4.10 : Boucle des paramètres physiques de l'eau des mares de Verzy du 01/08/2021 au 31/07/2022 (les numéros correspondent au mois).

4.3.1.2 Résultats des campagnes de mesures sérielles sur les mares de la RBD de Verzy

- La conductivité des mares

La conductivité de l'eau des mares est particulièrement basse surtout durant la première campagne où elle est comprise entre 48 et 90 $\mu\text{S}/\text{cm}$ alors que pour la seconde elle s'échelonne entre 68 et 202 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cette différence s'explique par l'activité biologique plus importante en fin d'été (bloom algal). Mais les faibles valeurs témoignent certes de la faible concentration des ions mais surtout de l'apport pluvial et de l'absence d'alimentation de nappe dans les Argiles à Meulière. L'hétérogénéité spatiale des valeurs peut être attribuée au différentiel d'exposition au soleil et donc de la couverture forestière ou à la profondeur disparate des mares. L'exposition commande la température et l'activité biologique des mares. Cette variabilité reste faible durant la première campagne, moins chaude et surtout pluvieuse, ce qui lisse l'impact de l'ombre portée par les arbres.

- Le Ph des mares (Fig. 4.11)

Le pH des mares mesuré uniquement lors de la première campagne, est dans l'ensemble remarquablement bas car compris entre 4,2 et 5,8, ce qui détermine des eaux acides sur les Argiles à Meulière, surtout sous couverture forestière de pins. Ces valeurs sont logiquement plus faibles que sur les mares disposées sur les calcaires de Beauce sous des résineux (Bertrand *et al.*, 2014). La répartition spatiale du pH semble dépendre de la taille des mares. En effet, les plus grandes sont légèrement moins acides que les plus petites. Mais une fois de plus, l'habitat hétérogène des mares observé sur le terrain (lentilles d'eau, nénuphars, diatomées) explique

sans doute cette disparité. Cette acidité des eaux de surface témoigne de l'agressivité des eaux des plateaux et de leur potentiel de karstification.

- La température de Mares (Fig. 4.11)

La température de l'eau est bien plus froide pour la campagne de juillet que pour celle de septembre car elle est comprise respectivement entre 14,1 et 14,9 °C, et entre 16,5 et 28,2 °C ce qui répond logiquement aux conditions atmosphériques. Ces chiffres montrent clairement que la disparité spatiale des températures est bien plus forte en saison chaude et sèche (gradient de 11,7 °C) que lors d'un événement pluvieux (gradient de 0,8 °C). Cette réactivité aux conditions atmosphériques élimine toute homothermie des eaux ce qui élimine toute vidange souterraine de nappe perchée et confirme l'alimentation pluviale des mares. Mais l'hétérogénéité spatiale répond également à la disparité du couvert végétal ou de la canopée et notamment à sa densité qui contrôle l'ombrage porté par les arbres.

- Évolution des paramètres physico-chimiques des mares en fonction de leur profondeur (Fig. 4.12)

L'étude de la répartition de la température des eaux de trois mares (mares n° 25, 31 et 32) selon la profondeur montre clairement un refroidissement selon un gradient thermique de l'ordre de 4 °C/m, notamment dans les premiers 50 cm par rapport à la surface. Pour la mare n° 25, ce gradient est encore plus important (9 °C/m). Cela témoignerait d'une thermocline au-dessus de la couche d'eau de fond où la température est stabilisée à 16 °C. Cette répartition s'inverse avec la conductivité qui reste stable dans la thermocline avec des valeurs faibles (80 µS/cm) et *a contrario*, augmentent dans les eaux de fond pour dépasser 250 µS/cm. Mais cette stratification thermique observée en période chaude n'est pas garantie durant les autres saisons. En saison froide, les eaux de surface étant plus froides et plus denses, risquent de générer un brassage dans les mares et une remobilisation des éléments dissous. Cette approche exploratoire mériterait d'être approfondie avec des campagnes de mesures sérielles toute l'année.

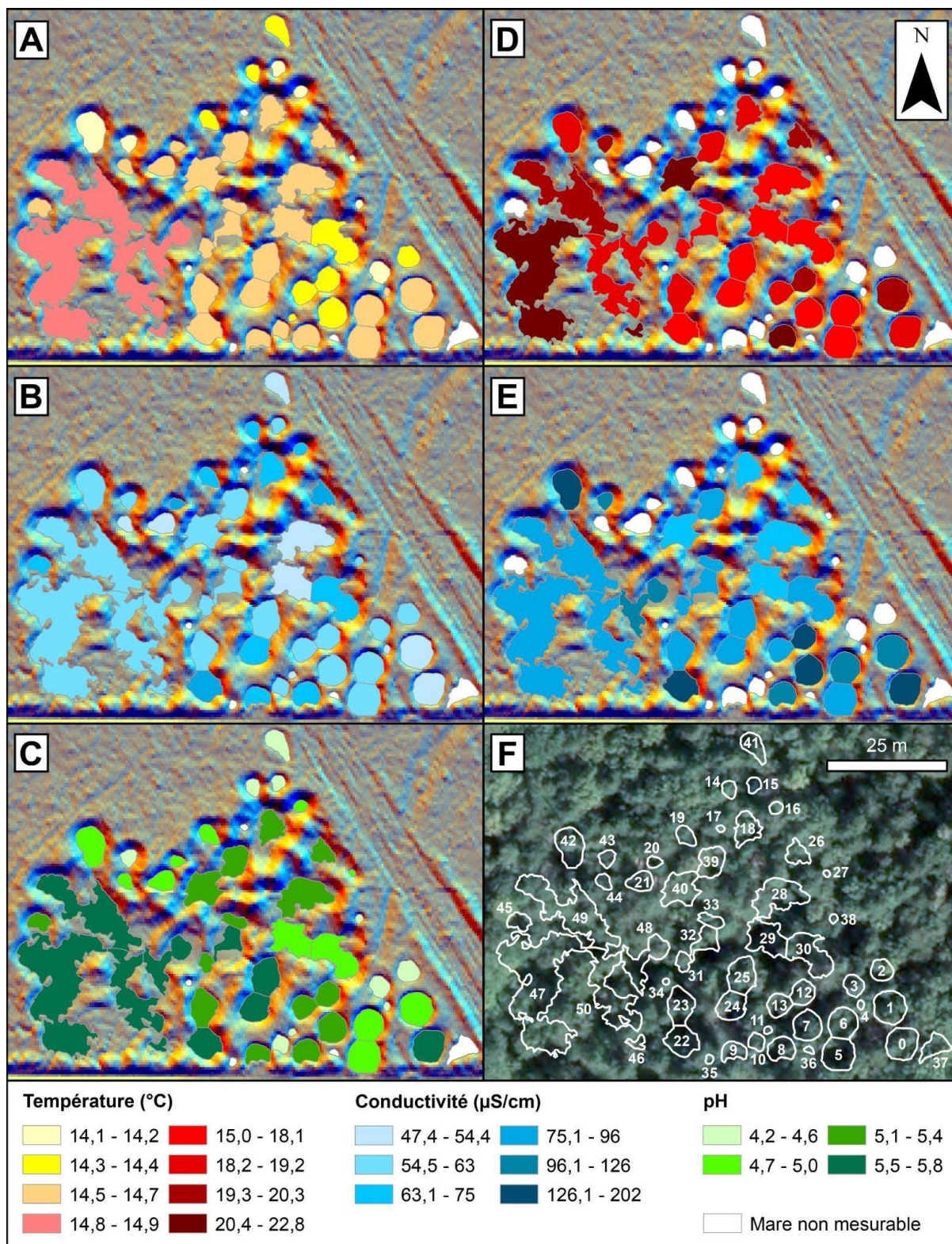


Fig. 4.11 : Campagne de mesure hydrologique des mares de la RBD de Verzy.
 A B et C. Campagne en période humide et fraîche réalisée le 15/07/2021 ; D et E. Campagne en période sèche et chaude réalisée le 08/09/2021 ; F. Cartographie du réseau de mesures.

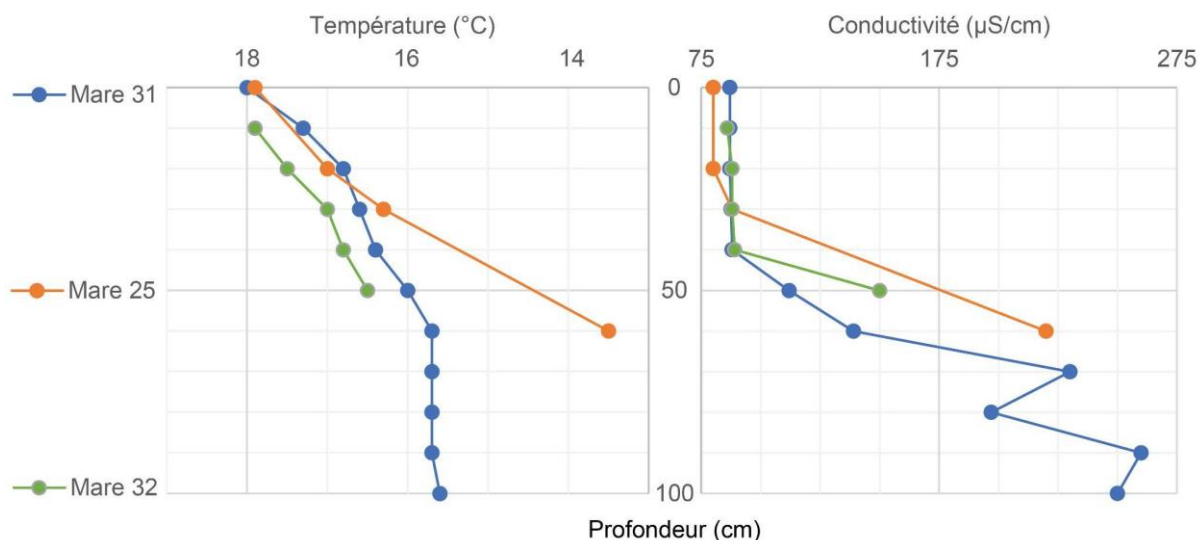


Fig. 4.12 : Répartition de la température et de la conductivité de l'eau de trois mares de la RBD de Verzy selon la profondeur (campagne du 15/07/2021).

4.3.2 Comportement hydrodynamique des cours d'eau de la Montagne de Reims

La connaissance des écoulements de la Montagne de Reims reste très lacunaire car son équipement hydrométrique est quasiment inexistant. Au sein de l'emprise du PNR Montagne de Reims, seule l'Ardre est équipée par deux stations hydrométriques dont une à Faverolles et l'autre à Fismes, situées respectivement à 18 et 28 km de la limite occidentale de la zone d'étude (Fig. 1.12). L'analyse spatiale des débits d'étiage de l'Ardre réalisée en 2015 (Devos *et al.*, 2015) à partir de campagnes de jaugeages sériels montre que la puissance des formations aquifères et leur nature conditionne les rendements hydrologiques.

La Semoigne est également équipée à son exutoire à Verneuil mais se situe trop à l'ouest de la Montagne de Reims à plus de 20 km. À ce titre, les débits enregistrés à ces stations ne sont pas très représentatifs du comportement hydrologique de la Montagne de Reims.

Le bassin de la Livre (100 km² de surface dont 88 km² en zone LiDAR), qui représente le tiers de la zone d'étude (245 km²), est utilisé comme zone atelier pour caractériser les modalités d'écoulement en étiage. Il est représentatif du versant méridional de la Montagne de Reims à travers toutes les formations géologiques du massif.

4.3.2.1. Comportement hydrodynamique en étiage : campagnes de jaugeage dans le bassin de la Livre

Une campagne de jaugeage a été réalisée du 2 au 3 juin 2020 dans le bassin de la Livre afin de connaître le fonctionnement hydrodynamique des cours d'eau en période d'étiage. Cette dernière est représentative de conditions de tarissement ou de vidange aquifère sans apports latéraux liés aux ruissellements. Elle s'inscrit dans une phase de décroissance des débits observés aux autres stations hydrométriques comme à Verneuil sur la Semoigne (Fig. 4.13). À cette station, le débit moyen journalier de la Semoigne est de 340 l/s, ce qui représente 59,5 % du module (571 l/s). Cela permet de contextualiser la situation hydrologique des cours d'eau du secteur de la campagne de mesure sur la Livre qui se déroule donc en basses eaux stabilisées mais malheureusement pas en étiage sévère. En effet, le débit journalier à Verneuil est supérieur au QMNA de fréquence 1/2 (220 l/s).

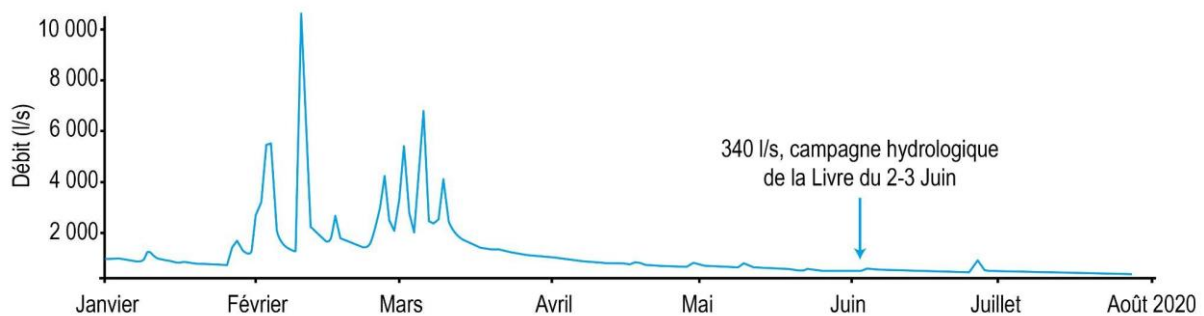


Fig. 4.13 : Situation hydrologique de la campagne des 2 et 3 juin 2020 à la station de Verneuil sur la Semoigne (données : station H5243010, hydroportail).

Le réseau de mesures est constitué de 76 points de contrôle du débit (Fig. 4.14), des conductivités électriques et des températures dont 16 sur le cours principal de la Livre, 14 sur des affluents mineurs de la Livre, 12 sur la Lingonne, 14 sur la Germaine et 8 sur la Ruisseau de la Trinité. La densité de mesures (un point de contrôle pour 1,3 km²) est suffisamment fine pour cartographier les résultats et connaître les modalités d'écoulement selon le contexte géomorphologique. En outre, 12 autres points de mesures sont proposés à l'extérieur du bassin de la Livre, notamment en tête du bassin de l'Ardre et sur le ruisseau de Trépail. Le réseau de mesure est encore plus dense en amont du front de karstification (calcarénites du Thanétien) afin de connaître les écoulements susceptibles de se perdre.



Fig. 4.14 : Carte du réseau de mesures hydrologiques de la Livre.

4.3.2.1.1 Profils hydrologiques de la Livre

Les profils hydrologiques de la Livre montrent l'évolution des débits bruts et spécifiques du drain principal de l'amont (Liv20) vers l'aval (Liv1). Ils sont comparés au profil en long géologique de la Livre et aux profils de conductivité électrique et thermique pour connaître le rôle des aquifères dans l'alimentation du cours d'eau (Fig. 4.15).

Les profils hydrologiques présentent nettement quatre tronçons à modalités d'écoulement différentes. Le premier tronçon en tête de vallée entre Liv21 et Liv17 qui draine les formations tertiaires de l'Yprésien connaît un assec ne permettant pas de mesurer les débits. Les nappes perchées de ces formations semblent donc bien peu productives en période d'étiage.

Le second tronçon de Liv18 à Liv6, qui traverse la craie du Crétacé, présente des débits qui croissent pour atteindre 50 à 100 l/s mais les écoulements restent médiocres entre Liv17 et Liv13 en amont de la confluence avec le Rau de la Trinité où les températures et les conductivités baissent respectivement de 4 °C et de 80 µS/cm. En aval de la confluence avec cet affluent, les débits augmentent davantage et sont manifestement l'expression d'un recoupement de nappes car les températures chutent et les conductivités augmentent. Cela se

confirme avec les débits spécifiques qui présentent la même évolution que les débits bruts mais restent faibles ($< 2 \text{ l/s/km}^2$).

Le troisième tronçon entre Liv6 et Liv4 présente un accroissement important et conjoint de ses débits bruts qui passent de 50 l/s à 350 l/s et de ses débits spécifiques qui sont maximaux sur ce tronçon ($> 4 \text{ l/s/km}^2$). Cet apport ne peut pas être attribué à la confluence avec la Germaine qui ne contribue que faiblement à l'apport (15 l/s) et Liv 3d1 (1 l/s). Sur ce tronçon, les températures continuent de chuter pour atteindre 11 °C et les conductivités stagnent autour de 600 $\mu\text{S/cm}$ ce qui confirme une alimentation par la nappe de la craie dans ce secteur.

Enfin le dernier tronçon, de Liv4 à Liv1, voit ses débits bruts stagner, voire légèrement diminuer alors que les températures augmentent et les conductivités diminuent. Cela traduit des pertes diffuses dans les alluvions de la Marne qui constituent une zone tampon entre les cours d'eau et la nappe de la craie. Cette dynamique se confirme avec les débits spécifiques qui diminuent mais restent soutenus sur ce tronçon.

Les profils hydrologiques et physiques de la Livre témoignent donc d'un hydrodynamisme d'étiage dépendant de la nappe de la craie recoupée puis drainée en fond de vallée dans la partie médiane voire inférieure du cours d'eau. Les nappes perchées du Tertiaire semblent peu productives. Pour mieux appréhender leur rôle et celui des apports latéraux (affluents), des cartes des rendements hydrologiques sont réalisées à l'échelle des bassins élémentaires.

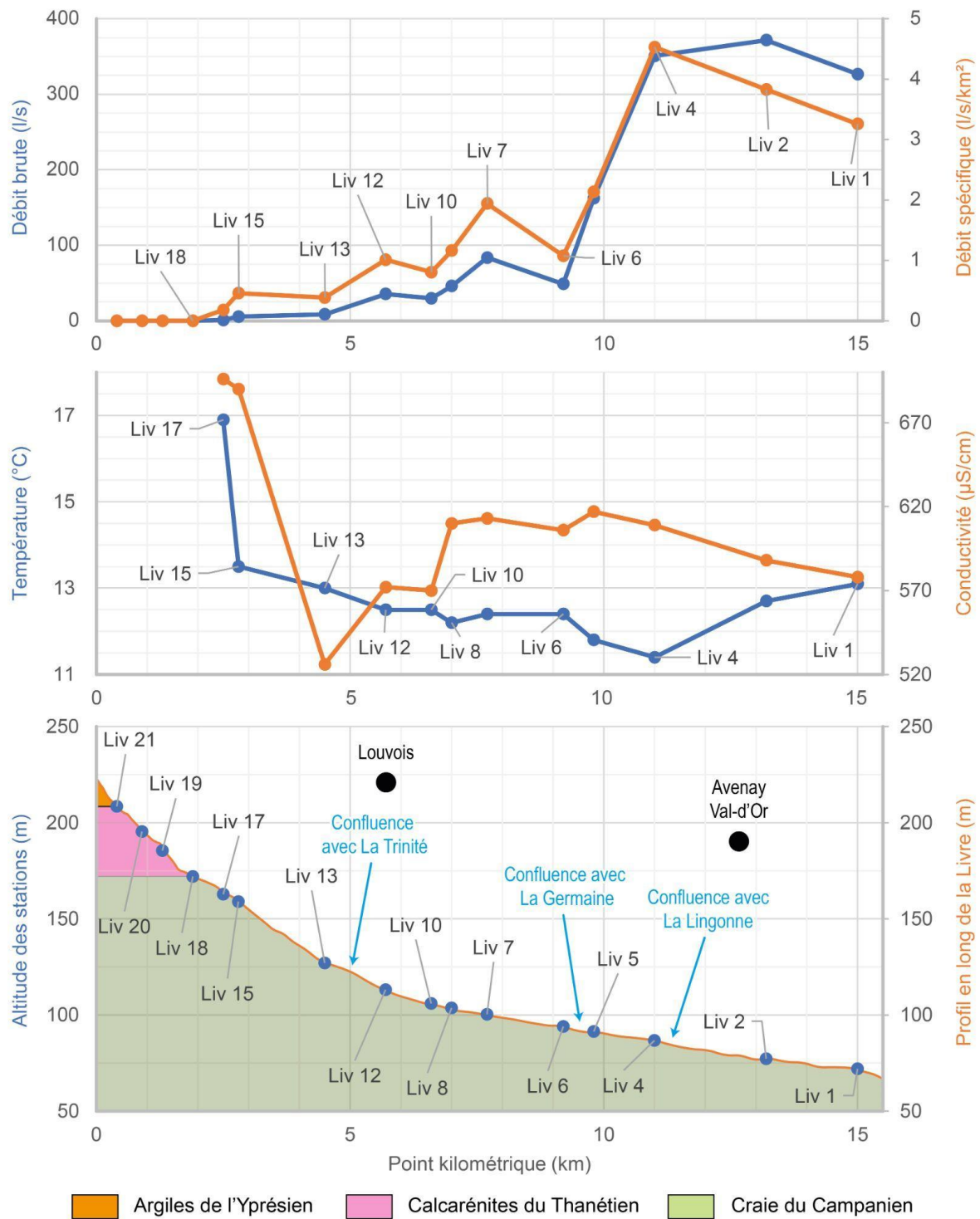


Fig. 4.15 : Profils hydrologiques, profils de conductivité et thermiques et profil en long de la Livre durant la campagne des 2 et 3 juin 2020.

4.3.2.1.2 Rendement hydrologique de la Livre

La carte des rendements hydrologiques pour les bassins élémentaires de la Livre apporte davantage d'informations sur l'hétérogénéité spatiale des écoulements. En effet, les rendements

sont très contrastés avec des valeurs positives comprises entre 0 et plus de 10 l/s/km² (gain de débit) et des valeurs négatives témoignant de pertes ou d'infiltrations faibles (-0,1 à -10 l/s/km²) à importantes (au-delà de -10 l/s/km²). L'assec généralisé des cours d'eau des plateaux et des têtes de vallon confirme la faible productivité des nappes perchées du Tertiaire (Argiles à Meulière, Yprésien), manifestement très rabattues.

Sur les versants ou dans la partie supérieure des vallées de la Lingonne et de la Livre, des bassins élémentaires présentent des rendements faibles compris entre 1 et 5 l/s/km² à régime endoréique car leur aval est marqué par des pertes diffuses ou localisées qui avalent l'intégralité des écoulements (assecs dans la partie médiane de la Germaine, de la Lingonne et du ru de la Trinité). Enfin, les bassins élémentaires inscrits dans la partie inférieure des cours d'eau enregistrent les plus forts rendements notamment dans la vallée de la Germaine (11 l/s/km²) mais surtout dans la vallée de la Livre (75 l/s/km²). Cela traduit sans doute un recoupement de la zone saturée de l'aquifère crayeux, voire un drainage de la nappe qui mérite une confirmation par l'approche physique avec les conductivités et les températures.

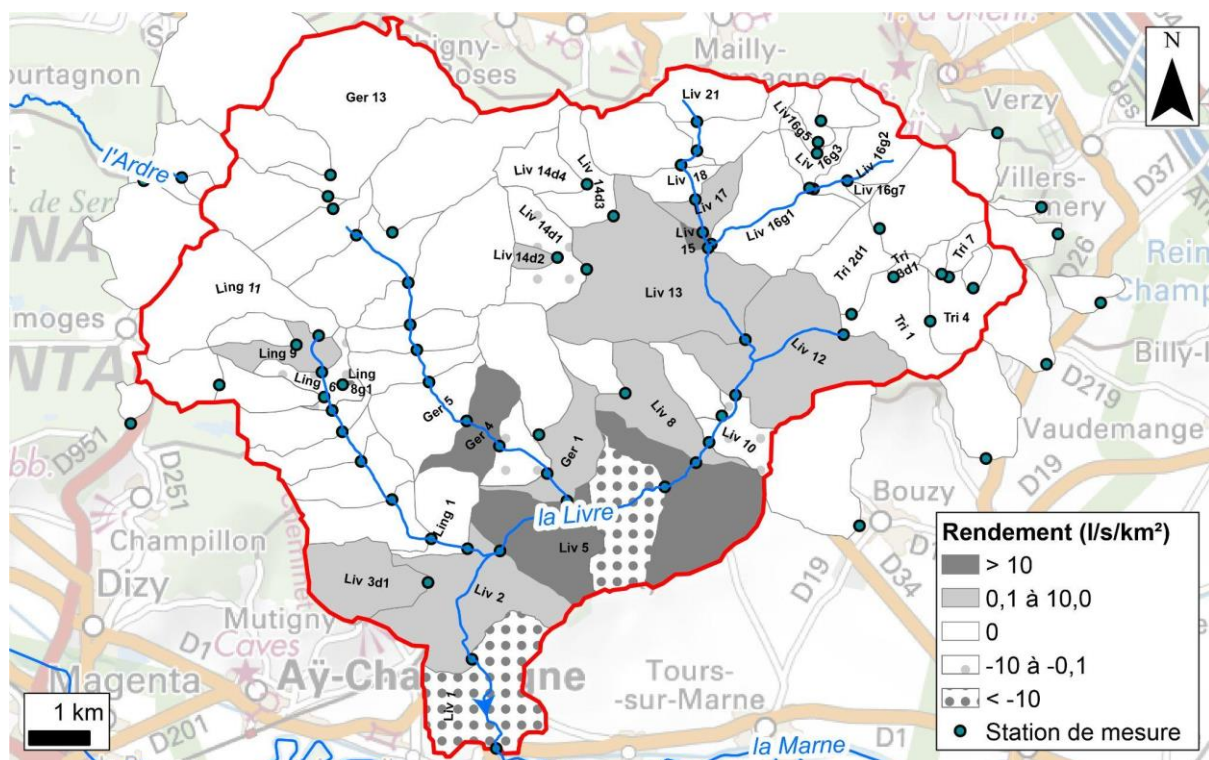


Fig. 4.16 : Carte des rendements hydrologiques des bassins élémentaires de la Livre pour la campagne des 2 et 3 juin 2020.

4.3.2.1.3 Paramètres physico-chimiques de la Livre

La carte des conductivités présente des valeurs assez contrastées en étiage car comprises entre 400 et 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Mais celle-ci paraît bien lacunaire compte tenu de l'assec de nombreux affluents en tête de bassin, dans les formations tertiaires. Néanmoins, certains présentent des écoulements, certes indigents, qui trahissent une fois de plus la faible productivité en eau des aquifères perchés du Tertiaire (*e.g.*, bassins supérieurs de la Lingonne et de la Livre). Leur conductivité est forte de l'ordre de 600 à 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ce qui s'explique par la faiblesse des écoulements (eaux stagnantes, filets d'eau) et par des probables pollutions de surfaces. Notons qu'en aval de ces points de mesures, de nombreux assecs sont constatés ce qui témoigne de drains aveugles qui se perdent dans la traversée du front de karstification (gouffres-pertes).

Dans la partie médiane de la Livre, les conductivités sont uniformes en restant moyennes conformément aux valeurs rencontrées pour la nappe de la craie (Devos *et al.*, 2007). Ces mêmes valeurs se retrouvent pour les parties inférieures des affluents de rive droite (Germaine, Lingonne) qui drainent manifestement aussi la nappe. Mais sans approche hydrochimique (diagrammes de Piper et de Berkloff) il est difficile de caractériser les éléments dissous responsables de la conductivité.

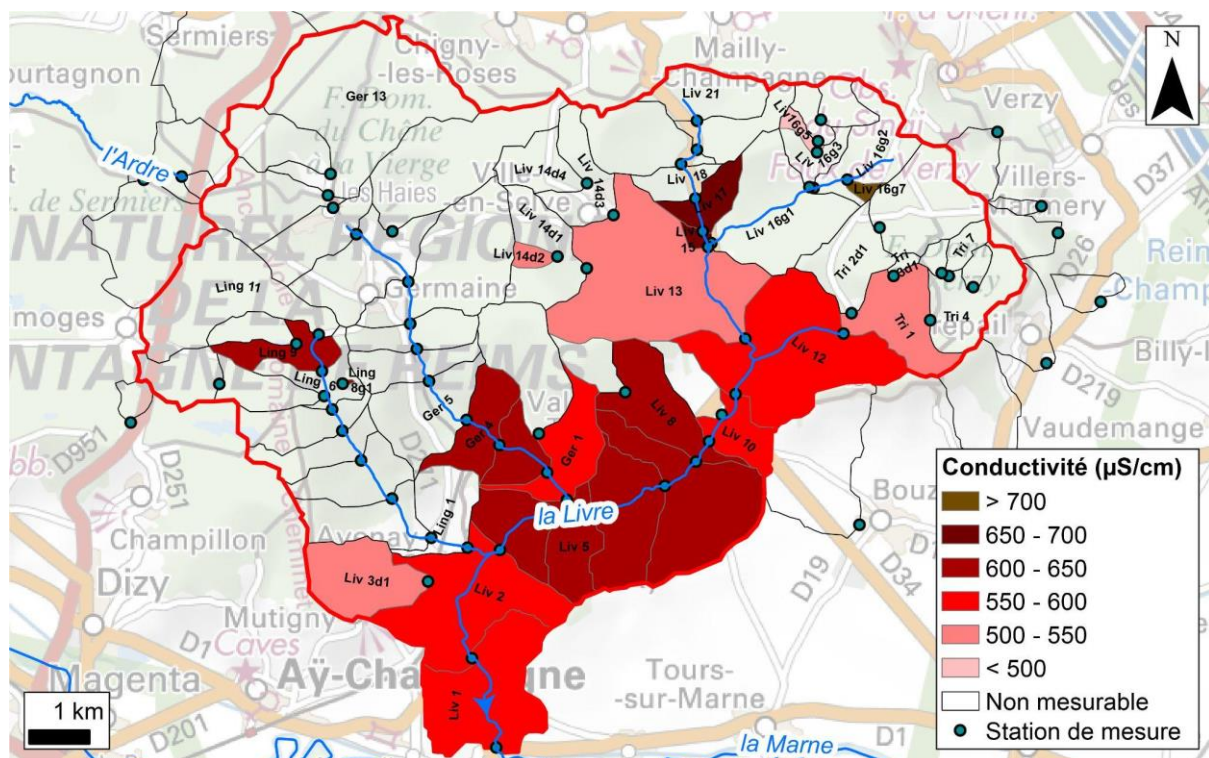


Fig. 4.17 : Carte des conductivités électriques ($\mu\text{S}/\text{cm}$) des cours d'eau de la Livre les 2 et 3 juin 2020.

Cette répartition spatiale des modalités d'écoulement se retrouve pour les températures avec des contrastes marqués car celles-ci sont comprises entre 9,8 et 16,9 °C. En effet, les têtes de drains en eau présentent des températures élevées (de 12,5 à 16 °C), qui témoignent d'un réchauffement au contact de l'atmosphère alors que le tronçon médian de la Livre et les tronçons inférieurs des affluents, notamment sur la Germaine, connaissent les températures les plus fraîches (9,8 °C). Ces dernières déterminent une alimentation de la Livre par drainage de la nappe de la craie.

Une fois de plus, est observée la dichotomie entre les nappes perchées peu productives du Tertiaire des plateaux et la nappe de la craie, à surface libre et en dépression dans les vallées, qui alimente la Livre dans sa partie médiane et inférieure. Entre ces deux nappes étagées, les modalités d'écoulement sont représentées par des pertes localisées dans la traversée du front de karstification (gouffres-pertes) ou diffuses dans la zone non saturée de l'aquifère crayeux. Les versants des vallées et les affluents sont donc marqués par des écoulements indigents et endoréiques car ils représentent seulement 4 % du débit de la Livre à son exutoire. L'apport latéral des affluents est donc presque anecdotique en période de basses eaux et reste insuffisant pour garantir la pérennité des écoulements.

En revanche, le fond de vallée principale, en drainant la nappe de la craie, est productif en eau. En basses eaux, la nappe de la craie, située en dépression et à surface libre mais en limite de nappe captive, sous les formations tertiaires, constitue la principale masse d'eau de l'hydrosystème en Montagne de Reims.

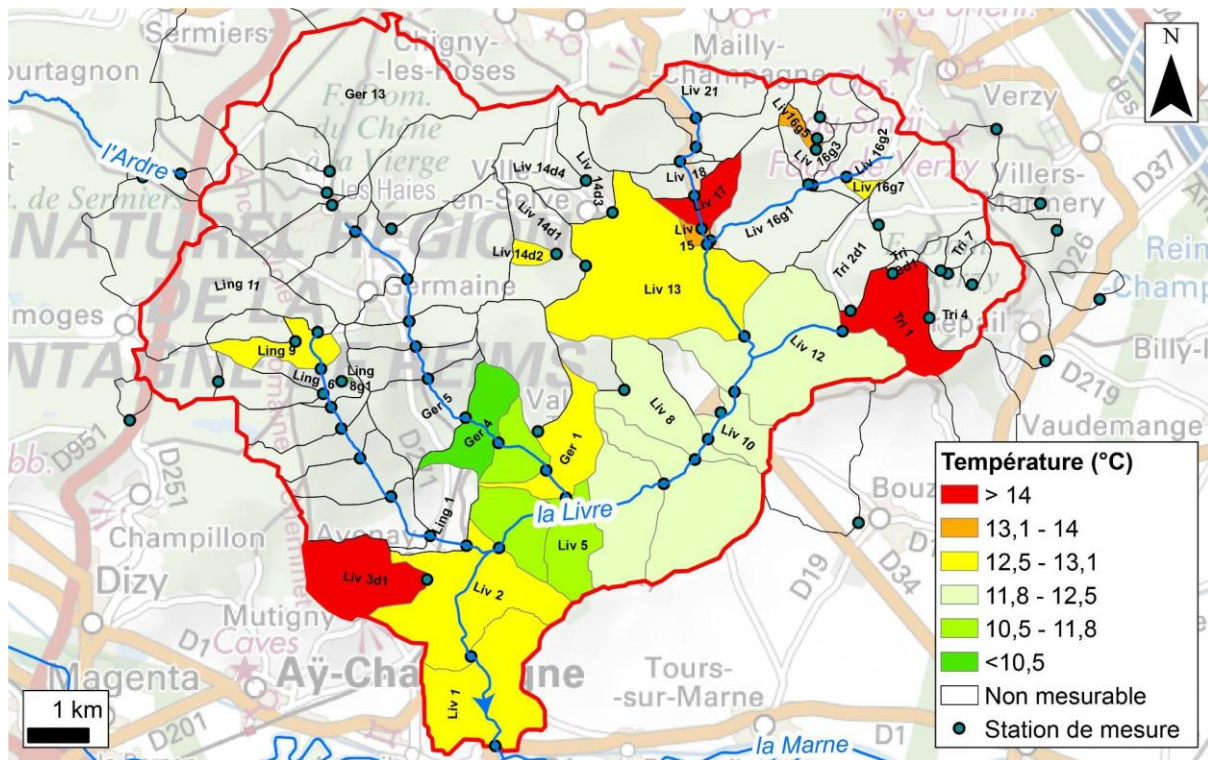


Fig. 4.18 : Carte des températures des cours d'eau du bassin de la Livre les 2 et 3 juin 2020.

Toutefois, l'ensemble de ces constatations se limite à la condition hydrologique de la période de mesure. Pour valider l'ensemble de ces interprétations, il serait nécessaire de réaliser deux autres campagnes en condition d'étiage respectant des fréquences caractéristiques d'étiage (QMNA F0,1, F0,2 et F0,5). Mais même dans ce cas, cette analyse est limitée aux basses eaux et aux étiages. En effet, en période de crue, le comportement hydrodynamique de l'hydrosystème change radicalement.

4.3.2.2 Le comportement de l'hydrosystème en période de crue

Le comportement hydrodynamique de l'hydrosystème en hautes eaux et en crue est *a priori* inconnu, en l'absence de stations de mesures en Montagne de Reims, notamment sur la Livre.

Mais les indices géomorphologiques révélés au LiDAR (ravins) et les formations observées dans le lit des cours d'eau (blocs de meulière lessivés) militent en faveur de ruissellements exacerbés. La nature imperméable de la couverture géologique (Argiles à Meulières), et les réseaux de drainage anthropiques des plateaux, concentrant les flux vers les ravins et les cours d'eau marqués par de fortes pentes longitudinales, concourent à la formation d'ondes de crue potentiellement aiguës et rapides.

L'observation des hydrogrammes en débits journaliers de la Semoigne à Verneuil (Fig. 4.19) dont le bassin-versant est en dehors de la zone LiDAR, montre des ondes de crue dont les débits de pointe biennaux, décennaux et centennaux sont respectivement de 4,502 m³/s, 9,258 m³/s et 13,427 m³/s pour une surface de bassin-versant de 91 km² (sur la période 1999-2023).

Pour la période commune au suivi limnimétrique de la mare de Verzy, du 01/08/2021 au 31/07/2022 qui couvre une année hydrologique, une comparaison des hydrogrammes réalisés en débits journaliers et en débits instantanés est proposée afin de connaître la forme des ondes de crue (aplatissement, concentration). Deux ondes de crues hivernales sont constatées au-delà de la fréquence biennale et d'autres épisodes de crues unitaires estivales moins fortes.

Les premières coiffent un gonflement de hautes eaux de saison froide, caractéristique du soutien aquifère des nappes du Tertiaire (Lutétien, Cuisien). Les ondes sont courtes et rapides avec une réactivité surprenante de l'ordre de la journée, une durée inférieure à trois jours et surtout des débits de pointe de crue instantanés deux fois supérieurs aux débits journaliers. Cela témoigne de crues de ruissellement concentré importants pour des précipitations journalières modérées (moins de 50 mm). Cette forte susceptibilité au ruissellement est sans doute commandée par les réseaux de drainage des plateaux, la structure du réseau hydrographique, la concentration des flux en surface et en souterrain (karst) et par la nature imperméable des Argiles à Meulières. Les dates des pointes de crue correspondent à celles des mares de la forêt de Verzy.

Les secondes stoppent des phases de tarissement ou de décroissance des débits en saison chaude. Elles sont moins fortes et plus simples voire unitaires pour des précipitations modérées. À l'image des crues hivernales, la phase de montée de crue est très rapide (un jour) et le débit instantané de pointe est aussi deux fois supérieur au débit journalier. La phase de décrue est aussi rapide et précède un jour de ressuyage. Ce comportement témoigne encore de la forte susceptibilité aux ruissellements concentrés dans ce bassin. Mais ce dernier n'est pas intégralement représentatif des écoulements en Montagne de Reims car il est plus viticole, moins forestier et surtout dépourvu de la craie, pourtant si présente en fond de vallée dans le bassin de la Livre (Bollot *et al.*, 2015).

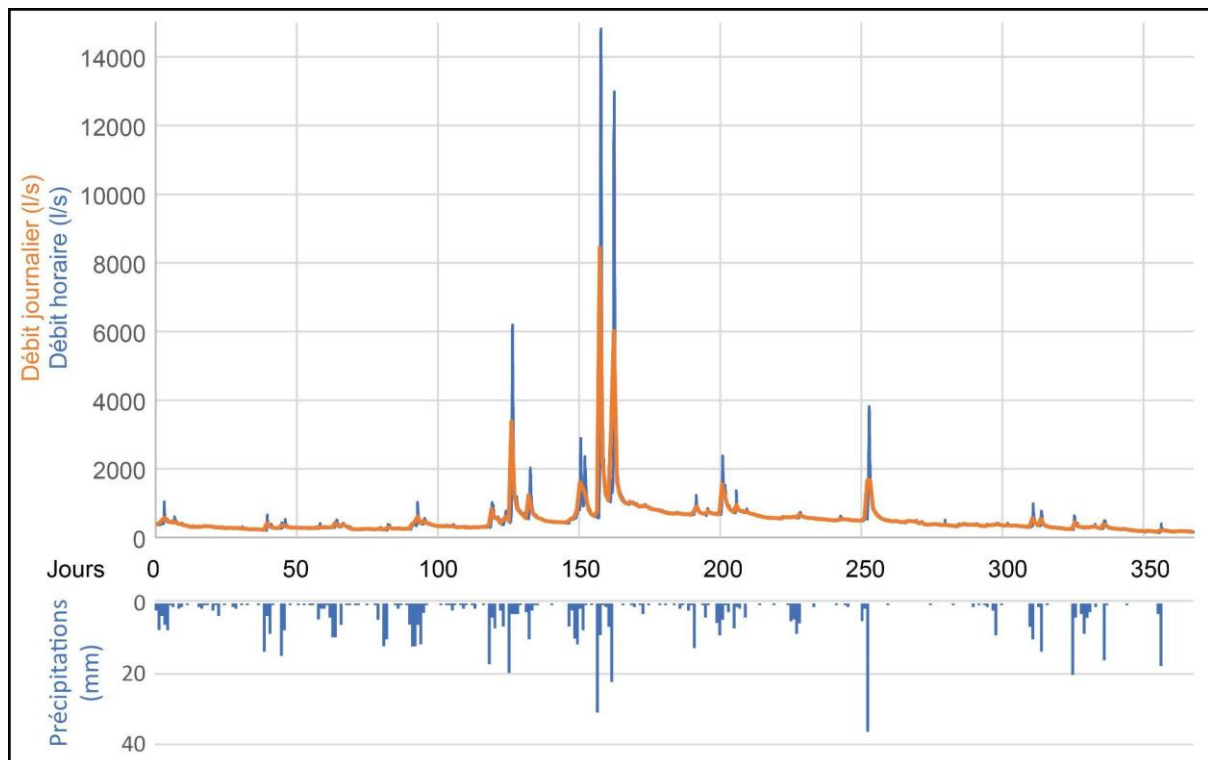


Fig. 4.19 : Hydrogrammes en débit journalier et horaire de la Semoigne à Verneuil (données : station H5243010, hydroportail) associé aux précipitations journalières à la station de Germaine (données : CIVC).

Si le suivi hydrométrique de la Semoigne témoigne de crues de ruissellement courtes et rapides, en l'absence de suivi sur le bassin de la Livre et surtout en tête de vallon, l'évaluation du forçage humain sur le comportement hydrodynamique des cours d'eau reste incomplète et mériterait d'être développée dans le cadre de futures recherches.

Conclusion partielle Partie 4.3

En conclusion, le suivi hydrométrique et les campagnes de mesures permettent de défricher le comportement hydrodynamique de l'hydrosystème de la Montagne de Reims qui reste encore mal connu, ce qui ouvre de nombreuses perspectives de recherches.

Sur les plateaux, les dépressions d'origine anthropique, généralement en eau durant l'acquisition LiDAR présentent de fortes fluctuations limnimétriques liées aux conditions climatiques, sans pondération de nappe. Fonctionnant comme des évaporimètres, elles connaissent pour les moins profondes des assècs annuels, plus récurrents durant les années sèches. Les températures et les conductivité des eaux témoignent d'une stratification des eaux, manifestement instable et de brassages, qui définissent ces masses d'eau en mares (Touchart, 2007). Mais le régime thermique reste à déterminer (*e.g.*, acyclique, diurne) dans le cadre de futures recherches. La

connexion hydraulique des mares aux réseaux de fossés induit un impact sur le régime hydrologique car elles risquent de tamponner les écoulements, notamment en bordure des plateaux avant de restituer ces eaux aux vallées. Ces bordures étant occupées par les sites de carrières, les volumes d'eau stockés sont potentiellement bien plus importants. En étiage, la campagne de mesures sur la Livre montre l'indigence des écoulements issus des nappes perchées du Tertiaire. Peu productives, elles semblent alimenter par drainance l'aquifère crayeux à l'image d'un cataplasme humide (Gamez, 1992). À l'inverse, en crue, les plateaux semblent constituer la principale zone contributive des écoulements par l'intermédiaire des réseaux de fossés qui concentrent les flux vers les têtes de vallons.

Sur les versants et en tête de vallons, les écoulements sont temporaires et endoréiques en étiage malgré la connexion aux réseaux de fossés des plateaux. De nombreuses pertes localisées dans la traversée du front de karstification et diffuses dans la zone vadose de la craie, soustraient au réseau hydrographique des écoulements qui restent indigents en étiage. Mais en crue, une activation importante du ruissellement et de ces pertes est observée. Les mouvements de terrain entretiennent des zones humides et contribuent aussi à la drainance vers la craie. La dualité entre karstification et empatement des formes par les mouvements de masse règne.

Les fonds de vallée constituent la zone contributive des écoulements en période d'étiage. Le drainage de la nappe de la craie par les cours d'eau leur assure des débits plus abondants et un écoulement pérenne. En hautes eaux, c'est un secteur de transit et de concentration des ondes de crue courtes et rapides qui se sont constituées sur les plateaux.

Mais en l'absence de suivi hydrométrique continu sur les cours d'eau, la connaissance du comportement de l'hydrosystème est lacunaire ce qui justifie de nouvelles perspectives de recherches.

Conclusion de la partie 4

L'apport du LiDAR permet incontestablement d'améliorer la compréhension des hydrosystèmes en Montagne de Reims. C'est notamment le cas en terrains privés, traditionnellement très peu accessibles en prospection pédestre et qui constituent 78 % de l'espace forestier dans le PNR Montagne de Reims. La restitution des actions morphogènes des sociétés anciennes et l'appréhension de l'occupation du sol, très marquée par l'action anthropique, invitent à envisager l'hydrosystème comme un anthroposystème, le fait humain étant un facteur explicatif prépondérant dans sa composante surfacique (Carcaud, 2004).

L'activité humaine est intermittente depuis l'Époque protohistorique. Elle s'organise en quatre phases principales qui se calquent globalement sur les grandes périodes de l'Histoire :

- une période antique peu morphogène ;
- un Moyen Âge caractérisé par un enchâtellement généralisé et la réalisation d'aménagements hydrauliques connexes ;
- une Époque moderne qui se caractérise principalement par un drainage massif des zones humides, découlant d'une réelle volonté politique et territoriale ;
- une Époque contemporaine marquée, au XX^e siècle, par deux conflits armés, dont un premier très morphogène, et dans la seconde moitié, par un renouveau patrimonial des zones humides.

Dans ce milieu répulsif hydromorphe, palustre et humide, les formes les plus prégnantes révélées par le MNT LiDAR sont les fossés de drainage, voués à les faire disparaître. Leur densité induit un forçage sur les conditions d'écoulement qui modifie les dynamiques hydrologiques des versants, espaces périphériques qui concentrent les exutoires des réseaux (*e.g.*, karst, mouvements de terrain, ravins, cours d'eau).

Les processus géomorphologiques atténuent ces formes par sédimentation, fluage des bords ou érosion. En conséquence, leur détection devient inversement proportionnelle à leur âge, tendant ainsi à renforcer l'empreinte des Époques moderne et contemporaine, au détriment des époques plus anciennes.

À ce titre, la connaissance de l'anthropisation des hydrosystèmes nécessite d'autres approches, en particulier archéologiques (*e.g.*, sondage, fouille, microscopie) sur des structures d'ordre taphonomique. Compte tenu de la déprise rurale et de la reconquête forestière généralisée depuis le XIX^e siècle, la Montagne de Reims concentre de nombreux sites propices à

l'enregistrement sédimentaire, dont l'analyse permettrait d'affiner cette étude de l'hydrosystème du plateau.

Si la vision diachronique témoigne de la précocité et de la relativité du forçage humain, l'approche spatiale montre que l'hydrosystème de la Montagne de Reims est complexe et pluriel car composé de multiples systèmes à différents exutoires (naturels, anthropiques), à différentes structures de drainage (*e.g.*, fossés) et à diverses conditions d'écoulements (*e.g.*, endoréisme, exoréisme). Chaque système est le fruit de la combinaison des conditions géomorphologiques et des héritages historiques particuliers à l'échelle locale. La complexité réside également dans l'étagement des écoulements (karst étagé), nécessitant la vision 3D, et dans la juxtaposition de systèmes inhérente aux variations spatiales des conditions d'écoulement.

Les conditions de dépôts paléogènes expliquent la dualité spatiale entre l'est et l'ouest. La partie orientale en limite de sédimentation, présente des faciès multiples (*e.g.*, continentaux, littoraux) mais surtout argileux avec de faibles puissances coiffés par les Argiles à Meulières. Cela détermine des milieux plus humides, nécessitant davantage de fossés de drainage et un front de karstification plus dynamique qui entretient des systèmes karstiques de front de côte et de tête de vallons cataclinaux marqués par des captures hydrographiques.

Le degré d'incision du réseau hydrographique au Quaternaire oppose les versants nord et sud. Le versant septentrional limité à la côte d'Île-de-France est mince, limité à une crête étroite. Éloigné de son niveau de base (la Vesle), il se raccorde par de longs glacis découpés par des vallons périglaciaires à écoulements endoréiques et temporaires. L'infiltration domine commandée par le faible degré d'incision des vallées. Le versant méridional bien plus représenté, est tributaire de la Marne toute proche exacerbant l'érosion régressive et l'incision des vallées affluentes. Cette incision réduit la Montagne de Reims à trois plateaux séparés par des cols. L'hydrodynamisme est accentué par la pente des cours d'eau et le forçage humain que la faible pierrosité a transformé en multiples réseaux de drains. Ces drains dont la genèse est multiple (*e.g.*, parcellaire, polémoformes) ont la même fonction hydrologique, celle de drainer et de concentrer les flux vers des exutoires et notamment vers les ravins de raccordement avec les plateaux creusant davantage les têtes de vallons. L'incision durant le Quaternaire permet aux cours d'eau de recouper la craie et de drainer sa nappe, leur garantissant la pérennité des écoulements en étiage en fond de vallée.

Enfin, la dichotomie entre plateaux et vallées résulte de la combinaison des conditions édaphiques et historiques. Sur les plateaux, l'empreinte humaine est non seulement importante

mais impacte lourdement les eaux en les stockant dans de nombreuses mares et en les concentrant vers la périphérie cerclée de sites de carrières qui devraient tamponner les écoulements. Sur les versants, si le forçage humain subsiste (*e.g.*, charbonnières), il n'influence que localement les écoulements conditionnés par les mouvements de terrain et le karst. Les réservoirs perchés du Tertiaire, peu productifs, constituent des réservoirs de routage. Enfin, dans le fond des vallées, le comportement hydrodynamique est contrasté selon les périodes hydrologiques. En étiage, les cours d'eau deviennent pérennes en drainant la nappe de la craie ou se perdent en zone non saturée. Durant ces épisodes, la craie constitue le réservoir productif de l'hydrosystème. En crue, les ondes de crues constituées par ruissellement sur les plateaux, se déplacent, se rencontrent et témoignent d'une forte réactivité aux précipitations avec des épisodes de crue courtes et rapides. Cette dernière témoigne de la saturation des dépressions en eau du plateau qui par surverse et connexion hydraulique s'intègrent pleinement à l'hydrosystème.

Au terme de cette partie, nous pouvons proposer un modèle conceptuel de l'hydrosystème qui montre la multiplicité des masses d'eau (réservoirs rocheux productifs, et de routage comme les mouvements de terrain et les plans d'eau) et des cheminements des eaux en surface et en souterrain. Il s'organise en wagons ou compartiments à comportements hydrodynamiques différents à l'image du train sédimentaire des géomorphologues (Cossart, 2016). Les wagons de « précipitations » interceptent les précipitations. Les wagons de « concentration des flux » rassemblent plus ou moins les flux (naturels et anthropiques) selon le degré du forçage humain (plateaux drainés par les fossés). Les wagons de « stockage » correspondent à des secteurs de réservoirs superficiels des eaux (mares), intimement liés aux dépressions anthropiques en bordure des plateaux (*e.g.*, carrières) ou à des réservoirs souterrains (nappes perchées, nappes en dépression). Les premiers servent également de pièges sédimentaires et de tampon hydrologique alors que les seconds écrêtent les écoulements. Les wagons de « drainance » entretiennent des échanges de masses d'eau souterraines étagées sous la couverture tertiaire ou sur les versants au niveau des mouvements de terrain. Les wagons les plus dynamiques peuvent être associés à ceux qui concentrent les flux de surface (perte localisée) vers des collecteurs souterrains et des exutoires privilégiés (karst). Les wagons de « transit » véhiculent les ondes de crue vers l'aval dans la partie supérieure des cours d'eau. Les wagons de « diffusion de l'énergie hydrodynamique » correspondent aux pertes par infiltrations diffuses dans la zone non saturée de la craie. Et enfin, les wagons de « drainage aquifère », connaissent des écoulements pérennes dans la partie inférieure des cours d'eau, essentiellement dans la craie (principal

réservoir productif en étiage). Dans le corridor fluvial, des wagons « d'avulsion anthropique » sont associées aux modifications de tracé du cours d'eau dans la traversée des ouvrages hydrauliques.

Ces wagons ou compartiments de l'hydrosystème peuvent être étagés ou juxtaposés sur les versants ou le front de côte. Sur les plateaux, ils sont juxtaposés selon l'organisation spatiale des drains et des plans d'eau comme dans les fonds de vallées, où ils s'égrènent le long du corridor fluvial. Cependant, sur les versants, ils sont étagés avec de nombreux échanges entre des réservoirs de routage par drainance, pertes diffuses et localisées.

Deux modèles d'écoulement (naturels et anthropiques) sont proposés (Fig. 4.20, 4.21 et 4.22). Le premier montre la multiplicité des cheminements des eaux des plateaux aux fonds de vallée et le second témoigne en plus du forçage humain sur l'hydrosystème. La modélisation phénoménologique de l'hydrosystème permettra à l'avenir de proposer des modèles expérimentaux des écoulements sous réserve d'y injecter des vitesses de transfert ou de tarissement et des volumes pour chaque masse d'eau concernée.

Le modèle conceptuel naturel présente un hydrosystème régi par l'étagement des masses d'eau, alimentées par drainance dans la couverture tertiaire et par des écoulements endoréiques sur les versants selon un modèle en cascades pour les écoulements de surface. Sur le plateau, sans drainage, les nappes superficielles (limons éoliens, sables stampiens) sont saturées et entretiennent des milieux humides avec des échanges verticaux vers les réservoirs sous-jacents, ce qui détermine des vitesses de tarissement lentes. Dans la partie supérieure des formations tertiaires, ces réservoirs peu productifs ne garantissent pas la pérennité des écoulements en période d'étiage. Ces derniers deviennent pérennes qu'en contrebas du Cuisien qui semble représenter le principal réservoir des versants. Mais, ils sont endoréiques dans la traversée des calcarénites ou de la zone non saturée de la craie et plus rarement exoréiques dans les affluents. Ce n'est qu'en fond de vallée que le principal réservoir productif, l'aquifère crayeux, soutient les cours d'eau en étiage.

Le modèle conceptuel anthropisé présente un forçage humain marqué sur la surface des plateaux avec des réseaux de fossés qui drainent les nappes superficielles aux dépens de la drainance et du stockage productif. Cela contribue à accroître la vitesse de tarissement des nappes superficielles ainsi que la susceptibilité au ruissellement. En phase de surplus hydrique, les plateaux constituent la principale zone contributive des écoulements et nourrissent le ruissellement et l'incision des ravins. Mais le forçage humain se traduit aussi par une multitude

de mares qui stockent notamment en bordure des plateaux les eaux. Le rôle de ces réservoirs de routage dépend du degré de remplissage et de l'état des réserves (surverses). Sur les versants le forçage humain est moins prégnant car limité au réseaux de fossés au droit des mouvements de terrain et aux carrières (cendrières). Enfin, en fond de vallée, si les exploitations de granulats alluvionnaires (gravières, ballastières) constituent certes des zones tampons dans la zone hyporhéique, le forçage est surtout représenté par de l'avulsion anthropique au droit des ouvrages hydrauliques censés fonctionner au fil de l'eau (sans éclusées).

Mais l'analyse du comportement hydrodynamique souffre de l'absence de suivi hydrométrique et de campagnes de mesures sérielles, notamment en périphérie des plateaux et en fond de vallée. Sans ce suivi, la modélisation expérimentale des écoulements reste hasardeuse. Mais l'approche LiDAR croisée à une analyse multicritère sous SIG et à des mesures exploratoires permettent néanmoins de poser les principales observations phénoménologiques et de proposer un modèle conceptuel des écoulements de l'hydrosystème en Montagne de Reims.

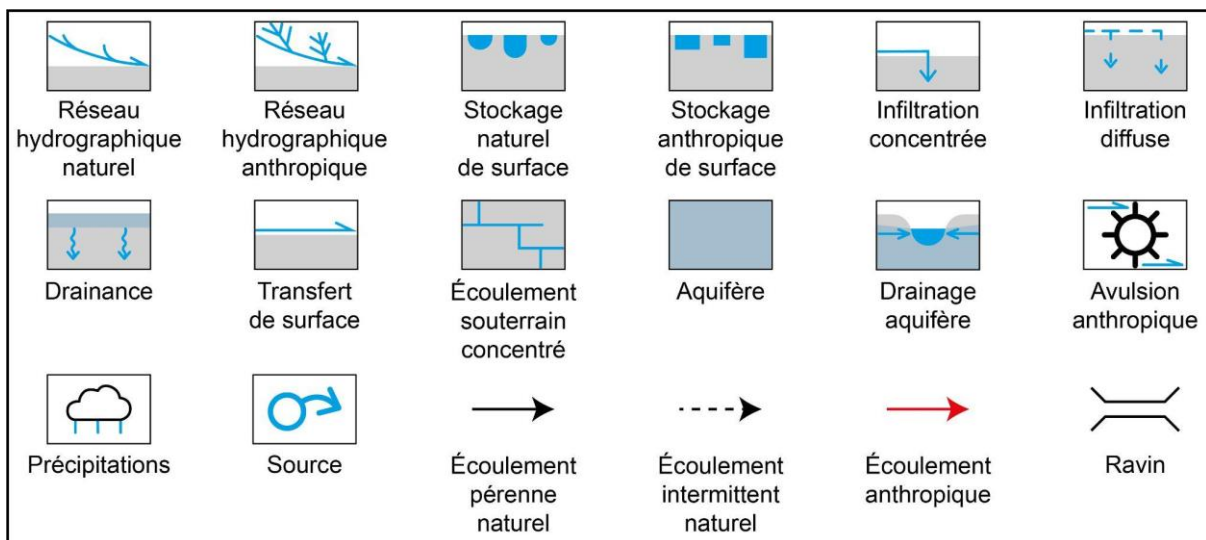


Fig. 4.20 : Légende de la modélisation conceptuelle des modalités d'écoulement de l'hydrosystème de la Montagne de Reims présentée dans les figures 4.21 et 4.22.

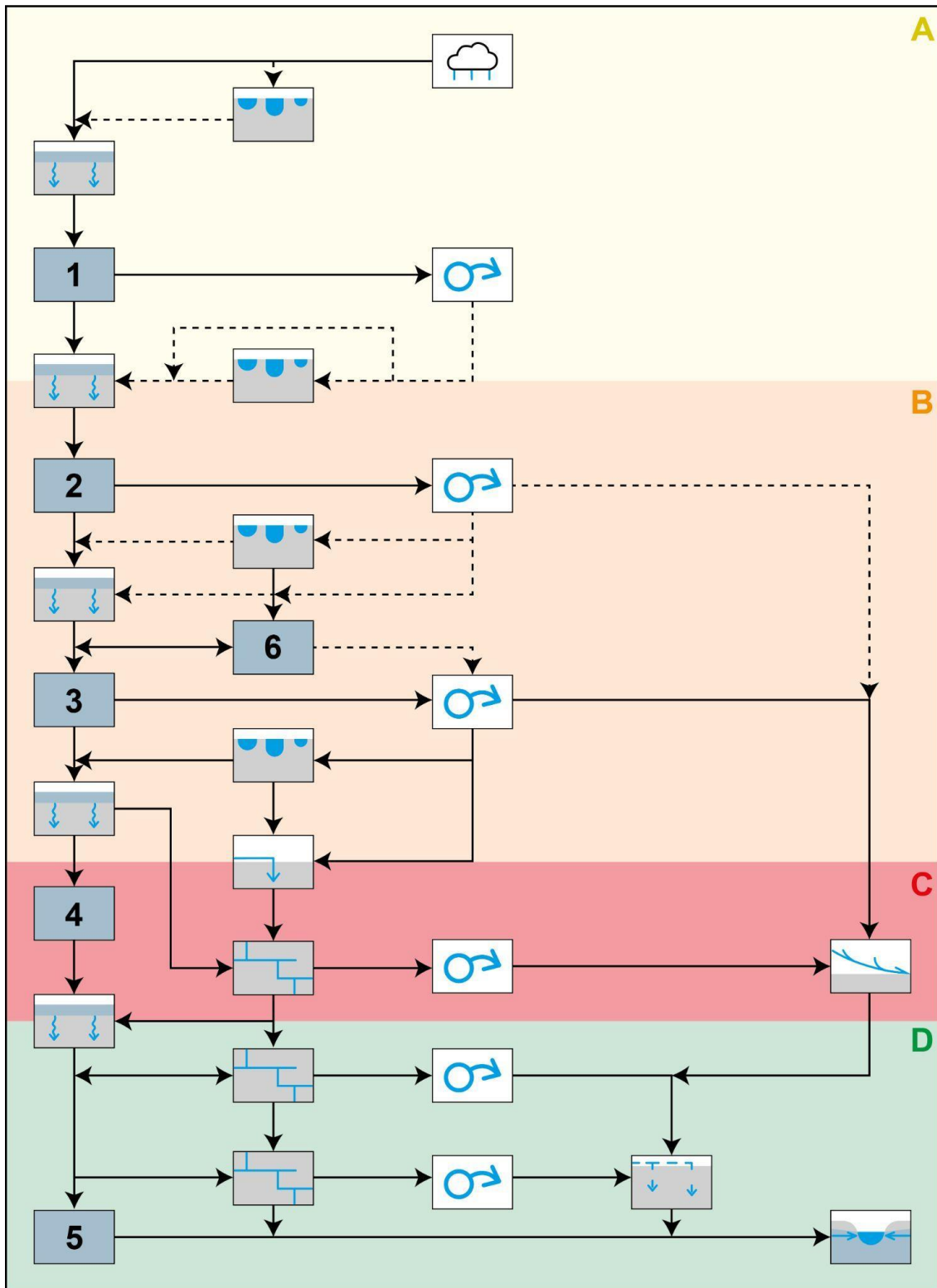


Fig. 4.21 : L'hydrosystème naturel de la Montagne de Reims.

A. Surface du plateau ; B. Partie sommitale du versant (Tertiaire indifférencié) ; C. Replat structural des calcarénites du Thanétien ; D. Vallée incisée dans la craie.

1. Aquifères des Limons des plateaux et des sables stampien ;
2. Aquifères des formations perméables du Tertiaire indifférencié ;
3. Aquifère des sables cuisien ;
4. Aquifère des calcarénites thanétiennes ;
5. Aquifère de la craie campanienne ;
6. Masses d'eau associées aux mouvements de terrain.

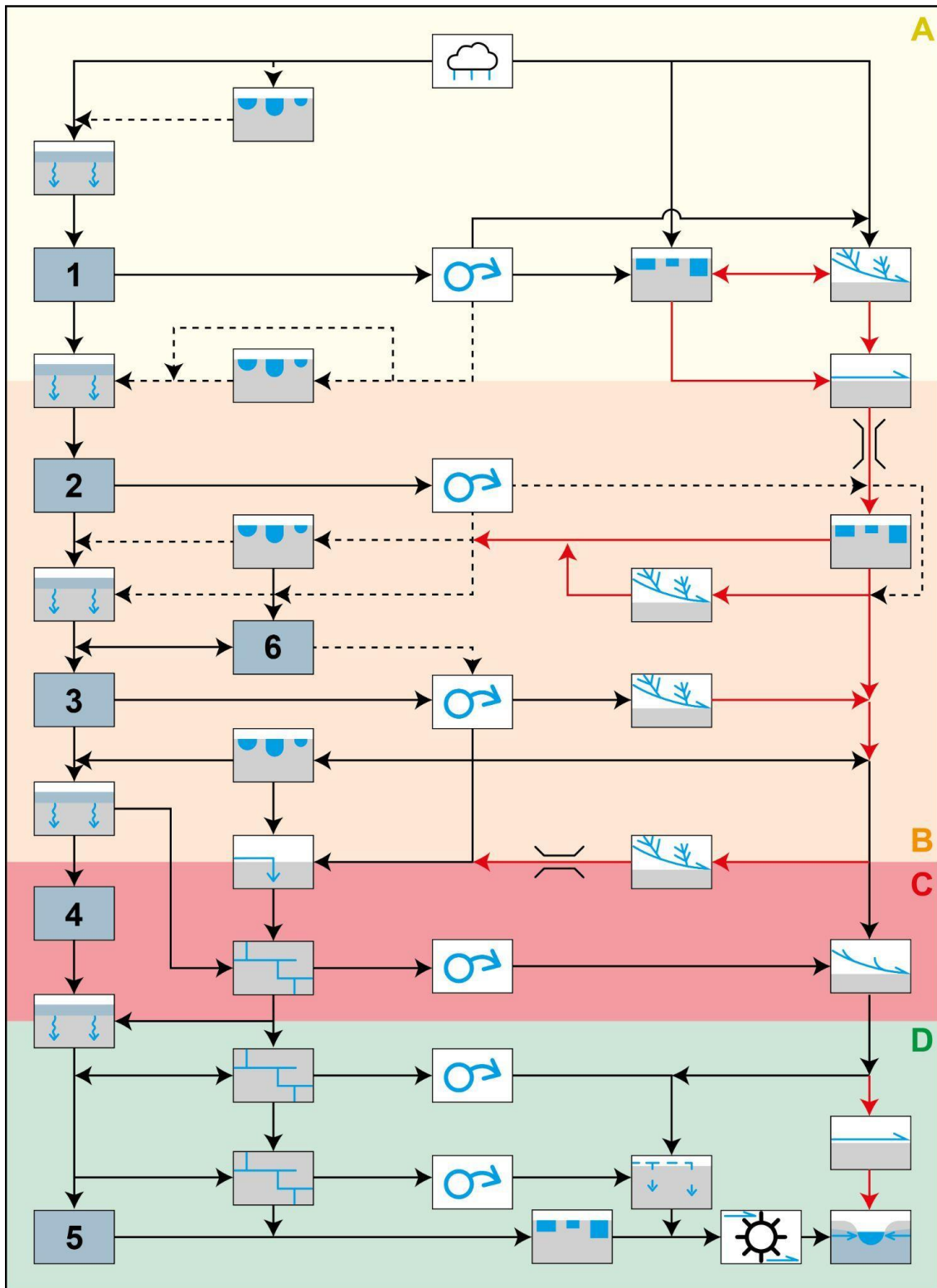


Fig. 4.22 : L'hydrosystème anthropisé de la Montagne de Reims.

A. Surface du plateau ; B. Partie sommitale du versant (Tertiaire indifférencié) ; C. Replat structural des calcarénites du Thanétien ; D. Vallée incisée dans la craie.

1. Aquifères des Limons des plateaux et des sables stampien ;
2. Aquifères des formations perméables du Tertiaire indifférencié ;
3. Aquifère des sables cuisien ;
4. Aquifère des calcarénites thanétiennes ;
5. Aquifère de la craie campanienne ;
6. Masses d'eau associées aux mouvements de terrain.

CONCLUSION GÉNÉRALE

La conclusion générale de cette contribution, réalisée en trois années de recherches doctorales, s'organise en deux temps. Il s'agit dans un premier de synthétiser les principaux apports à la compréhension de l'hydrosystème de la Montagne de Reims et dans un second temps de proposer les perspectives de recherches et de publications pour valoriser ces travaux.

Les apports de cette contribution

Cette contribution propose une nouvelle approche basée sur une analyse spatiale multicritères sous SIG, croisée à une dimension diachronique (analyse régressive) et dynamique.

Chaque objet détecté au LiDAR ayant sa spécificité morphologique, dynamique, hydrologique et génétique est traité différemment dans les protocoles de digitalisation, de visualisation et de discrimination typologique. Cette dernière repose sur des critères non seulement morphologiques mais aussi géographiques (répartition spatiale, contextes géomorphologique et hydrologique) et historiques. Elle nécessite une lourde culture géographique pluridisciplinaire avec des approches multiscalaires pour organiser la géodatabase tout en ayant des compétences en SIG particulièrement poussées. Cette démarche justifie une pluridisciplinarité collective au sein des équipes de recherches et ne peut se limiter à un travail personnel. Elles s'inscrit pleinement en hydrologie dans la compréhension des écoulements qui intègrent tous les paramètres de l'espace, à la fois physiques, historiques et sociétaux.

Les principaux résultats de cette contribution illustrent ce croisement d'approches selon un emboîtement multiscalaire pluritemporel. L'hydrosystème de la Montagne de Reims se caractérise par une structure régie à la fois par des paramètres et des échelles différentes.

La dichotomie entre l'est et l'ouest s'explique par les conditions de dépôts paléocènes et s'inscrit dans une échelle géologique. À l'est, les formations littorales, voire continentales à faibles puissances, déterminent des nappes perchées peu productives à faible hydrodynamisme. À l'ouest, les faciès marins assurent davantage d'homogénéité et de puissance aux aquifères, plus productifs déterminant des ressources en eau plus importantes.

L'opposition entre le versant nord et le versant sud s'explique par le différentiel d'incision des vallées durant le Quaternaire et par la proximité des niveaux de base. Elle s'inscrit donc dans l'échelle du Pléistocène. Le versant septentrional, limité au front de côte d'Île de France, est peu découpé avec des nappes perchées éloignées de la Vesle, sans hydrodynamisme marqué et caractérisé par un front de karstification actif. L'infiltration domine dans un contexte de dissipation d'énergie. Le versant méridional, incisé par les affluents de rive droite de la Marne,

présente un hydrosystème plus actif, avec de nombreuses formes régressives dans un contexte de concentration de l'énergie.

Enfin, l'opposition entre les plateaux et les vallées résulte de la combinaison du contexte géomorphologique et du forçage anthropique. Les plateaux sont particulièrement affectés, par des réseaux de fossés denses en connexion hydraulique, avec de nombreuses dépressions anthropiques en eau. Ces réseaux présentent des structures complexes et diversifiées et drainent les eaux des nappes perchées des plateaux vers les versants des vallées, avec des exutoires naturels (karst, mouvements de terrain, têtes de vallon, confluences) et anthropiques. Ils s'organisent en hydrosystèmes élémentaires à hydrodynamisme pluriel voué à la concentration des eaux. À l'inverse, sur les versants et le front de côte, les dynamiques de transfert des flux, d'infiltration diffuse (pertes) et localisée (karst) dominant. Enfin, dans les fonds de vallée, l'hydrodynamisme est partagé entre drainage aquifère productif par les cours d'eau en étiage et transfert des ondes de crue en hautes eaux avec des crues rapides et ruisselantes.

À l'issue de cette contribution, des convergences sont observées avec d'autres sites ayant fait l'objet de l'approche LiDAR.

Les méthodes de traitements de visualisation LiDAR (*LRM*, *SVF*, *TPI*, Ombrage) et les protocoles de digitalisation ("point, ligne, polygone") sont récurrents dans chaque étude.

Le LiDAR aéroporté est réservé aux forêts qui constituent un formidable conservatoire de l'empreinte des pratiques sociétales sur un territoire. L'approche archéologique, généralement réalisée dans le cadre d'opérations préventives ou programmées, témoigne d'occupations anciennes dont les structures sont d'ordre taphonomique en zone cultivée et urbaine. En effet, dans les milieux de grandes cultures, les labours et le défoncement des sols suppriment les morphologies associées à ces structures alors qu'en agglomération, elles sont recouvertes par la stratification urbaine qui les "fossilisent" (Guillerme, 1990). À l'inverse, les forêts faisant moins l'objet de fouilles, sont étudiées que tardivement notamment avec l'approche LiDAR depuis une trentaine d'années (Sittler et Hauger, 2007 ; Georges-Leroy, 2009). Les études réalisées concernent pour la plupart des interfluves de plateaux dans le bassin de Paris, comme pour la forêt de Haye sur le revers de la Côte de Moselle (Georges-Leroy, 2009), pour la forêt de Verdun sur les Hauts de Meuse (De Matos-Machado, 2018), la forêt de Fontainebleau sur les sables oligocènes (David, 2023), le massif de Trois-Fontaines dans le Barrois (Bensaadi, 2020), la forêt de Bercé (Dardignac, 2013), les buttes témoins et croupes forestières de la région

de Reims (Taborelli, 2018), la forêt d'Argonne sur le revers de la côte éponyme (Taborelli, 2018), et les massifs du Val Suzon (David, 2014) et de Sénart (David, 2010).

Ces convergences montrent que les morphologies anthropiques sont souvent inconnues mais révélées par l'approche LiDAR, témoignant d'une longue occupation. C'est pourquoi le LiDAR aéroporté est souvent utilisé dans le cadre des dossiers de candidature au label Forêt d'exception ©. La diversité des empreintes témoigne d'un polyphasage de l'occupation avec des pratiques diversifiées (*e.g.*, charbonnage, agriculture, élevage, industries, polémoformes).

Mais des divergences et des spécificités sont également observées pour chaque étude.

La comparaison avec d'autres massifs forestiers est confrontée d'une part à des objectifs différents et d'autre part à des milieux contrastés. En effet, la majorité des missions LiDAR sur de grandes surfaces est réalisée pour une vision archéologique ou archéo-géographique sur des interfluves. Par contre, en géomorphologie et en hydrologie, le LiDAR est réservé aux corridors fluviaux dans le cadre de la cartographie des zones inondables (Bodoque *et al.*, 2023), des fuseaux de mobilité (Van der Meulen *et al.*, 2020) et de la méthode hydrogéomorphologique (Montané, 2014). Il est aussi utilisé en Montagne pour l'étude de l'aléa gravitaire (Görüm, 2019).

Les objectifs de recherches contrastés induisent l'étude d'objets ou d'entités différentes. L'archéogéographie s'intéresse aux réseaux viaires, paléoparcellaires et aux habitats mais s'intéresse peu aux structures de drainage et à l'hydrosystème. L'hydrogéomorphologie, soucieuse de l'emboîtement des lits au sein des corridors fluviaux, ne porte pas sur les interfluves. La géomorphologie étudie surtout l'aléa gravitaire, sur les versants et en Montagne. Le constat est sévère car les hydrosystèmes des interfluves passent pour un parent pauvre des recherches en géographie physique, à l'exception du karst (Gamez, 1992, Jaillet, 2000, Bensaadi, 2020).

Les milieux couverts par le LiDAR aéroporté sont également diversifiés. Si les plateaux de revers de cuesta sont bien étudiés dans l'est de la France, la Montagne de Reims est bien originale. Les revers sont généralement calcaires, à forte pierrosité, et drainants. Les formes en élévation (Georges-Leroy, 2009) et les phénomènes karstiques (Bensaadi, 2021) y sont davantage observés qu'en Montagne de Reims où ils se limitent au front de côte.

Le statut foncier des forêts qui conditionne les pratiques humaines est également contrasté avec d'anciennes forêts, royales vouées à la chasse (Fontainebleau), ecclésiastiques (Montagne de

Reims), des massifs privés, des marches forestières militaires (Argonne), voire des forêts de repeuplement ou de mise en valeur des terres (Verdun). Ce statut foncier conditionne également l'accessibilité du territoire, limitant la validation de terrain comme pour la Montagne de Reims (deux tiers de forêts privées).

Ces divergences rendent difficile une comparaison entre les massifs forestiers dont le traitement serait impossible dans le cadre d'une recherche doctorale, limité à trois ans. Néanmoins, cette comparaison peut s'inscrire dans des perspectives de recherches futures, en appliquant cette approche hydrodynamique originale.

Les perspectives concernent à la fois la valorisation, la vulgarisation scientifique de cette contribution et la poursuite des recherches.

Les valorisations scientifiques par des publications dans des revues de géographie et d'archéologie comme dans *Karstologia* (Berthe *et al.*, 2021), *Géomorphologie* (2022) et *Archéo.Doct* (2023) portent sur l'apport du LiDAR sur la compréhension de l'organisation spatiale de l'exokarst, des fossés de drainage et du forçage humain sur les écoulements, mais d'autres aspects encore restent non valorisés. L'application pour la cartographie de la susceptibilité à la pollution de la nappe de la craie fait l'objet d'un poster présenté en colloque (Berthe *et al.*, 2023) et mérite une publication en cours de rédaction. Une vingtaine de communications en séminaires, colloques et journées d'étude a été présentée depuis 2021. Enfin, la vulgarisation auprès du territoire (ONF, PNR Montagne de Reims), des élus et de leurs administrés a été assurée par 6 communications ("Une journée en forêt d'exception", "MT180", "sortie multi-partenariale", "Mon projet de recherches à 360°", "fête de la Science"). L'application opérationnelle de cette contribution s'inscrit également dans le renouvellement de la charte du PNR Montagne de Reims et du Label Forêt d'Exception ©. Elle s'exprime aussi avec la participation à l'aménagement de l'aire du bûcheron dans la forêt domaniale du Chêne à la vierge (panneau pédagogique sur le LiDAR en Montagne de Reims).

Enfin, le projet ABIOMAR (étude ABIOTique des MAREs de la Réserve Biologique Dirigée de Verzy) dirigé par A. DEVOS et financé par l'ONF poursuit les recherches initiées durant un cycle hydrologique (2023-2024). L'objectif de cette étude est de comprendre le comportement hydrodynamique des mares de la RBD de Verzy. Il s'agit ici de faire suite au projet PaBHu (soutenu par la Maison des Sciences Humaines et Sociales) et d'étendre l'étude à l'ensemble des mares du secteur qui ont des comportements différents en fonction de leur origine et de leur site géomorphologique.

Dans le cadre du LiDAR HD de l'IGN en cours d'acquisition, et d'une convention entre l'URCA et le Grand Reims en phase de rédaction, d'autres sites seront disponibles pour d'une part, étendre l'étude réalisée à l'emprise de la côte d'Île-de-France et d'autre part comparer la Montagne de Reims à d'autres contextes géomorphologiques afin de mieux relativiser les résultats. Il s'agit à l'avenir de proposer des protocoles de bancarisation des données LiDAR sur des plateformes de partage de données.

Au chapitre des regrets, cette recherche aurait mérité davantage d'interactions avec les administrés et les administrateurs du territoire. Cela aurait permis d'améliorer la compréhension du forçage humain sur l'hydrosystème actuel en prenant mieux en considération les aménagements sylvicoles, l'entretien des fossés et la gestion des ouvrages hydrauliques.

Pour améliorer la compréhension du climat, il aurait fallu installer une ou plusieurs stations météorologiques sur les plateaux. Ceci aurait permis d'apprécier plus précisément les gradients pluviométriques et thermiques, d'identifier les différents hydrométéores et en particulier la neige, probablement à l'origine des élévations des niveaux d'eau observés en janvier 2022 sur les mares de Verzy.

Pour appréhender l'hydrogéologie du massif, des forages sur le plateau auraient pu être réalisés afin de démontrer le dôme piézométrique supposé au droit du massif, car ce dernier est issu des modèles du BRGM produits à partir de l'interpolation d'un ensemble de données de fond de vallées.

Pour démontrer si l'étagement des réseaux karstiques est soit un marqueur de l'incision des vallées ou simplement calé sur des bancs de craie plus indurés, il serait nécessaire de croiser des datations sur les spéléothèmes et les terrasses alluviales et de réaliser des analyses pétrographiques sur des échantillons carottés en forage.

Une question relative au karst subsiste : la zone saturée de l'aquifère est-elle karstifiée ? En effet, des analyses hydrochimiques présentant des contaminations en pesticides uniquement en rive gauche de la Vesle, permettent de poser cette hypothèse. Des traçages avec des points d'injection en Montagne de Reims et une surveillance en fond de vallée permettraient de répondre à cette question.

D'ailleurs, pour améliorer la compréhension de l'interaction entre les systèmes karstiques et les mouvements de terrain à Verzy et dans le bassin de la Lingonne, des études géophysiques plus

finer et plus nombreuses permettraient d'évaluer si les dynamiques des versants feutrent, empêchent la mise en place ou entretiennent les dynamiques karstiques.

Pour évaluer l'impact des éléments de l'hydrosystème, il faudrait instrumenter en continu des hydrosystèmes élémentaires à leur exutoire de manière à discriminer la part des écoulements karstiques dans la construction des ondes de crues, la part du ruissellement exacerbé par les fossés de drainage et le rôle tampon des réservoirs (plans d'eau).

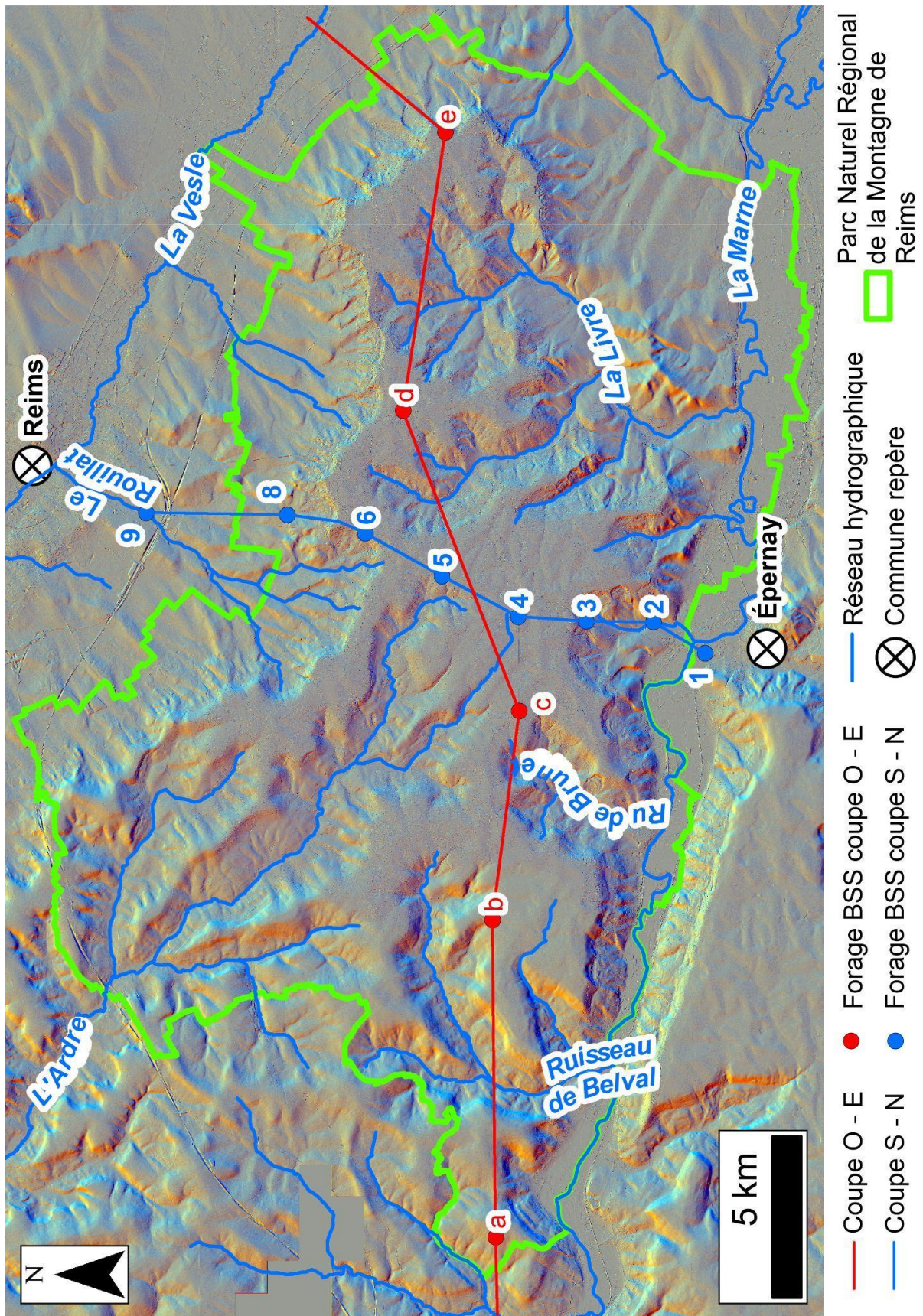
L'ensemble de ces études aurait permis d'avoir une meilleure compréhension générale de l'hydrosystème et potentiellement de produire une modélisation numérique de l'hydrodynamique de ce dernier. Mais, les nombreuses contraintes techniques, temporelles et financières inhérentes à ce travail de thèse n'ont pas permis de réaliser ces études. Toutefois, le temps qui n'a pas été consacré dans ces dernières, a été consacré à d'autres et ce manuscrit ne serait probablement pas aussi exhaustif si les conditions avaient été différentes.

Outre les apports scientifiques, ce travail doctoral se présente avant tout comme une aventure humaine exceptionnelle qui, de par sa nature, a permis une émulation, au sein d'un laboratoire, entre géomorphologues, karstologues, hydrologues, hydrogéologues, géologues et spécialistes des conflits, mais aussi, au cœur de la communauté scientifique avec des partages avec des archéologues, des géohistoriens, des archéo-géomorphologues et des dizaines de doctorants de toutes les spécialités. Cette contribution a également renforcé les interactions avec l'ONF, le PNR, le service archéologique du Grand Reims et les associations du territoire.

Finalement cette diversité de personnes permet de brasser de nouvelles visions du territoire, de nouvelles réflexions méthodologiques et d'éveiller des intérêts scientifiques bien au-delà des ambitions initialement portées par le sujet.

ANNEXES

Annexe 1.1 : Carte de localisation des coupes géologiques présentées en Fig. 1.8.

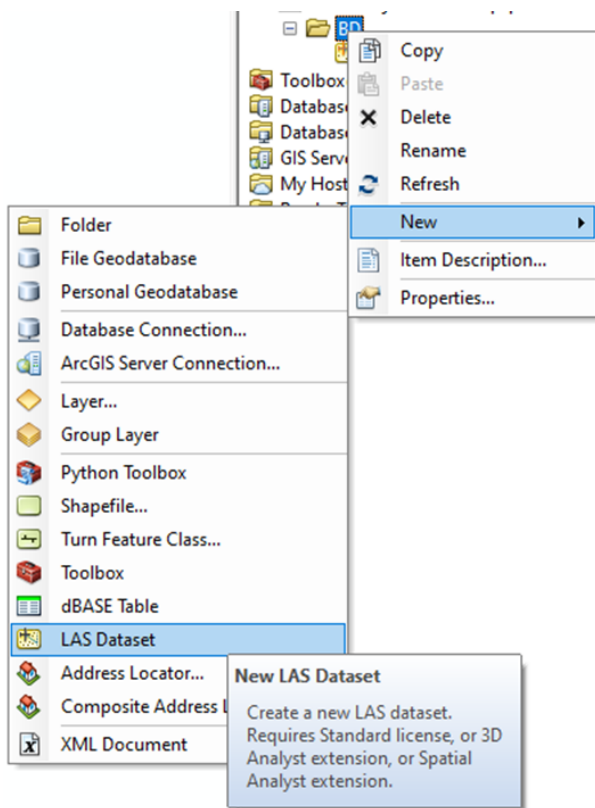


Annexe 2.1 : Protocole Arcmap 10.3 pour réaliser une carte de densité du nombre de points “sol” à partir du nuages de point LiDAR.

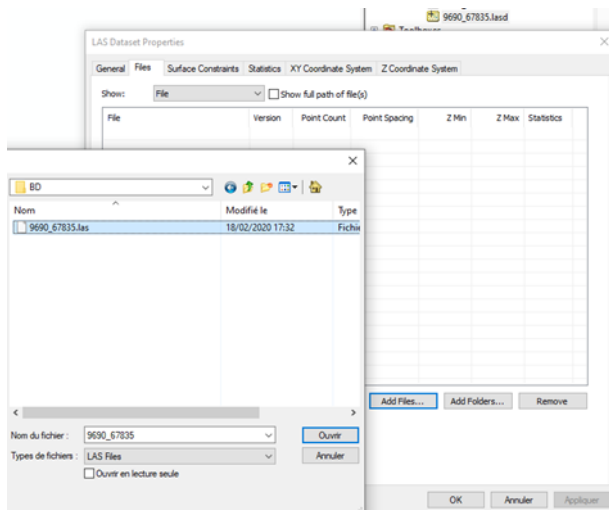
Les paramètres sont indiqués sur les captures d’écran.

Matériel : Nuage de points LAS de tous les retours.

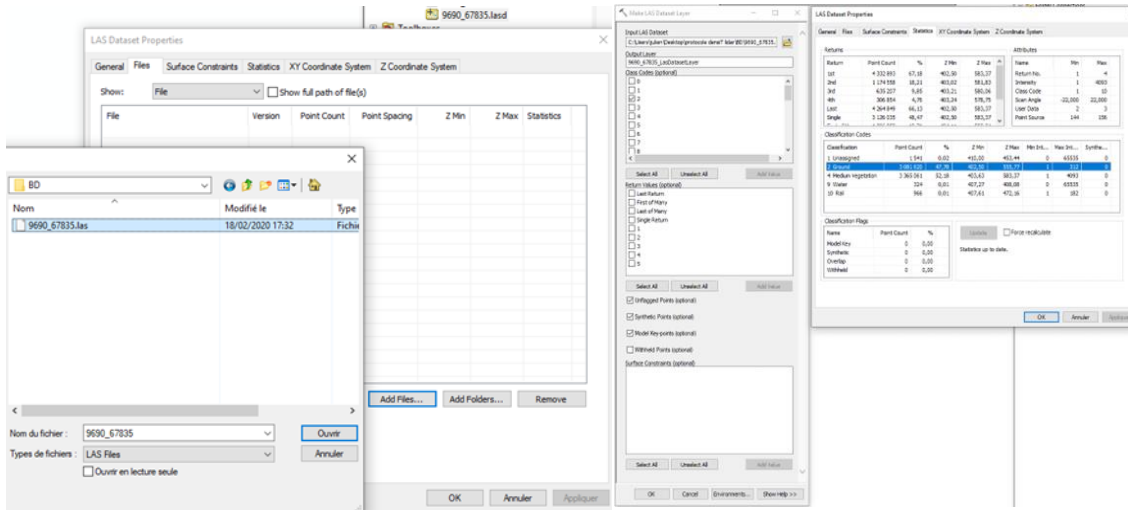
Étape 1 : Créer un “jeu de données LAS” (.lasd).



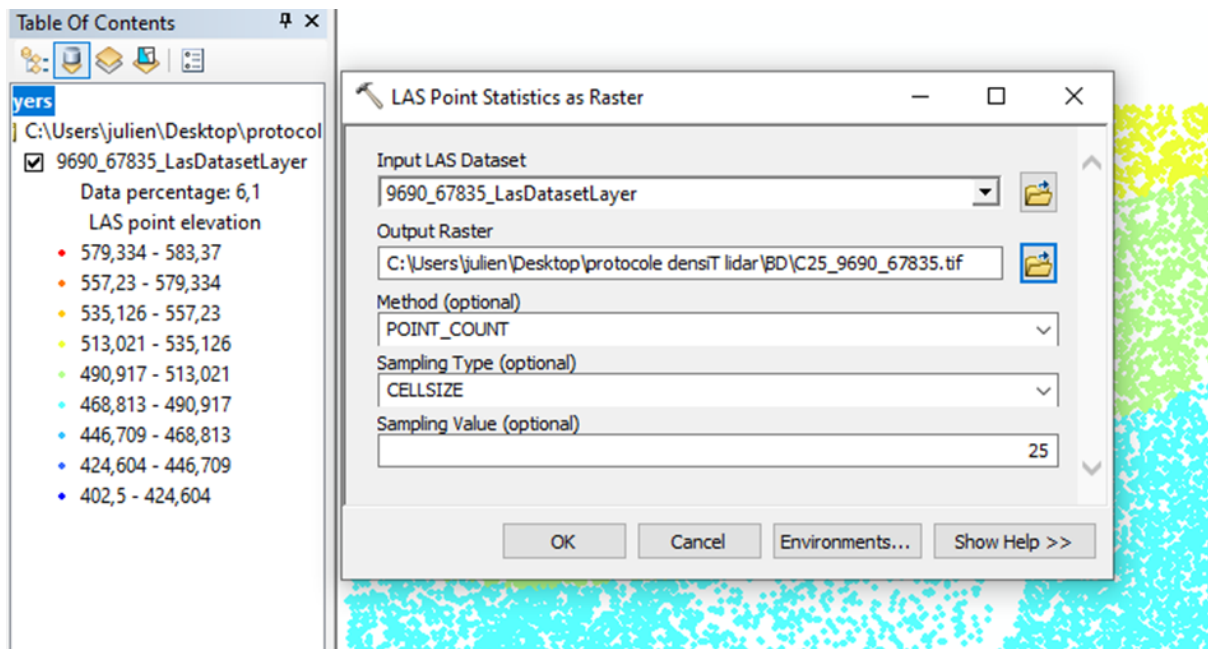
Étape 2 : Ajouter des fichiers LAS (.las) au jeu de données LAS (.lasd).



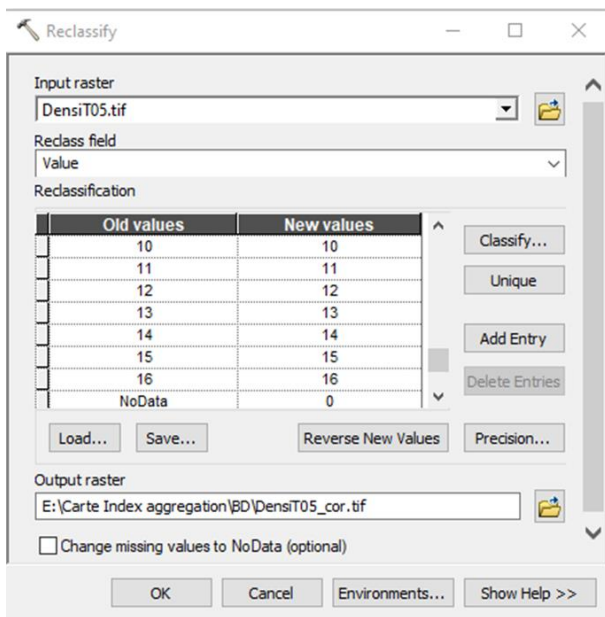
Étape 3 (si la carte de densité ne concerne pas toutes les classes) : Utiliser l’outil “créer une couche de données LAS”.



Étape 4 : Utiliser l’outil “statistiques de point LAS sous forme de raster”.



Étape 5 : Reclassifier le raster en modifiant la valeur *no-data* en valeur = 0.



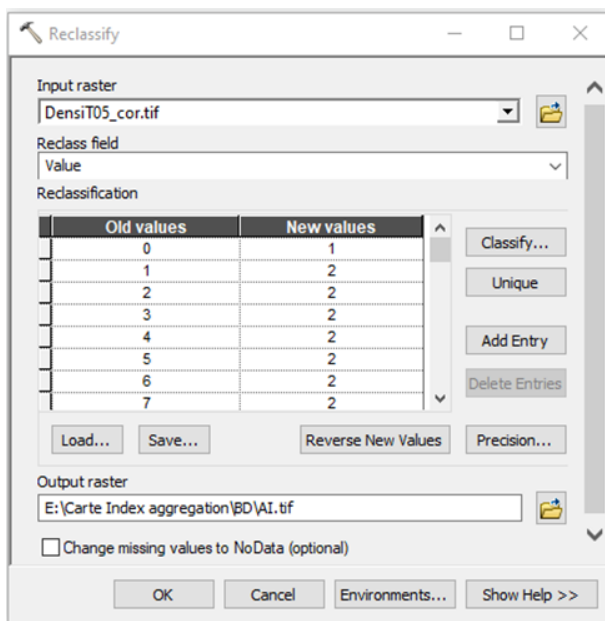
Étape 6 : Mettre en forme la carte de densité (e.g., Fig. 2.2)

Annexe 2.2 : Protocole pour réaliser une carte d'agrégation des pixels de no-data.

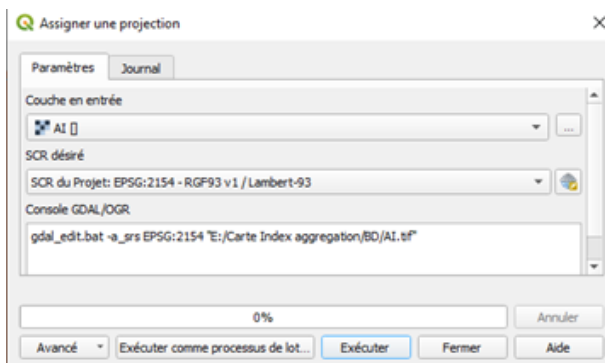
Logiciels : Arcmap 10.3, QGIS 3.30.1, SAGA 8.5.1 et Spyder 5.2.2.

Matériel : Carte de densité (50 cm dans l'exemple).

Étape 1 : Convertir la carte de densité pour être exploitable pour l'outil d'index d'agrégation.

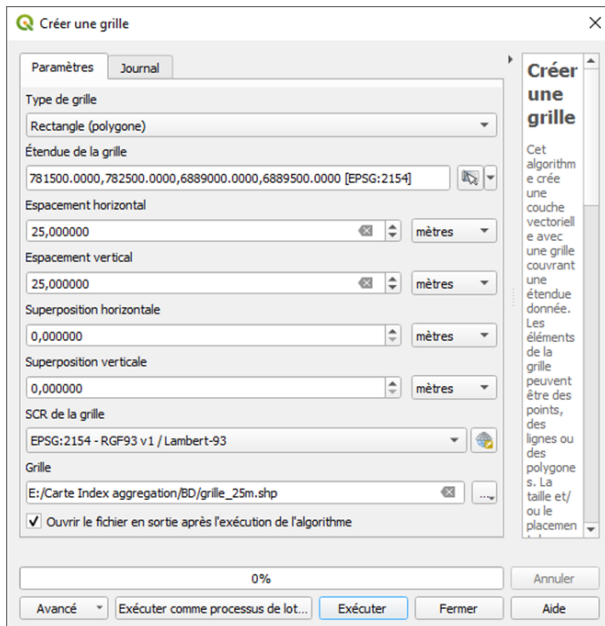


1.1 Reclasser en deux classes : 1 = no-data ; 2 = data.

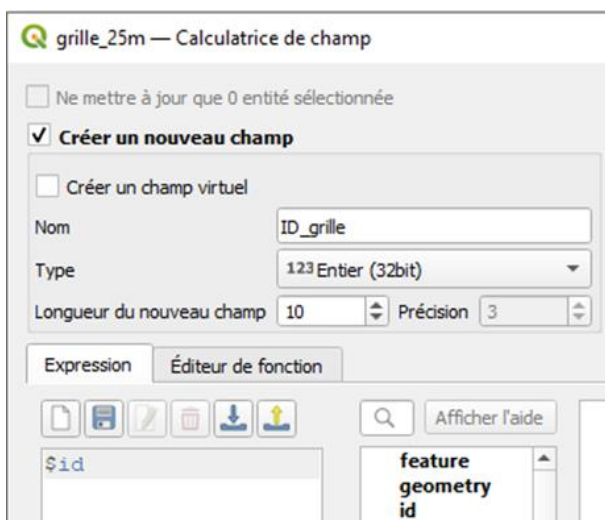


1.2 Assigner une projection à la couche.

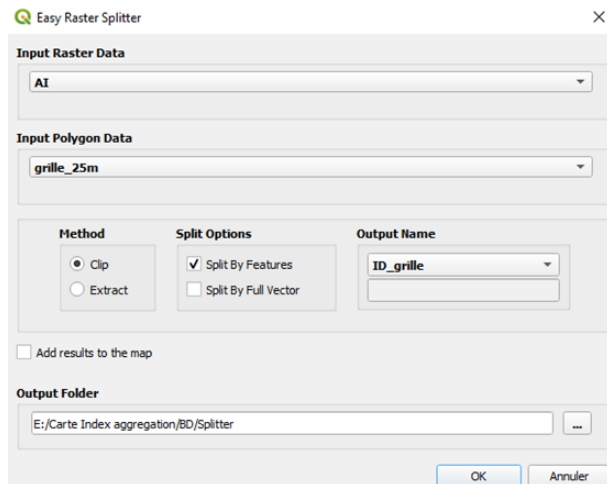
Étape 2 : Créer une grille de la taille des cellules de sortie de la carte d'agrégation (25 m dans l'exemple).



Étape 3 : Ajouter un champ “id_grille” à la grille pour l’outil de découpage.



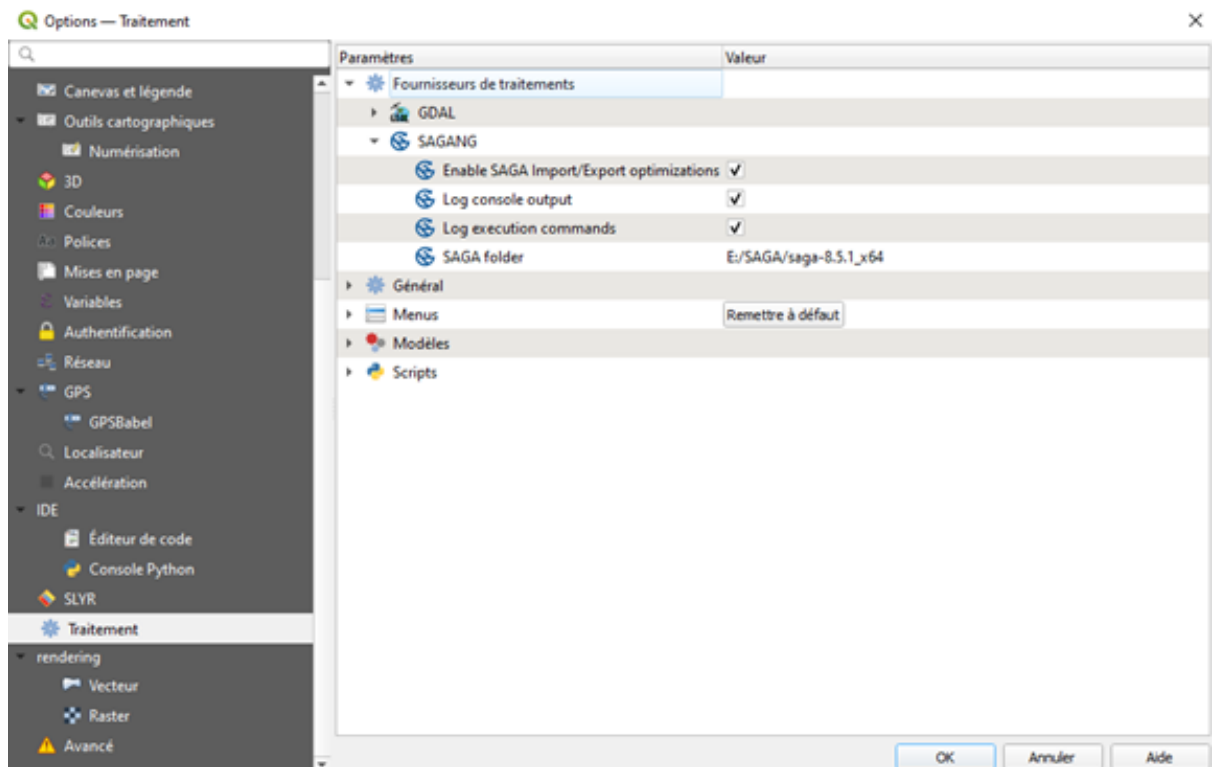
Étape 4 : Utiliser l'extension « *Easy Raster Splitter* » de *QGIS* pour vigneter le raster.



Étape 5 : Utiliser le module d'index d'agrégation de *SAGA* dans *QGIS*.

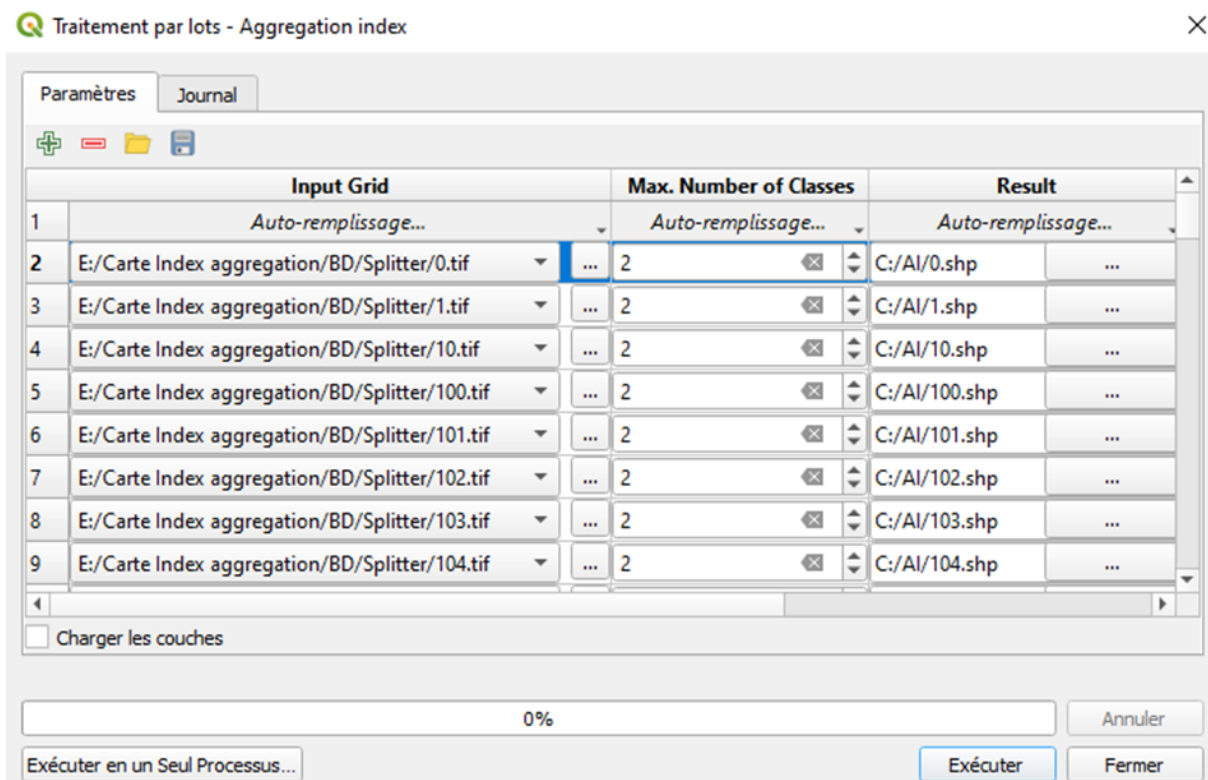
Pour calculer une valeur d'agrégation pour chaque vignette :

- Installer l'extension “*Processing Saga NextGen Provider*”
- Dans les options de la boîte à traitements cocher tous pour le fournisseur de données *SAGA* et mettre répertoire des outils *SAGA*.
- Mettre le produit dans un fichier « AI » (*aggregation index*) I à la racine du disque dur « C:\ » pour éviter les erreurs de syntaxe sur l'étape suivante.
- Exécuter comme processus de lot avec le répertoire des vignettes.



https://saga-gis.sourceforge.io/saga_tool_doc/2.2.5/grid_analysis_12.html

(https://www.researchgate.net/publication/225932084_An_Aggregation_Index_AI_to_Quantify_Spatial_Patterns_of_Landscapes)



Étape 6 : Utiliser le script suivant pour créer un tableau avec les données des « .shp ».

```
import os

folder_path = "C:\AI"

data = []

for filename in os.listdir(folder_path):

    if filename.endswith(".shp"):

        with open(os.path.join(folder_path, filename)) as f:

            lines = f.readlines()

            value = lines[1].split("\t")[3]

            data.append([filename, value])

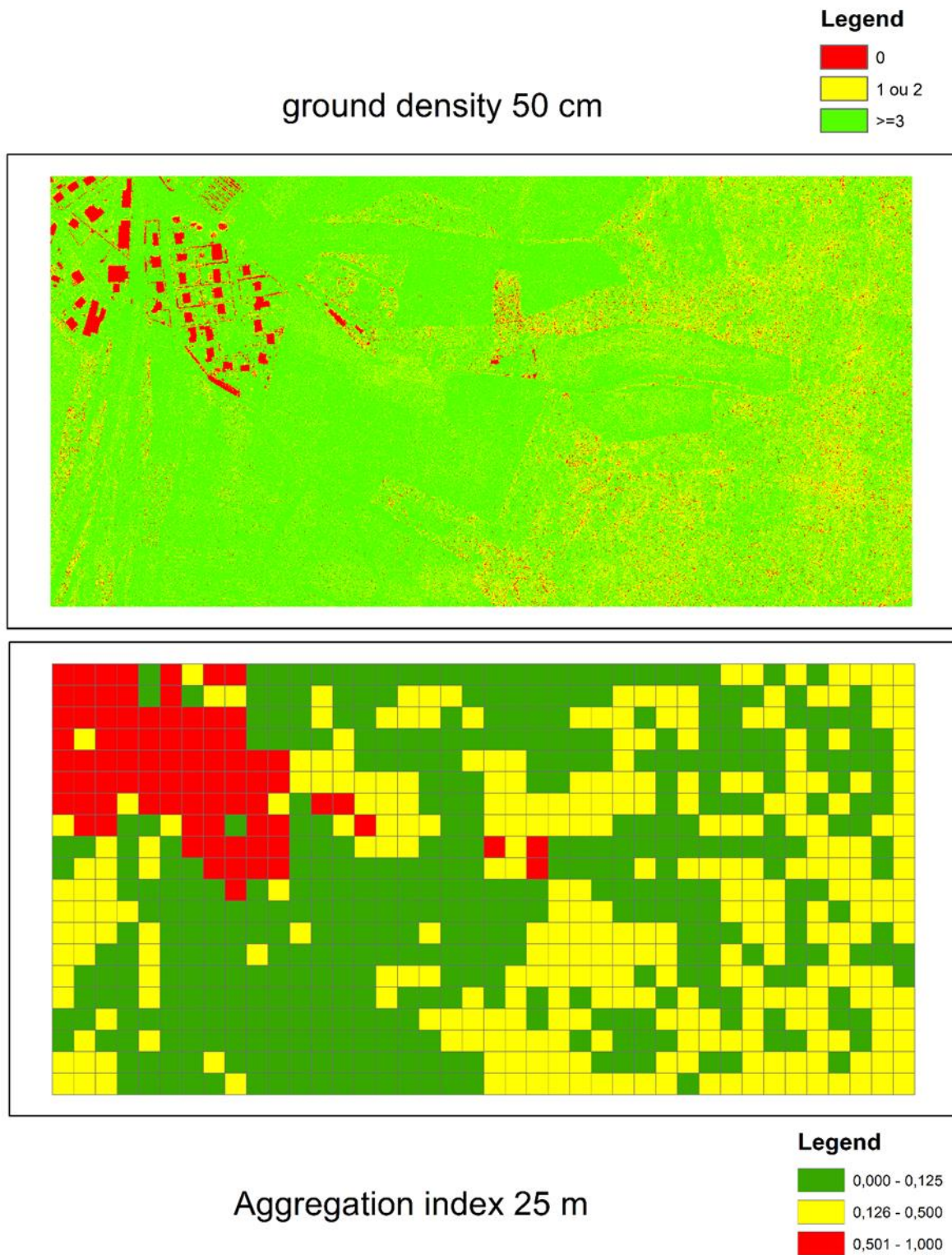
import pandas as pd

df = pd.DataFrame(data, columns=['Fichier', 'Valeur'])

df.to_excel('resultats.xlsx', index=False)
```

Étape 7 : Dans Excel supprimer « .shp » puis remplacer les « . » par des « , », et les « alt+010 » par « « ».

Étape 8 : Joindre le fichier Excel avec la grille pour faire la carte d'agrégation (il est également possible de rastériser cette cartographie pour alléger le poids de la couche SIG).

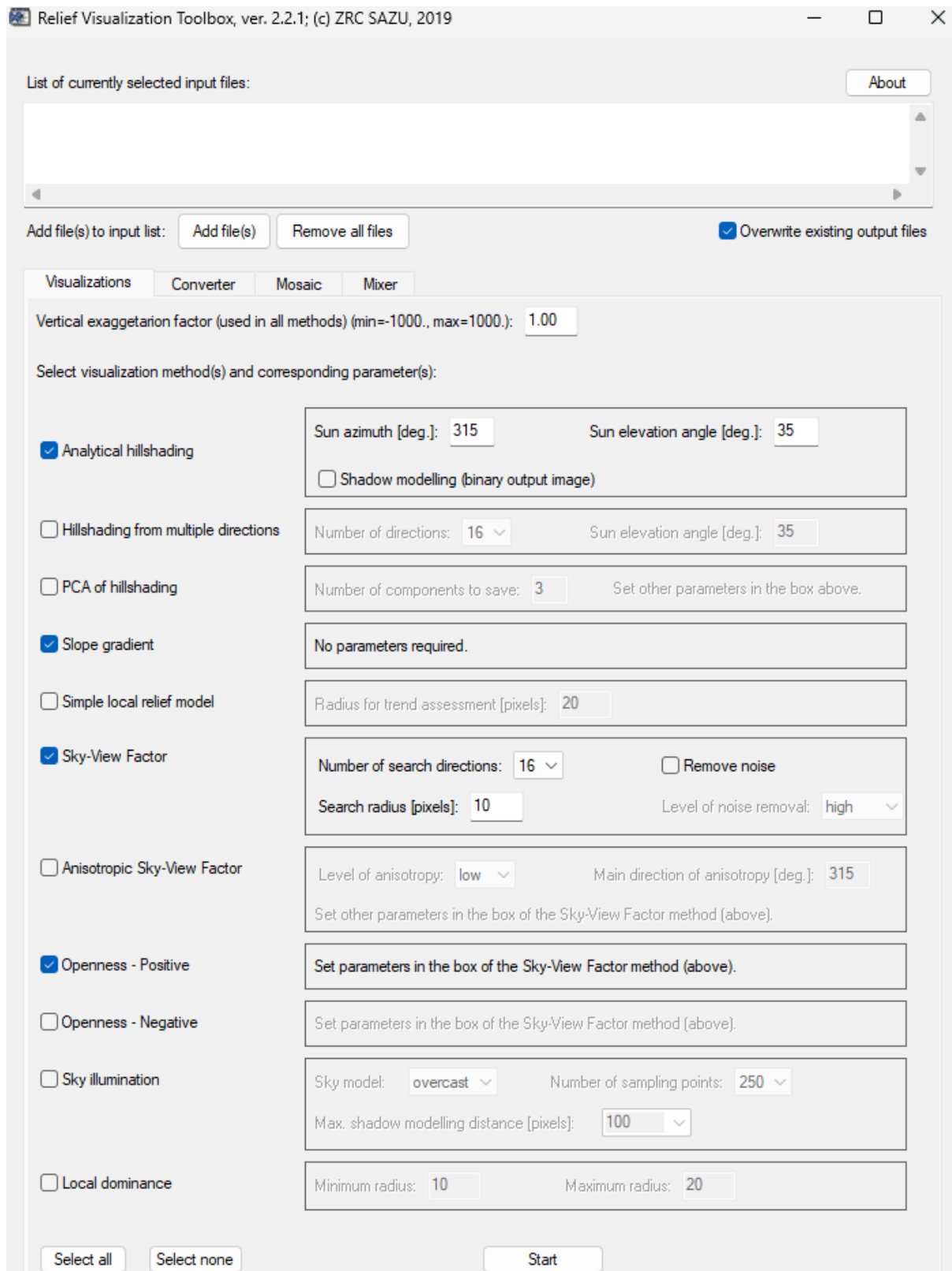


Annexe 2.3 : Niveau d'adaptation d'une série de traitements de visualisation en fonction de l'objet d'étude et de l'environnement (d'après Hesse, 2016).

Terminologie traduite	Entonnoirs d'effondrements de puits d'extraction des minières	limites parcellaires	Tumulus	Terrassements	Chemins creux	Champs bombés
	Pingen	ehemalige_Flurgrenzen	Grabhügel	Terrassierung	Hohlwege	Wölbacker
Terminologie original						
Shaded Relief	+	+	+	++	+	+
Accessibility	+++	-	-	++	+++	-
Skyview Factor	+++	-	-	++	+++	-
Openness	+++	-	+	++	+++	++
Local Dominance	+++	+++	+++	+	++	+++
Trend Removal	++	++	++	+	+	+
Local_Relief Model	++	++	++	+	+	++
Exaggerated Relief	++	+	+	++	++	++
Cumulative Visibility	++	++	++	++	++	++
Multi-Scale Integral Invariants	+++	+++	+++	+	++	+++
Principal Component Analysis	++	++	++	++	++	++
Laplacian of Gaussian	+++	-	+	++	+++	++

	Plat	Pente douce ($\leq 20^\circ$)	Pente raide ($> 20^\circ$)	Complexe
Shaded Relief	+	+	-	-
Accessibility	-	++	++	++
Skyview Factor	-	++	++	++
Openness	-	++	+++	+++
Local Dominance	+++	+	-	-
Trend Removal	++	++	+	-
Local Relief Model	++	++	+	-
Exaggerated Relief	++	++	+	+
Cumulative Visibility	++	++	++	++
Multi-Scale Integral				
Invariants	+++	++	+	+
Principal Component Analysis	++	++	++	++
Laplacian of Gaussian	-	++	+++	+++

Annexe 2.4 : Onglet de production des traitements de visualisation du logiciel RVT (à l'ouverture).



Annexe 2.5 : Méthode de production manuelle d'un LRM.

Étape 1 : Création du MNT à partir du nuage de points LiDAR.

Étape 2 : Application d'un filtre passe-bas afin d'obtenir la morphologie globale du site.

L'application d'un filtre passe-bas génère un calcul permettant d'obtenir, pour chaque pixel, une valeur moyenne par rapport aux pixels qui l'entourent. Cela réduit les variations locales et produit un lissage de la topographie en supprimant les valeurs extrêmes des données.

Pour ce faire, l'outil "filtrer" proposé par SAGA sur QGIS a été employé, en utilisant l'option *square* dans *search mode*, 2 pour *radius* afin de réaliser la moyenne des pixels situés dans un rayons de deux pixels autour du pixel à moyenner, et *smooth* dans *filter* pour réaliser un lissage.

Étape 3 : Soustraction du résultat du filtre passe-bas au MNT.

Le raster obtenu représente les variations du relief local. Pour Hesse (2016), ce résultat est insuffisant et nécessite plusieurs étapes supplémentaires.

Étape 4 : Extraction du fichier des courbes de niveau de 0 m créé dans l'étape précédente (E3).

Ces polygones, situées au niveau 0 d'élévation, correspondent à l'altitude qui n'est ni négative, ni positive par rapport à son environnement local.

Pour ce faire, des isolignes de 10 m d'équidistance ont été générées avec l'outil *contour*. Le raster E3 a été choisi comme couche source.

Étape 5 : Extraction des élévations ponctuelles du MNT le long des courbes de niveau de 0 m.
Interpolation d'un nouveau MNT lissé.

La première sous-étape consiste à convertir le MNT original en points (placés au centre des pixels) grâce à l'outil *Pixel* du raster.

La deuxième sous-étape consiste en la création d'une zone tampon de 25 cm autour des polygones créées lors de l'étape 2. Ainsi, grâce à ces tampons, tous les points se situant à moins de 25 centimètres de la ligne sont sélectionnés (*via* une sélection par localisation), puis exportés dans un nouveau *shapefile*.

Enfin, une interpolation est réalisée afin de produire un MNT en suivant les préconisations produites par ESRI pour l'exploitation de données LIDAR brutes.

Pour cela, il faut convertir la sélection de points précédemment exportée en surface grâce à la méthode des triangles irréguliers (TIN), puis convertir cette surface en raster en passant par l'outil *Tin to raster*.

Étape 6 : Soustraction du nouveau MNT au MNT d'origine *via* la calculatrice raster afin de produire un *LRM* amélioré.

Annexe 2.6 : Production d'images haute résolution intégrables au SIG

Les cartes et plans anciens employés proviennent principalement de de la BNF, *via* le portail numérique Gallica), et des archives départementales de la Marne dont une certaine proportion est numérisée et disponible en ligne.

Ces deux sources présentent ou ont présenté un problème similaire qui se retrouve dans la plupart des sites d'où les supports cartographiques ont été récupérés. En effet, pour obtenir les supports images provenant de ces plateformes, il n'existe que deux solutions : télécharger une image dégradée de l'ensemble de l'image souhaitée ou réaliser une capture d'écran en faisant un gros plan sur une partie de l'image pour obtenir une image partielle à la résolution souhaitée.

Puisque, pour les supports cartographiques, l'objectif est ensuite de les intégrer dans un SIG il est nécessaire d'obtenir l'image de la meilleure qualité possible. C'est donc la deuxième solution qui a été choisie. Cela signifie que la première étape pour intégrer les cartes anciennes issues de ces sources est la capture séquentielle de parties haute résolution, dans le but de reconstituer une image haute résolution des cartes anciennes.

Le design adaptatif de ces deux sites web fait que plus la résolution d'affichage est grande, plus la zone d'affichage à résolution égale est grande. Dans le but de limiter au maximum le nombre de vignettes à réaliser, un écran 4k a donc été utilisé. Ceci a réduit par 4 le nombre de captures d'écran à réaliser, par rapport à un écran traditionnel en 1920 x 1080 pixels de résolution. Ensuite, en utilisant sur le clavier la commande "Win+Alt+Imp.écr.", il est possible de capturer l'écran et d'en faire directement la sauvegarde dans le dossier "captures" de l'ordinateur. Ainsi, il est possible de réaliser rapidement des captures en série d'un plan dans la résolution souhaitée en veillant à conserver un recouvrement horizontal et vertical entre les images d'au moins 10 % (le taux peut être faible, car la correspondance pixel à pixel sera exacte). Dans le cas de l'assemblage des photographies de plans prises dans des archives, il serait nécessaire d'avoir un recouvrement d'au moins 40 %).

Afin d'optimiser le processus, il est important de mettre le navigateur en plein écran grâce à la touche "F11" du clavier, ainsi que de mettre l'image en plein écran, souvent grâce à un symbole de flèche inversé. Une autre astuce est d'avoir un second écran, car le fait de cliquer dessus avant la capture, permet, notamment pour le site Gallica, de faire disparaître les outils de la fenêtre et donc d'obtenir une image plein format.

À ce stade, nous disposons de vignettes dont une partie au moins est superflue. Dans le cas des captures sur un ordinateur à plus d'un écran, le second écran est visible sur la capture. Dans le cas de capture sur un ordinateur à un écran, les outils du navigateur web sont visibles dans les coins de l'image. Il est donc nécessaire de supprimer ces parties, car elles seront un problème pour l'assemblage des vignettes. Puisque les zones à supprimer sont les mêmes sur toutes les images, il est possible de créer une macro sur le logiciel *Adobe Photoshop*. Le but est de ne conserver que la zone qui correspond à la carte en supprimant le reste, puis en enregistrant l'image corrigée dans un fichier de notre choix. Tant que l'installation informatique reste la même et que le site de capture d'image reste le même, il est possible de réutiliser cette macro. Enfin, il est possible d'utiliser l'outil *photomerge* en mode par défaut pour assembler les vignettes et ainsi obtenir notre image haute résolution.

Annexe 2.7 : Géoréférencement

Dans un SIG présentant des couches d'informations géoréférencées possédant des points comparables avec l'image à géoréférencer (*e.g.*, limites administratives, routes, rivières, plans d'eau, bâtiments, grilles cartographiques) :

- ✓ Étape 1 : Importer l'image à géoréférencer.
- ✓ Étape 2 : Ouvrir l'image dans le géoréférenceur
- ✓ Étape 3 : Attribuer un système de coordonnées à la couche (*EPSG* : 2154 si inconnu).
- ✓ Étape 4 : Créer cinq points de contrôle entre l'image et la couche source, dont quatre points disposés en carré à la périphérie de l'image (un dans chaque « coin ») et un point central,
- ✓ Étape 5 : Définir le type de transformation (transformation polynomiale du 1^{er} degré dans la thèse).
- ✓ Étape 6 : Vérifier l'EQM (étape suivante si $EQM < \text{distance définie par une vingtaine de pixels}$; modification des points de calage si nécessaire ; si le problème persiste, changer de méthode de géoréférencement.
- ✓ Étape 7 : Lancer le géoréférencement.

Annexe 2.8 : Fiche standard, présente dans tous les rapports INRAP elle décrit les découvertes archéologiques et leur mode de détermination présent dans le rapport.

Mots-clefs des thesaurus

Chronologie

- Paléolithique
 - Inférieur
 - Moyen
 - Supérieur
 - Mésolithique et Epipaléolithique
- Néolithique
 - Ancien
 - Moyen
 - Récent
 - Final
 - Chalcolithique
- Protohistoire
 - Âge du Bronze
 - Ancien
 - Moyen
 - Final
 - Âge du Fer
 - Hallstatt (premier Âge du Fer)
 - La Tène (second Âge du Fer)
- Antiquité romaine (gallo-romain)
 - République romaine
 - Empire romain
 - Haut-Empire (jusqu'en 284)
 - Bas-Empire (de 285 à 476)
- Époque médiévale
 - haut Moyen Âge
 - Moyen Âge
 - bas Moyen Âge
- Temps modernes
- Époque contemporaine
 - Ère industrielle
 - Première Guerre Mondiale

Sujets et thèmes

- Édifice public
- Édifice religieux
- Édifice militaire
- Bâtiment
- Enclos
- Voirie
- Hydraulique
- Habitat
- Villa
- Bâtiment agricole
- Structure funéraire
- Urbanisme
- Maison
- Structure agraire
- Foyer
- Fosse
- Sépulture
- Silo
- Abri
- Fond de cabane
- Artisanat
- Argile : atelier
- Atelier
- Trou de poteau
- Fossé
- Extraction
- Puits
- Parcellaire
- Paléosol

Mobilier

- nb
- Industrie lithique
 - Industrie osseuse
 - Céramique
 - Restes
 - Végétaux
 - Faune
 - Flore
 - Objet métallique
 - Arme
 - Outil
 - Parure
 - Habillement
 - Trésor
 - Monnaie
 - Verre
 - Mosaïque
 - Peinture
 - Sculpture
 - Inscription
 - Tuile et brique

Etudes annexes

- Géologie
- Datation
- Anthropologie
- Paléontologie
- Zoologie
- Botanique
- Palynologie
- Macrorestes
- An. de céramique
- An. de métaux
- Aca. des données
- Numismatique
- Conservation
- Mobilier 1914-1918

Annexe 2.9 : Protocole de détection des microformes surfaciques

Il se décline en trois phases :

1. Exploitation des isolignes

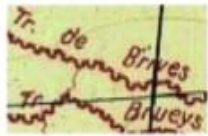


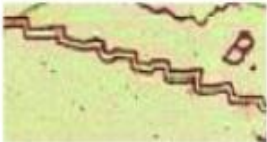

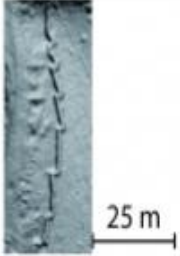
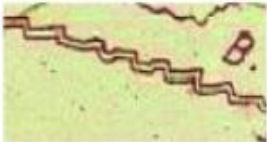

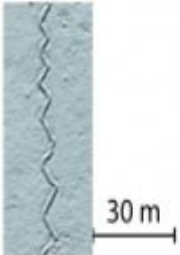
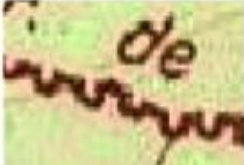


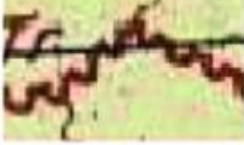

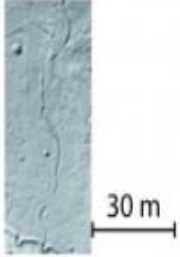
- 1.1. Production d'isolignes de 10 cm d'équidistance par l'intermédiaire du logiciel *Arcmap 10.3*. Le format de fichier en géodatabase est employé car il fournit directement la longueur de chaque isoligne et gère mieux les données volumineuses que les fichiers de formes traditionnels (*shapefile*, “.shp”).
- 1.2. Filtrage puis export des isolignes dont la taille est comprise entre 10 m et 150 m (périmètre de cercles de 3 à 50 m de diamètre).
- 1.3. Conversion des isolignes filtrées en polygones à l'aide de l'outil “lignes vers polygones” de *QGIS*.
- 1.4. Création d'un champ “n” (effectif) et attribution de la valeur “1”.
- 1.5. Identification des entités superposées *via* un identifiant commun.
- 1.6. Utilisation de l'outil “*dissolve*” (ArcGIS) afin de réaliser la statistique “*sum*” sur le champ “n”, fusionner toutes les entités superposées et conserver l'information du nombre d'entités initialement présentes.
- 1.7. Export en *shapefile* des polygones présentant une valeur supérieure à trois dans le champ “n”. Un polygone présentant une valeur supérieure à trois signifie qu'initialement trois isolignes à un pas de 10 cm ont été imbriquées les unes dans les autres et donc que le polygone final a une amplitude d'altitude de plus de 30 cm. Les polygones ainsi exportés constituent la première couche du protocole de détection des microformes surfaciques qu'on peut considérer comme significative au regard du MNT.

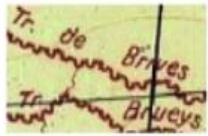

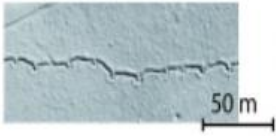


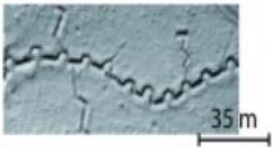


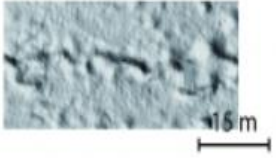
2. Production de traitements de visualisation.

- 2.1. Réalisation du *Sky-view Factor* afin de distinguer une dépression d'une élévation
- 2.2. Réalisation d'un ombrage multidirectionnel pour visualiser nettement le contour des formes dont l'emprise est délimitée par l'étape 1.

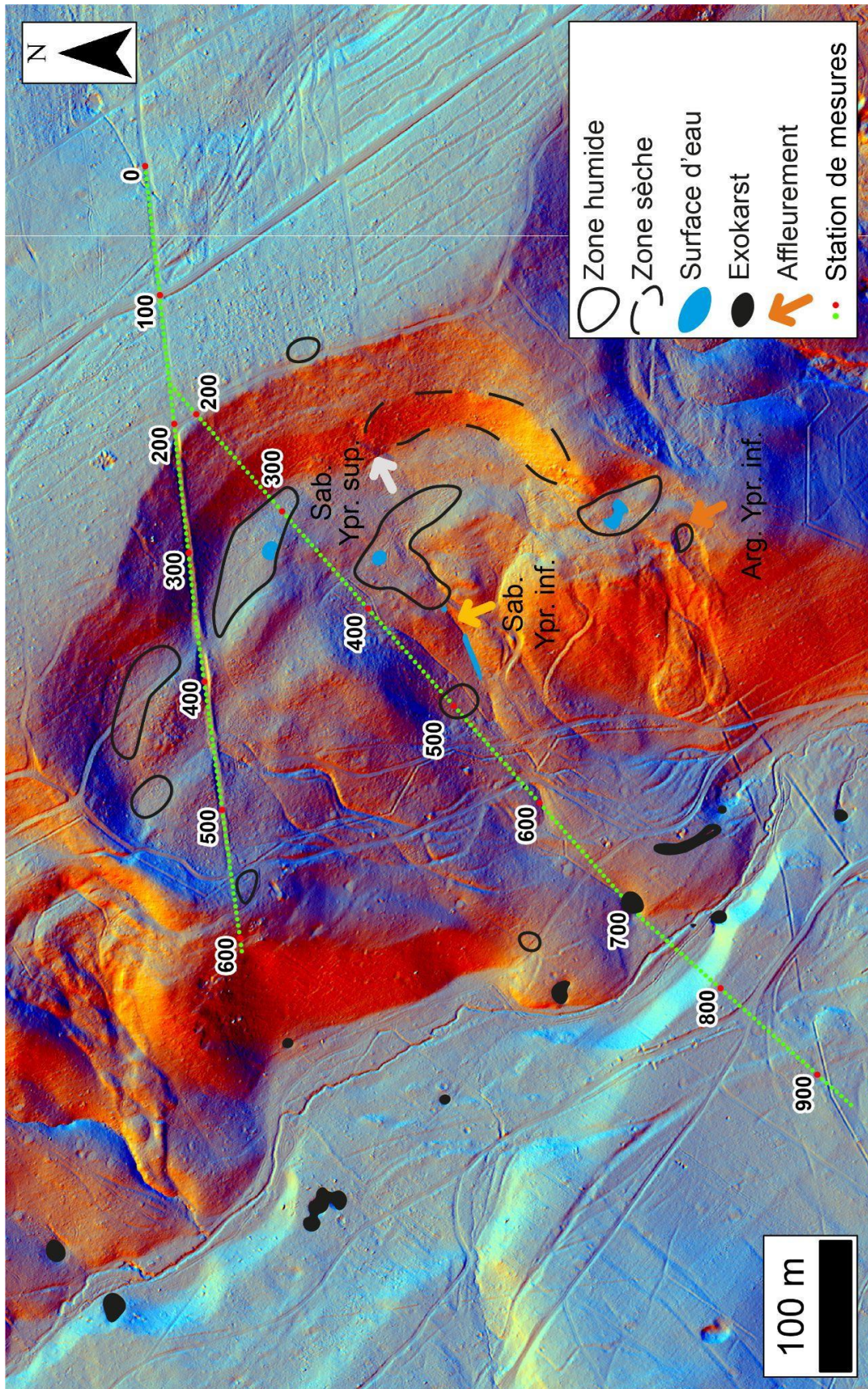
Identification et digitalisation des formes.

Annexe 2.10 : Typologie des réseaux de défense, tranchée et boyau (Taborelli, 2017)

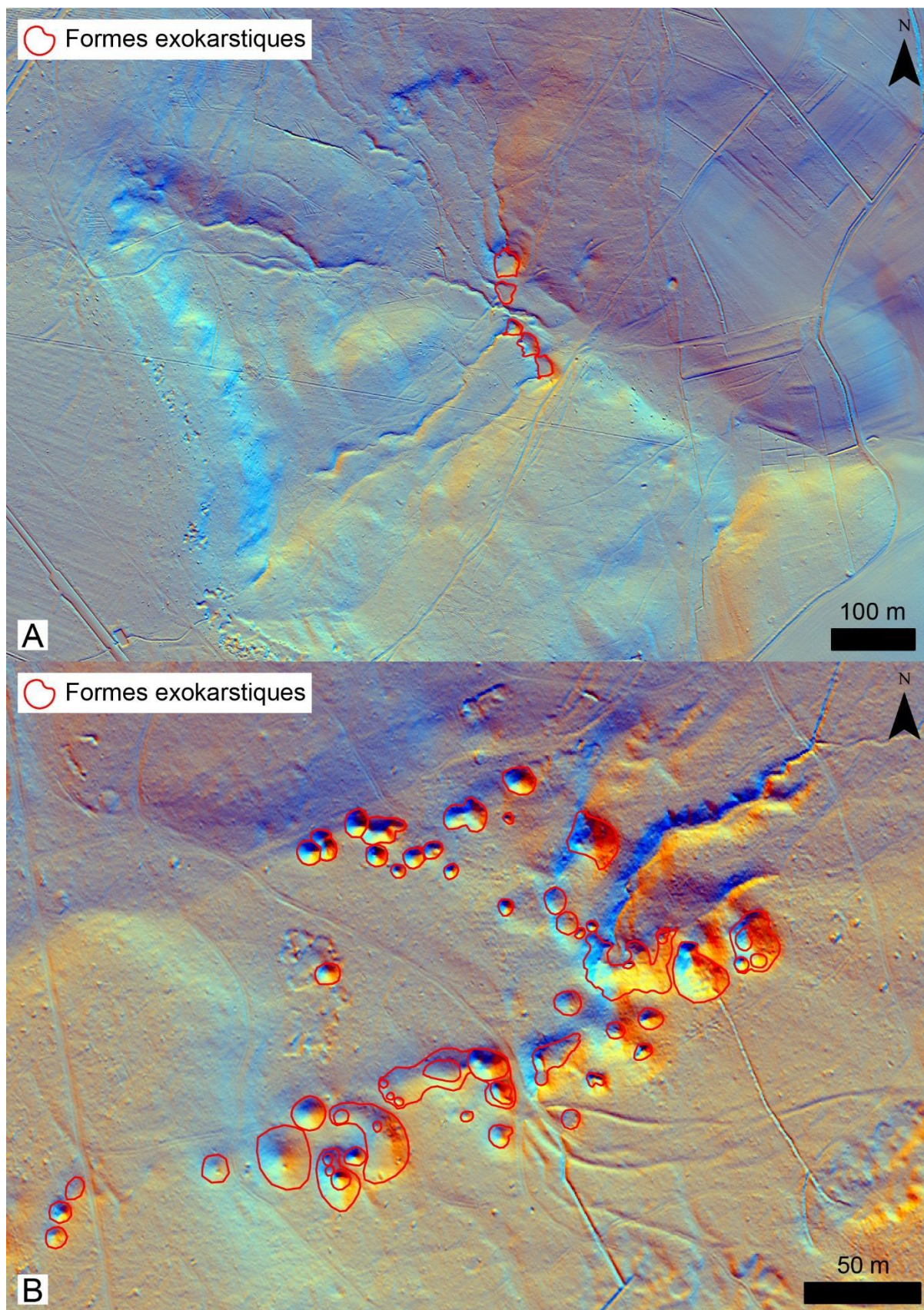
	Plan directeur	Schéma de principe	LIDAR
Boyau à traverse			
Boyau en crémaillère			
Boyau en zigzag			
Boyau à tracé sinueux régulier			
Boyau à tracé sinueux irrégulier			

	Plan directeur	Schéma de principe	LIDAR
Tranchée à traverses			
Tranchée à traverses en U			
Tranchée à traverses tournantes			

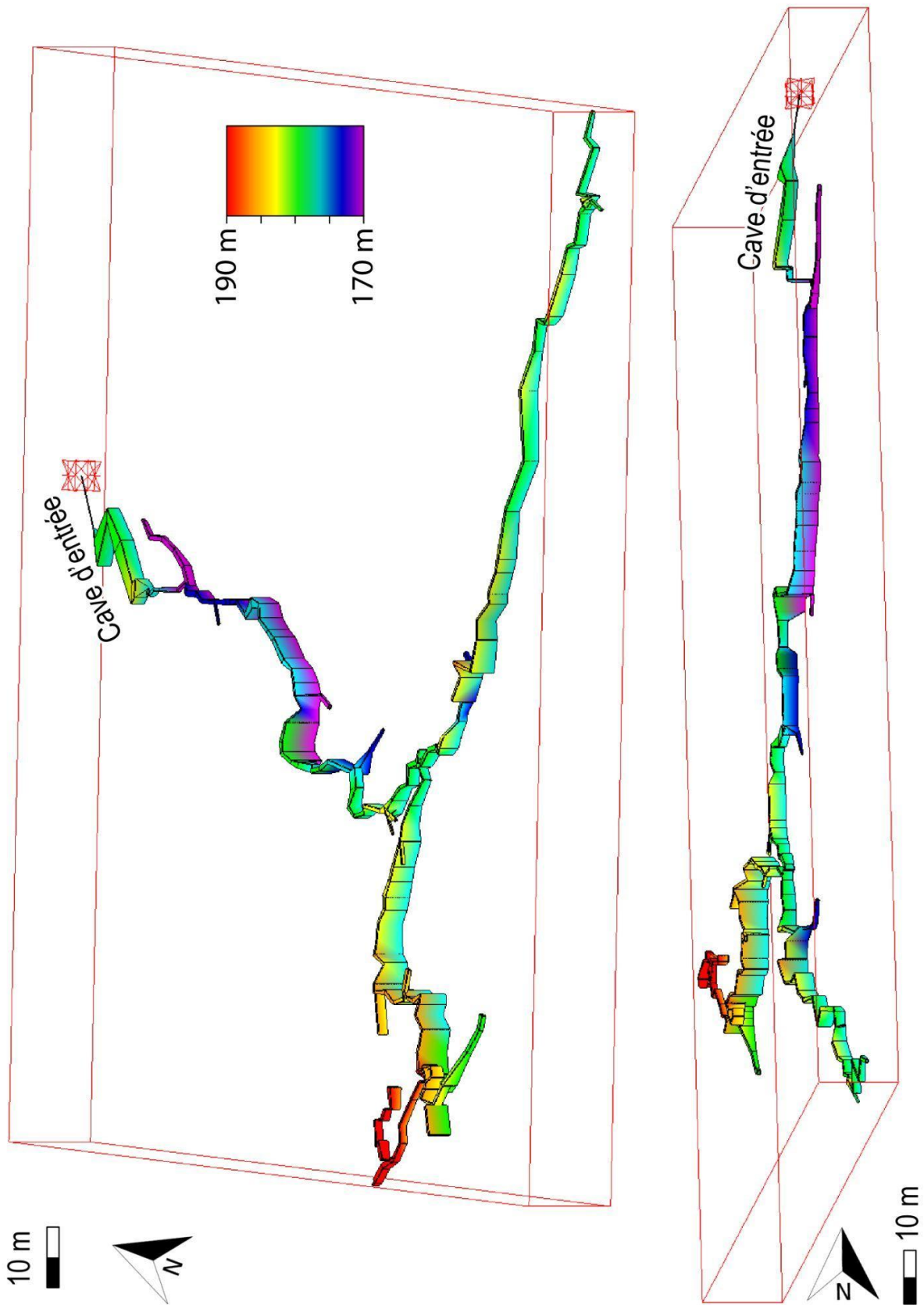
Annexe 3.1 : Image LiDAR du glissement de terrain du Carabilly et localisation des profils de résistivité électrique.



Annexe 3.2 : Inventaire karstique A : Vallées aveugles de Ville-en-Selve et du secteur sud du gouffre de la Nau.



Annexe 3.3 : Modélisation 3D de la Grande Fontaine de Verzy (d'après Pettelat, 2021)



Annexe 4.1 : Carte géomorphologique du Secteur du Gouffre de la Nau



Bibliographie

A

- Alou K., 2021. *Étude des réseaux de fossés de drainage de la Montagne de Reims par LiDAR : influence sur les écoulements naturels*. Mémoire de master 2 : Géographie, Reims, Université de Reims Champagne Ardenne, GEGENAA, 72 p.
- Allouc J., Hanot F., Hibsich C., 2020. Les craies fracturées - indurées (CFI) de la « Craie blanche » de champagne. *Géologie de la France*, n° 4, 2020, pp. 67-96.
- Allouc J., 2013. Les craies hydrofracturées de champagne marnaise (De la côte d'île de France) Approche cartographique et relations avec la tectonique régionale, *Bulletin inf. Géol. Bass. Paris*, Vol. 51, N°3, pp. 3-23.
- Ancelin P.Y., 2020. *Approche archéogéographique du Saint-Mont - Par croisement de données LiDAR, documentaires et archéologiques*. Mémoire de master 2 : Géographie spécialité Paysage, Patrimoine et Environnement, Nancy, Université de Lorraine, LoTerr, 160 p.
- Ancelin P.Y., Berthe J., Devos A., 2023. When yesterday's war generates life today: example of the ecological and territorial resilience of polemoforms in Reims sector (France). *Transdisciplinary research for a healthy planet*, Reims. URL : <https://hal.science/hal-04075050v1>.
- Ancelin P.Y., Berthe J., Perarnau R., Devos A., Bollot N., à paraître. Analyse critique de la qualité de données LiDAR : Approche comparative multi-sectorielle, *Remuer Ciel et terre*, Remiremont.
- Andersen K.K., Svensson A., Johnsen S.J., Rasmussen S.O., Bigler M., Röthlisberger R., Ruth U., Siggaard-Andersen M.L., Steffensen J.P., Dahl-Jensen D., Vinther B.M., Clausen H.B., 2006. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 1: Constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, Shackleton special issue 24. pp. 3246-3257
- André M., 1985. L'homme et la forêt en Montagne de Reims. La manufacture, coll. *Patrimoine de la Montagne de Reims*, 186p.
- Antoine P., Moncel M-H., Limondin-Lozouet N., Loch J-L., Bahain J-J., Morene D., Voinchet P., Auguste P., Stoetzel E., Dakowski J., Bello S-M., Parfitt S-A., Trombet O., Hardy B., 2016. Palaeoenvironment and dating of the Early Acheulean localities from the Somme River basin (Northern France): New discoveries from the High Terrace at Abbeville-Carrière Carpentier, *Quaternary Science Reviews*, Volume 149, pp. 338-371, DOI : 10.1016/j.quascirev.2016.07.035.
- Asconit., 2014. Inventaire des zones humides sur le PNR de la Montagne de Reims synthèse de l'étude, PNR MR, 7p. URL : <https://www.parc-montagnedereims.fr/fr/les-zones-humides-du-parc>.
- Auguste P., Bémilli C., Patou-Mathis M., Sevêque N., 2018. Le Paléolithique inférieur et moyen en France septentrionale : quarante ans de découvertes et d'analyses archéozoologiques, in : François Djindjian éd. *La préhistoire de la France*. Paris, Hermann, « Histoire et Archéologie », pp. 120-124.

B

- Babalone F., 2016. *Projet LiDAR Grande Guerre - Compte-rendu de mission : ref. ADF15023/FB*, aerodata France, 8p.
- Bartout P., 2011. L'apport du cadastre napoléonien aux problématiques spatiales des retenues d'eau, Hydrosystème et enjeux de gestion. vol 51. DOI : 10.4000/rge.3382.
- Battiau-Queney Y., 1993. *Le relief de la France : Coupes et croquis*, Masson Géographie, 252p.
- Beaujoin S., 2009. *Karst et modalités d'écoulement des eaux versant sud de la montagne de Reims : L'exemple du bassin de la Livre*. Mémoire de master 2. Reims : Université de Reims Champagne-Ardenne, 144p.
- Bennett R., Welham K., Hill R.A., Ford A., 2012. A comparison of visualization techniques for models created from airborne lasers canned data, *Archaeological Prospection*, 19, pp. 41-48.
- Benoit J-M., 1988. Moulins et meuniers des Pays de la Nied, Ed. Serpenoise, 374p.

- Bensaadi K., 2020. *Caractérisation et susceptibilité aux effondrements dans le karst de contact lithostratigraphique : l'exemple du Barrois*, Thèse de doctorat : Nancy, Université de Lorraine, LOTERR, 415p.
- Berteaux P., 1910, Les ruines du Château de Courton, Almanach - Annuaire, historique, administratif et commercial de la Marne, de l'Aisne et des Ardennes, vol. 52, 1p.
- Berthe J., Ancelin P.-Y., Devos A., à paraître. Hydrosystèmes anthropiques de la Montagne de Reims - apport du lidar aéroporté. *Archéo.doct*, 17, 28p.
- Berthe J., Lejeune O., Devos A., Bollot N., 2021. Imagerie LIDAR et cartographie semi-automatique de l'exokarst de la Montagne de Reims (Champagne, France). *Karstologia*, 78, pp. 41-48.
- Berthe J., Lejeune O., Jaunat J., Ancelin P.Y., Devos A., Bollot N., 2023. Contribution of airborne LiDAR on the mapping of vulnerability to groundwater pollution - Example of the drinking water catchment of Trépail. *Symposium Transdisciplinary research for a healthy planet*, Reims. URL : <https://hal.science/hal-04060236v1>.
- Berthe J., Devos A., Lejeune O., Bollot N., Fronteau G., Perarnau R., Ortonovi S., 2022. Apport du lidar aéroporté sur la compréhension des facteurs d'exokarstification en contexte de bas plateau, exemple de la Montagne de Reims, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 28, 4, pp. 207-221.
- Berthe J., 2020. *Exokarst, LiDAR et écoulement en Montagne de Reims*, Mémoire de master 2, Géographie : Reims, Université de Reims Champagne-Ardenne, GEGENAA, 96p.
- Bertrand J., Ector L., Renon J.P., 2014. Diatomées des mares ; II - Études préliminaires de l'écologie des mares permanentes et éphémères de la région Centre (France). *Journal de Botanique*, 66, pp. 65-84.
- Bewley R.H., Crutchley S.P., Shell C.A., 2005. New light on an ancient landscape : Lidar survey in the Stonehenge World Heritage Site. *Antiquity*, Vol. 79, n°305, pp. 636- 647. DOI : 10.1017/S0003598X00114577.
- Blond S., 2009. L'atlas de Trudaine et ses apports en archéologie : l'exemple de l'ancienne généralité de Tours, *Les nouvelles de l'archéologie : du sentier à la route*, n° 115, pp. 30-35.
- Blondeau A., 1965. *Le Lutétien du Bassin de Paris, de Belgique et du Hampshire*. Thèse de doctorat : Paris, Université de Paris, 467p.
- Bodoque J.M., Aroca-Jiménez E., Eguibar M.Á., García J.A., 2023. Developing reliable urban flood hazard mapping from LiDAR data, *Journal of Hydrology*, Vol. 617, Part A, 128975, 17p. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2022.128975.
- Bosserelle S., 2009. *Étude géomorphologique des niveaux de terrasses de la vallée de la Vesle, depuis sa source jusqu'à sa confluence avec l'Aisne*. Mémoire de master I : Géographie. Reims : Université de Reims Champagne-Ardenne, 79p.
- Brénot J., Blondeau R., Zélie B., Léty C., Wermuth E., Lachiche C., Frémont J., 2019. Dynamique de conservation des architectures et du mobilier de tranchées de la Grande Guerre : approches géoarchéologiques des premières lignes (Bois de la Gruerie, Servon-Melzicourt, Marne), *Revue de géographie historique*, pp. 14-15.
- Brénot J., Saulière N., Léty C., Taborelli P., Zélie B., Blondeau R., Devos A., 2017. How much did the soldiers dig? A quantification of WW1 remains in Argonne, France. *Geoarcheology : An International Journal*, 32 (5), pp.534-548. Réf. HAL : hal-01689916.
- Bollot N., Devos A., Pierre G., Chalumeau L., Lejeune O., 2014. Détente mécanique et dynamique de versant dans l'Eocène de l'est du bassin de Paris, France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, pp. 121-132.
- Bollot N., 2014. *Les mouvements de terrain du vignoble champenois. Approche géomorphologique et hydrologique*. Thèse de doctorat, Université de Reims Champagne-Ardenne, 349p.
- Bollot N., Devos A., et Pierre G., 2015. Ressources en eau et glissements de terrain : exemple du bassin versant de la Semoigne (bassin de Paris, France). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 21 (1), pp. 7-20. DOI : 10.4000/geomorphologie.10826.

- Bollot N., Pierre G., Devos A., Lutz P., Ortonovi S., 2022. Hydrogeology of a landslide: A case study in the Montagne de Reims (Paris basin, France). *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.*, 56, pp. 2021–2041
- Bollot N., Pierre G., Grandjean G., Fronteau G., Devos A., Lejeune O., 2023. Internal structure and reactivations of a mass movement : the case study of the Jacotines landslide (Champagne vineyards, France), *Geohazards*, 4, 2, pp. 183-196.
- Bonal F., 1984. *Le Livre d'Or du Champagne*, Lausanne, Editions du Grand-Pont, Jean-Pierre Laubscher, 512 p.
- Bonhage A., Hirsch F., Raab T., Schneider A., Raab A., Ouimet W., 2020. Characteristics of small anthropogenic landforms resulting from historical charcoal production in western Connecticut, USA. *CATENA* 195, 104896. DOI : 10.1016/j.catena.2020.104896.
- Bosselin B., Djindjian F., 2002. Un essai de reconstitution du climat entre 40000 BP et 10000 BP à partir de séquences polliniques de tourbières et de carottes océaniques et glaciaires à haute résolution. *Archeologia e Calcolatori*, 13, pp. 275-300.
- Bournérias M., Arnal G., Bock C., 2001. *Guide des groupements végétaux de la région parisienne : bassin parisien, Nord de la France ; écologie et phytogéographie*, Livre, Paris : Belin, 639p.
- Bournerias M., Wattez J.R., 1990. Esquisse phytogéographique de la Picardie, France, *Journal de biogéographie*, pp. 145-161.
- Braidy É., (sous la dir. De Tamine, M.), 2000. Corpus microtoponymique de la Marne, 2 vol., Reims, 902p.
- BRGM et CEREMA, 2023. *Aléa mouvements de terrain d'origine karstique en contexte carbonaté : évaluation et cartographie*, BRGM édition, 116p.
- Briche É., Quenol H., Beltrando G., 2011. *Changement climatique dans le vignoble champenois*, L'Espace géographique, Édition Belin. Tome 40, pp.164-175.
- Bui D.T., Tsangaratos P., Nguyen V.T., Van Liem N., Trong Trinh P., 2020. Comparing the prediction performance of a Deep Learning Neutral Network model with conventional machine learning models in landslide susceptibility assessment. *Catena*, 188, 14p.
- Bur M., 1977. *La formation du comté de Champagne*. Thèse de doctorat. Nancy : Université de Nancy II, 573p.
- Buridant J., Pichard C., Gallet-Moron E., 2020. L'utilisation de la technologie LiDAR à la connaissance archéologique et géohistorique : Exemples français, *Transylvanian Review*, Vol XXXIX, Supplement No. 1, pp. 291-305.
- Bursaux, D. (2019). De la carte de Cassini à la Géoplateforme de l'État. *Annales des Mines – Responsabilité et environnement*, 2(2), pp. 4-5.

C

- Carcaud N., 2004. *D'espace et de temps : un itinéraire de recherche et d'enseignement sur les anthroposystèmes fluviaux*, Habilitation à diriger des recherches, Université d'Angers, Angers, 450p.
- Cao F. *Approche interdisciplinaire pour la caractérisation hydrogéologique du milieu crayeux : application au transfert de perchlorates dans la craie de Champagne*. Thèse de doctorat : Géochimie de l'Environnement. Reims : Université de Reims Champagne-Ardenne, 2020, 1 vol, 350p.
- Cauche D., 2022. The Vallonnet cave on the northern Mediterranean border: A record of one of the oldest human presences in Europe, *L'Anthropologie*, Vol. 126, Issue 1. DOI : 10.1016/j.anthro.2021.102974.
- Cazes G., 1976. Le parc naturel régional de la Montagne de Reims : difficultés et équivoques de la constitution d'un P.N.R, *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, 27-28, pp. 91-97.
- Challis K., Kokalj Z., Kinsey M., Moscop D., Howard A. J., 2008. Airborne LiDAR and historic environment records, *Antiquity*, 82, pp. 1055-1064.
- Chalumeau L., 2008. *La zone exutoire du lac de Neuchâtel du Néolithique à l'actuel. Apport d'une étude géoarchéologique pour la compréhension des enregistrements sédimentaires*. Thèse de doctorat. Neuchâtel : Université de Neuchâtel, 350p.

- Chalupa V., Panek T., Taborik P., Klimes J., Hartvich F., Grygar R., 2018. Deep-seated gravitational slope deformations controlled by the structure of flysch nappe outliers: Insights from large-scale electrical resistivity tomography survey and LiDAR mapping. *Geomorphology*, 321, pp. 174-187. DOI : 10.1016/j.geomorph.2018.08.029.
- Chanez, Chappellet, Frérot 2009. *L'histoire du tunnel de Rilly-la-Montagne*, service touristique de Rilly-la-Montagne, 8p.
- Chantriot E., 1897. La falaise de Champagne et le vignoble champenois, *Annales de Géographie*, t. 6, n°27, pp. 230-238. DOI : 10.3406/geo.1897.5611.
- Charpy J.J., 2004. Les Celtes dans la Marne entre le VIe et le IIIe siècle av. J.-C., *Carte archéologique de la Gaule - 51/1*. Marne, Éditions de la Maison des sciences de l'homme, Paris, pp. 85-90.
- Charpy J.J., 2022a. L'âge du Bronze dans les marais de Saint-Gond, *Les Marais de Saint-Gond - Une Longue histoire, OSGAP Saint-Gond Archéologie Patrimoine*, pp. 64-69.
- Charpy J.J., 2022b. Les celtes et les gaulois dans l'environnement des marais, *Les Marais de Saint-Gond - Une Longue histoire, OSGAP Saint-Gond Archéologie Patrimoine*, pp.71-75.
- Chauvin J., (1986). *L'écosystème souterrain de la Montagne de Reims et quelques peuplements phréatiques et hypogés environnants*, Thèse de doctorat. Reims : Faculté des Sciences de Reims, 163p.
- Chevigny E., Saligny L., Granjon L., Goguy D., Cordier A., Pautrat Y., Giosa A., 2018. Identifier et enregistrer des vestiges archéologiques sous couvert forestier à partir de données LiDAR : méthode et limites, *ArchéoSciences*, vol.42, pp. 31-43.
- Chossenot M., 2004. La Tène finale et la période gallo-romaine dans le département de la Marne, *Carte archéologique de la Gaule - 51/1*. Marne, Éditions de la Maison des sciences de l'homme, Paris, pp. 96-113.
- Chossenot R., 2004. *Carte archéologique de la Gaule*, 51/1, Marne, Éditions de la Maison des sciences de l'homme, Paris, 848p. ISBN : 10 2-87754-090-1.
- Chossenot D., 2012. Histoire du moulin à eau de Rehaincourt (Vosges) (vers 1340- 1945), 266p.
- Chouquer, G., 1995. Aux origines antiques et médiévales des parcellaires. In: *Histoire & Sociétés Rurales*, n°4, 2ème semestre, pp. 11-46. DOI : 10.3406/hsr.1995.1164.
- Cojan I., Brulhet J., Corbonnois J., Devos A., Gargani J., Harmand D., Jaillet S., Jouve A., Laurain M., Lejeune O., Le Roux J., Losson B., Marre A., Moreau M.-G., Ricordel C., Simon-Coinçon R., Stab O., Thiry M., Voinchet, P., 2007. Morphologic evolution of eastern Paris Basin: "ancient surfaces" and Quaternary incisions. *Mémoire de la Société Géologique de France*, n°178, pp. 135-155. ISBN 2-85363-092-7 ; ISSN 0249-7549
- Combaud A., Devos A., Chalumeau L., Taborelli P., Bollot N., 2016. Les Plans directeurs de la Grande Guerre : Une nécessaire innovation cartographique, *Revue internationale de Géomatique*, 26, 3, pp. 363-393.
- Cossart É., 2016. L'(in)efficacité géomorphologique des cascades sédimentaires en question : les apports d'une analyse réseau, *Cybergeo : European Journal of Geography* , Systèmes, Modélisation, Géostatistiques, doc.778, DOI : 10.4000/cybergeo.27625.
- Courbon P., 2009. Historique de la géomatique et des Systèmes d'Information Géographique (SIG). *Histoire, Revue XYZ*, n°118, pp. 21-34.
- Courville P., 2012. Campanile et autres gastéropodes lutétiens (Eocène) de Fleury-la-Rivière, Marne, *Fossiles*, n°10, pp. 51-53.
- Coutelier C., 2019. Exploitation d'un modèle numérique de terrain pour mettre en relief la micro-topographie, *Les carnets d'AusoHNum*. URL : <https://ausohnum.hypotheses.org/359>.
- Cozeret O., 1987. Les mouvements de terrain dans le secteur de Champillon - Dizy - Hautvillers (Marne), *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°69-72, pp. 129-150.

Crozet A., Laplaige C., Rodier X., 2017. Une approche multidisciplinaire de la fabrique des paysages dans la longue durée dans les forêts de Blois, Russy, Boulogne et Chambord (Loir-et-Cher), *Arbres et paysages*, 22p. DOI : 10.4000/paysage.5487.

D

Damagnez P., 2022. Les moulins dans les marais de Saint-Gond, *Les Marais de Saint-Gond - Une Longue histoire*, OSGAP, Saint-Gond Archéologie Patrimoine, pp. 223-232. ISBN : 979-10-415-0611-8

Damien T., 2014. *La rivière souterraine de Trépail : Apports topographiques et morphologiques (Marne / France)*, Mémoire de Master 2 : Géographie, Reims, Université de Reims Champagne-Ardenne, 85p.

Damien T., Briquet M., Bollot N., Devos A., Chalumeau L., Pierre G., Lejeune O., 2015. Rôle des remplissages alluviaux sur le fonctionnement hydrodynamique d'un marais d'entonnoir de percée cataclinale : l'exemple des Marais de Saint-Gond (Marne, France), *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 21, 4, pp. 331-342.

Damien T., Porchier J.C., Devos A., Taborelli P., 2018. La bataille des Marais de Saint-Gond, in *La terre et le feu – Géologie et géologues sur le front occidental*, Édité. AGBP, pp. 44-48.

Damien T., 2019. *Comportement hydrodynamique des marais de Saint-Gond (Marne, France)*, Thèse de doctorat, Université de Reims Champagne-Ardenne, 351p.

Dandurand G., Devos A., Husson E., Berthe J., Bollot N., Fronteau G., Lejeune O., Losson B., 2022, Karst of sedimentary basins: A comparison between the Paris and Aquitaine Basins. *Karstologia*, 79, pp.1-10.

Dardignac C., David S., 2013. *Cartographie régressive de la forêt domaniale de Bercé, Sarthe (72)*. Rapport ONF. 50p.

David S. 2010. *L'occupation antique et le parcellaire fossile de la forêt de Sénart (77 et 91)*. Mémoire de master 1 : Archéologie, Paris, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 2 vol, 500p.

David R., Leroyer C., Mazier F., Lanos Ph., Dufresne Ph. 2012. Les transformations de la végétation du bassin parisien par la modélisation des données polliniques holocènes. *XXXII rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes*, 2012, Antibes, France. pp. 53-68. (hal-01171988)

David S., 2014. *Rapport d'analyse et d'interprétation de données LiDAR : Forêt domaniales de Compiègne et Laigue (Oise)*. Rapport ONF agence Ile-de-France - Nord-Ouest, Fontainebleau, 68p.

David S., 2019. *Rapport d'analyse des données LiDAR et résultats des prospections archéologiques : Forêts publiques du Parc Naturel régional de la Montagne de Reims (Marne)*. Rapport ONF agence Seine- nord, Fontainebleau, 393p.

David S., 2023. *Habitats, réseaux viaires et parcellaires du massif forestier de Fontainebleau de l'Antiquité au début du XVIIIe siècle : analyses archéologiques et archéogéographiques*. Thèse de doctorat. Paris : Université Paris 1 Panthéon Sorbonne, 354p.

Davis D.K., Robbins P., 2018. Ecologies of the colonial present : Pathological forestry from the taux de boisement to civilized plantations. *Environment and Planning E : Nature and Space*, 1(4), pp. 447-469. DOI : 10.1177/2514848618812029.

De Bari C., Lapenna V., Perrone A., Puglisi C., Sdao F., 2011. Digital photogrammetric analysis and electrical resistivity tomography for investigating the Picerno landslide (Basilicata region, southern Italy). *Geomorphology*, 133, pp. 34-46.

Decloux J.P., Sary M., 1991. Campagnes d'étiage-objectif, traitement et valorisation des données, *Mosella*, Tome XVIII, PUM, pp. 121-134.

De Matos-Machado R., Amat J.P., Arnaud-Fassetta G., Bétard F., 2016. Potentialités de l'outil LiDAR pour cartographier les vestiges de la Grande Guerre en milieu intra-forestier (bois des Caures, forêt domaniale de Verdun, Meuse), *EchoGéo*, pp1-22. URL : <http://journals.openedition.org/echogeo/14791> ; DOI : 10.4000/echogeo.14791.

- De Matos-Machado R., 2018. *Paysage de guerre et LiDAR : de la caractérisation des polémoformes à la conservation des patrimoines naturels et culturels de la forêt domaniale de Verdeun (Meuse, France)*. Thèse de doctorat. Paris : Université Paris Diderot, 590p.
- Demoule J.P., 2007. La révolution néolithique en France. *La Découverte*. 179p.
- Demoulin A., Pissart A., Schroeder C., 2003. On the origin of late Quaternary palaeolandslides in the Liège (E Belgium) area. *International Journal of Earth Sciences*, 92, pp. 795-805.
- Dereux J.M., 2001. Le décret du 14 frimaire an II sur l'assèchement des étangs : folles espérances et piètres résultats. L'application du décret en Brie, *Annales historiques de la Révolution française*, 325, pp. 77-97.
- Dereux J.M., 2007. Le marais, le militaire et la guerre, *Actes de la Journée d'étude 2006 du Groupe d'histoire des zones humides*, 128p.
- Deru X., Redon B., Louvion C., 2003. Prospections à Trépail, « Le Trou de la Batacaude » (Marne) : l'atelier de potiers et le site gallo-romain. *Revue du Nord*, 353, 5, pp. 181-208. DOI : 10.3917/rnd.353.0181.
- Deru X., Fronteau G., 2012. Trépail, " Le Trou de la Batacaude " (Marne) : Un atelier tardif de terre sigillée et de nouvelles estampilles sur céramique belge, *Revue du Nord*, Université de Lille III (Charles de Gaulle), Fascicule 5, Volume 398, pp. 159-166.
- Devereux B.J., Amable G., Crow P., 2008. Visualization of LiDAR terrain models for archaeological feature detection, *Antiquity*, t. 82, pp. 470-479.
- Devos A., 1996. *Hydrologie et aménagements hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine)*. Thèse de doctorat, Université de Metz, 443p. + annexes.
- Devos A., Lejeune O., Chopin E., 2007. Structural control on surface flow in karstic environment, *Geodinamica acta*, 20/6, pp. 393-402.
- Devos A., Sosson C., Fronteau G., Lejeune O., 2009. Les tuffières du Vormy et des Fontinettes (Aisne-Marne-France) : marqueurs de la faible karstification des calcaires lutétiens de l'Est du Bassin parisien ? *Karstologia*, 54, pp. 37-48.
- Devos A., 2010. *Les conditions d'écoulement des plateaux calcaires de l'Est de la France*, Université de Reims Champagne-Ardenne, Habilitation à diriger les recherches, Tome 1, 303p, Tome 2 annexes 163p.
- Devos A., Fronteau G., Lejeune O., Sosson C., Chopin E., Barbin V., 2010. Influence of geomorphological constraints and exploitation techniques on stone quarry spatial organisation : Example of Lutetian underground quarries in Rheims, Laon and Soissons areas. *Engineering Geology*, 115, pp. 268-275.
- Devos A., Chalumeau L., Fronteau G., Sosson C., Turmel A., Lejeune O., 2011. La fantômisation des calcaires lutétiens du Bassin de Paris. Apport des carrières souterraines, *Karstologia*, 58 (1), pp. 15-28.
- Devos A., Chalumeau L., Bollot N., Sosson C., Barre E., Lejeune O., Gobancé G., 2012. Organisation spatiale de la fracturation de détente mécanique de versant en carrières souterraines. Applications aux plateaux des calcaires éocènes du bassin de Paris. *Physio-Geo*, 4, pp. 243-262.
- Devos A., Sosson C., Lejeune O., Chalumeau L., Chopin E., 2013. The role of geomorphological control of aquifer on exchanges between water table and river flow in limestone plateau from eastern Paris basin, In: Pfeil (Munich, A. (Ed.), *Actes des journées hydrologiques*, Comité hydrosystèmes, IUKB, Sion Suisse, pp. 313-322.
- Devos A., Bollot N., Chalumeau L., Fronteau G., Lejeune O., 2015. Impact of lateral variations of geologic facies on water resources in homogeneous basins. Example of tertiary plateaus in the Paris Basin. *Geodinamica Acta*, 27, 1, pp.15-24.
- Devos A., Tadorelli P., Dodici M., Chalumeau L., Buridant J., Bollot N., Combaud A., Desfossés Y., 2015. Rôle des conditions géographiques sur l'organisation spatiale des réseaux de défense de la Grande Guerre. Application à la Champagne (Région de Reims), *Physio-Géo, Géographie physique et environnement*, vol.9, pp. 157-174.

- Devos A., Laratte S., Taborelli P., Ortonovi S., Fronteau G., Rabasté Y., Duchêne B., 2021. Approche géotechnique du remplissage des « polémoformes » de la Grande Guerre. *Géomorphologie : relief, processus, environnement.*, 27, 4, pp. 279-292. DOI : 10.4000/geomorphologie.16212.
- Dewitte O., Chung C.-J., Cornet Y., Daoudi M., Demoulin A., 2010. Combining spatial data in landslide reactivation susceptibility mapping: A likelihood ratio-based approach in W Belgium. *Geomorphology*, 122, pp. 153-166.
- Dewolf Y., Pomerol C., 1997. Surfaces d'érosion polygéniques dans les formations cénozoïques du Bassin parisien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, pp. 473-782.
- Djindjian F., 2018. *La préhistoire de la France*. ed. Hermann, coll. Histoire et Archéologie, 470p.
- Dubar M., Roscian S., 2001. Scénario climatique holocène et développement de l'agropastoralisme. Néolithique en Provence et en Ligurie occidentale. *Bulletin de la Société préhistorique française*, tome 98, n°3, pp. 391-398, DOI : 10.3406/bspf.2001.12526.
- Dupin A., 2018. *Caractérisation du charbonnage moderne et contemporain bisontin (Franche-Comté, France) et de son impact sur les peuplements forestiers. Le cas de la forêt de Chailluz*. Thèse de doctorat : Archéologie. Besançon, Université de Bourgogne Franche-Comté, 1 vol, 259 p.
- Dupouey J.L., Bachacou J., Cossera R., Aberda S., Vallauri D., Chappart G., Corvisier de Villèle M.A., 2007. Vers la réalisation d'une carte géoréférencée des forêts anciennes de France, *Le monde des cartes*, n° 191, pp. 85-98.
- Duprat M., 1996. Le Paléogène champenois. Évolution paléogéographique et structurale. Relations avec les bassins tertiaires du nord-ouest européen. Institut Géologique Albert-de-Lapparent, 225p.
- Duprat M., 1997. Modèle tectono-sédimentaire des dépôts paléogènes dans le nord-est du bassin de Paris : conséquences sur la géométrie du toit de la craie. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5, pp. 269-287.

E

- Eitel, J.U.H., Magney, T.S., Vierling, L.A., Brown, T.T., Huggins, D.R., 2014. LiDAR-based biomass and crop nitrogen estimates for rapid, non-destructive assessment of wheat nitrogen status. *Field Crops Research*, 159, pp. 21–32. DOI : 10.1016/j.fcr.2014.01.008.
- Eliciel A., 1994. *Les carreaux vernissés du château de Vernay à Saint-Imoges (Marne) d'après les collections du Musée d'Épernay*. Mémoire de maîtrise, Université de Reims, vol.1, 115p.
- Ellenberger F., 1962. *Rapport géologique sur l'alimentation en eau potable de la Commune de Trépail (Marne)*, rapport interne, 17p.

F

- Fagnart J.P., Paris C., Coudret P., 2021. Hommes et climats au Paléolithique supérieur dans le bassin de la Somme (France), *L'anthropologie*, n°125, pp. 1-15.
- Fang Z., Wang Y., Peng L., Hong H., 2020. Integration of convolutional neural network and conventional machine learning classifiers for landslide susceptibility mapping. *Computers & Geosciences*, 139p., DOI : 10.1016/j.cageo.2020.104470.
- Feugueur L., 1963. *L'Yprésien du Bassin de Paris. Essai de monographie stratigraphique*. Thèse de doctorat. Paris : Ministère de l'industrie, 568p.
- Framery D., 1993. *Cartographie de géomorphologie dynamique entre Boursault et Mareuil-le-Port - Versant sud de la vallée de la Marne*. Mémoire de maîtrise. Reims : Université de Reims Champagne-Ardenne, 148p.
- François D., Gille E., Zurnstein J.F., 1993. Analyse statistique des séries chronologiques et applications aux données hydroclimatiques. in *L'eau, la terre et les hommes*. Presses Universitaires de Nancy, France, pp. 137-146.
- Fray J.-L., 2009 Des noms de la montagne au Moyen Âge, *Siècles*, vol. 30, pp. 15-29. DOI : 10.4000/siecles.227.

- Fressard M., 2013. *Les glissements de terrain du Pays-d'Auge continental (Normandie, France)*. Thèse de doctorat. Caen : Laboratoire LETG - Caen - Géophen UMR 6554 CNRS. Université de Caen Basse-Normandie, 331p.
- Fronteau G., Pascal A., Barbin V., 2002. Caractérisation de la Pierre de Courville (Lutétien, Marne, France). Relations entre diagenèse et propriétés pétrophysiques. *Géologie de la France*, 4, pp. 51-59.
- Fronteau G. et Lelarge N., 2014. Pierres et carrières des abords de la Meuse Ardennaise et Lorraine, variétés des matériaux et principaux gisements de pierres de taille. *Etudes et Documents Monuments et Sites 17*, pp. 17-31.
- Fruchart C., 2014. *Analyse spatiale et temporelle des paysages de la forêt de Chailluz (Besançon, Doubs) de l'Antiquité à nos jours*. Thèse de doctorat. Besançon : Laboratoire la MSHE - Université de Franche-Comté, 348p.

G

- Gaillard S., 1999. *Dynamique morphosédimentaire holocène et fonctionnement actuel d'un hydrosystème à faible énergie*. Thèse de doctorat. Paris : Université Paris IV, Septentrion, 237p.
- Gallois, 1908. *Régions naturelles et noms de pays : étude sur la région parisienne*, A. Colin, 356p.
- Gamez P., 1992. *Hydrologie et karstologie du bassin de Loison (Woëvre septentrionale lorraine)*, Thèse de doctorat, Université de Metz, 397p.
- Garcia D., 2020. L'archéologie préventive en France : du sauvetage du patrimoine ancien à l'émergence de pratiques scientifiques et au partage de la connaissance. *Histoire de la recherche contemporaine*, Tome IX - n°2, pp. 169-177. URL : <http://journals.openedition.org/hrc/5054>. DOI : 10.4000/hrc.5054.
- Gautier E., Dépret T., Costard F., Virmoux C., Fedorov A., Grancher D., Konstantinov P., Brunstein D., 2018. Going with the flow : Hydrologic response of middle Lena River (Siberia) to the climate variability and change, *Journal of Hydrology*, Vol. 557, pp. 475-488. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2017.12.034.
- Gély J.P, Hanot F., Robelin C, Vicelli J., Wins R., 2014. Coupe du Bassin parisien simplifiée - Coupe géologique du Bassin parisien et du Fossé rhénan. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Mémoire hors-série, n° 9, pp. 106-113.
- Georges-Leroy M., Laffite J.D., Meyer N., Heckenbenner D., 2007. L'occupation agricole ancienne dans les forêts lorraines. In La mémoire des forêts : actes du colloque « Forêt, archéologie et environnement », 14-16 décembre 2004. ONF-INRA-DRAC Lorraine, pp. 121- 131
- Georges-Leroy M., Bock J., Dambrine E., Dupouey J.L. 2009. Le massif forestier, objet pertinent pour la recherche archéologique. L'exemple du massif forestier de Haye (Meurthe-et-Moselle), *Revue Géographie de l'Est*, 49, pp. 2-3.
- Georges-Leroy M., Bock J., Dambrine E. Dupouey J.L., 2011. Apport du LiDAR à la connaissance de l'histoire de l'occupation du sol en forêt de Haye. *ArcheoSciences*, 35, pp. 117-129.
- Georges-Leroy M., Viller S., 2016. Les apports du LiDAR à l'archéologie préventive : l'exemple de la LGV Est Paris-Strasbourg en Lorraine. *Archéopages : Archéologie et Société*, Hors-série 4, pp. 82-91.
- Ghanem D., Doumit J., 2021. Karst libanais et géomatique, Application à la réserve naturelle de Arz Jaj (Byblos-Liban), *Karstologia*, 78, pp. 49-54.
- Gioia D., Di Leo P., Giano S.I., Schiattarella M., 2010. Chronological constraints on a Holocene landslide in a intermontane basin of the southern Apennines, Italy: Morphological evolution and palaeoclimate implications. *The Holocene*, 21, 2, pp. 263-273.
- Gomez Pardo J., 2022. *Histoire de France - De la Préhistoire à la fin du Moyen Âge*, Ellipses, 720p.
- Görüm T., 2019. Landslide recognition and mapping in a mixed forest environment from airborne LiDAR data, *Engineering Geology*, Vol. 258, 105155, 17p. DOI : 10.1016/j.enggeo.2019.105155
- Granai S., Limondin-Lozouet N., Chaussé C., 2011. Évolution paléoenvironnementale de la vallée de la Seine au tardiglaciaire et à l'Holocène, à Paris (France), d'après l'étude des malacofaunes, *Quaternaire*, vol 22/4, pp. 327-344.

- Grohmann C.H., 2004. Morphometric analysis in geographic information systems : applications of free software GRASS and R., *Computers & Geosciences*, 30, pp. 1055-1067.
- Guérémy P., Vejux V., 1987. Mouvements de terrain successifs : les glissements de terrain et les coulées du versant sud de la Montagne d'Avize. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°69-72, pp. 113-127.
- Guérémy P., Lhénaff R., Marre A., 1991. Mouvements de masse et évolution des formes de terrain dans le massif des Baronnies (Préalpes françaises du Sud). *Z. Geomorph N.F. Suppl.Bd*, 83, pp. 211-220.
- Guérémy P., Marre A., 1991. Les mouvements de terrain dans le vignoble champenois. *La Champagne viticole Hors série "Environnement et aménagement du vignoble"*, pp. 8-16.
- Guérémy P., 1993. Les mouvements de terrain sur le versant de rive droite de la vallée de la Marne entre Damery et Reuil. *Rapport destiné au CIVC*. 23p.
- Guérémy P., Marre A., 1996. Une nouvelle méthode de cartographie géomorphologique applicable aux aléas naturels. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°93-94, pp. 5-40.
- Guérin H., Laurain M., Laurentiaux D., 1970. Itinéraire géologique : faciès continentaux de la Montagne de Reims et de la région d'Epernay, *A.R.E.R.S.*, 8, 4, pp. 85-98.
- Guilcher A., Tricart J., 1954. La XXXVIe excursion géographique interuniversitaire Champagne et Lorraine (1er mai 1953). *Annales de Géographie*, 336, pp. 88-98.
- Guillerme A., 1990. *Les temps de l'eau – la cité, l'eau et les techniques*, Ed. Champ Vallon, Coll. Milieux, 263p.
- Guillerme A., 1999. Les moulins hydrauliques dans le bassin parisien, *Moulins de France* n°38-39, pp.4-6.
- Guisan A., W.S., 1999. GLM versus CCA Spatial Modeling of Plant Species Distribution. *Plant Ecology*, pp. 107-122.

H

- Hachette (1884) *Carte de l'arrondissement de Reims*, extraite de la carte de France au 1 : 100 000. Dressée par le service vicinal par ordre du ministre de l'intérieur Identifiant : ark:/12148/btv1b530226481
- Harmand D., Lejeune O., Jaillet S., Allouc J., Occhietti S., Brulhet J., Fauvel PJ., Hamelin B., Laurain M., Le Roux J., Marre A., Pons-Branchu E., Quinif Y., Devos A., 2004. Dynamique de l'érosion dans le Barrois et le Perthois : incision et karstification dans les bassins-versants de la Marne, de la Saulx et de l'Ornain, *Quaternaire*, 15, 4, pp. 305-318.
- Harmand D., Adamson K., Rixhon Jaillet S., Losson B., Devos A., Hez G., Calvet M. et Audra P., 2017 Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions. *Quaternary Science Reviews*, 166, pp. 38-56. DOI : 10.1016/j.quascirev.2017.02.016.
- Hatrival J.-N., 1977. Note explicative de la feuille d'Epernay au 1/50 000. *Carte géologique de France*, feuille n°157. BRGM.
- Hazell Z., Crosby V., Oakley M., Marshall P., 2017. Archaeological Investigation and Charcoal Analysis of Charcoal Burning Platforms, Barbon, Cumbria, UK, *Quaternary International*, 458: pp. 178-199.
- He H.S. et al., 2000. An aggregation index to quantify spatial patterns of landscapes, *Landscape Ecology*, 15, pp. 591-601.
- Henine H. 2010. *Couplage des processus hydrologiques reliant parcelles agricoles drainées, collecteurs enterrés et émissaire à surface libre : intégration à l'échelle du bassin versant. Sciences de l'environnement*. Thèse de doctorat : Hydrologie Science de l'Eau. Paris : Université Paris VI, 227p.
- Hesse R., 2010. LiDAR-derived Local Relief Models – a new tool for archaeological prospection, *Archaeological Prospection*, 17, pp. 67-72
- Hesse R., 2016. Visualisierung hochauflösender Digitaler Geländemodelle mit LiVT. In *Computeranwendungen und Quantitative Methoden in der Archäologie*. 4. *Workshop der AG CAA 2013*, edited by U. Lieberwirth and I. Herzog, Edition Topoi, pp. 109–128.

Hradecky J., Panek T., Klimova R., 2007. Landslide complex in the northern part of the Silesian Beskydy Mountains (Czech Republic). *Landslides*, 4, pp. 53-62.

Hubé D., 2016. Sur les traces d'un secret enfoui – enquête sur l'héritage toxique de la Grande Guerre, Édité, Michalon, 285p.

Hugonnier R., 1999. Montagne de Reims, Bilan Scientifique du SRA, DRAC, Champagne Ardenne, 3p.

Hupy J.P., Schaetzl R., 2006. Introduction "bomburbation", a singular type of soil disturbance and mixing, *Soil Science*, 171, 11, pp. 823–836.

I

IGN, 2023. BD TOPO® Version 3.3 descriptif de contenu, Institut national de l'information géographique et forestière, 387 p. URL : <https://geoservices.ign.fr/documentation/donnees/vecteur/bdtopo>

Inconnu., 1771. *Plan d'une partie de la Champagne et de la Montagne de Reims*. Identifiant BNF : [ark:/12148/btv1b8492575m](https://nbn-resolving.org/ark:/12148/btv1b8492575m).

J

Jacomy B., 1990. Une histoire des techniques, Ed. Du Seuil, *Inédit Sciences*, 366p.

Jaillet S., 2000. *Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois (Lorraine / Champagne, France) Structure – Fonctionnement – évolution*, Thèse de doctorat : Géographie. Bordeaux : Université Michel de Montaigne (Bordeaux 3), deux tomes, 710p. (tome 1 : texte et figures, 544p. / tome 2 : annexes, 166p).

Jaillet S., 2005. Le Barrois et son karst couvert. *Karstologia Mémoires*, 12, 353p.

Jeness J., 2004. Calculating landscape surface area from digital elevation models. *Wildlife Society Bulletin*, 32(3) : pp. 829–839.

Joanne A., 1880. Géographie du département de la Marne, monographie, 80p.

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailles J., Hilal M., Wavresky P., 2010. Les types de climats en France, une construction spatiale, *Cybergeo : European Journal of Geography*, Cartographie, Imagerie, SIG, document 501, 23p. DOI : [10.4000/cybergeo.23155](https://doi.org/10.4000/cybergeo.23155).

Journal des Marches et des Opérations, 11^e Batterie du 6^e Groupe d'Artillerie à Pied d'Afrique : Du 1^{er} Mars 1916 au 30 juin 1917. Mémoire des Hommes, Ministère des Armées. SHD GR 26N1242/023.

K

Kao C., 2008. Une hydrologie des versants à nappes superficielles drainées : approches multi-processus et multi-échelles. Hydrologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 169p.

Kobashi T., Severinghaus J.P., Brook E.J., Barnola J.M., Grachev A.M., 2007. Precise timing and characterization of abrupt climate change 8,200 years ago from air trapped in polar ice, *Quaternary Science Reviews*, vol. 26, 2007, pp. 1212–1222. DOI [10.1016/j.quascirev.2007.01.009](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.009)

Kokalj Ž., Hesse R., 2017. *Airborne laser scanning raster data visualization, a guide to good practice*, Založba ZRC Ljubljana, Research Center of the Slovenian Academy of Sciences and Arts, 88p.

Kokalj Ž., Somrak M., 2019. Why Not a Single Image? Combining Visualizations to Facilitate Fieldwork and On-Screen Mapping. *Remote Sensing*, 11(7): 747p.

L

Larue J.P., 2005. The status of ravine-like incisions in the dry valleys of the Pays of Thelle (Paris Basin, France). *Geomorphology*, vol. 68, n° 3-4, pp. 242-256.

Lambot B., 1996. Cartes pastorales aériennes de Champagne-Ardenne - 3000 ans d'histoire vus du ciel, *Mémoires de la Société archéologique champenoise*, SAC, 112p.

- Laurain M., Guérin H., Barta L., Magniant D., Gianordoli M., Parent R., Duhermael G., 1976. Note explicative de la feuille de Fismes au 1/50 000. *Carte géologique de France*, feuille n°131. BRGM.
- Laurain M., Meyer R., 1979. Paléolithisation et paléosol : l'encroûtement calcaire (calcrète) au sommet de la craie sous les sédiments éocènes de la Montagne de Reims, C.R.A.S., t.289, série D, pp. 1211-1214.
- Laurain M., Guérin H., Durand R., Chertier B., Louis P., Marfaux P., Neiss R., 1981. Note explicative de la feuille de Reims au 1/50 000. *Carte géologique de France*, feuille n°132. BRGM.
- Laurain M., Meyer R., 1986. Sables stampiens et paléosols ferrallitiques fossilisés sous les Faux de Verzy (Montagne de Reims), *Bull. Inf. des Géologues du Bassin de Paris*, 23-2, pp. 23-28.
- Laurain M., Meyer R., 1986. Stratigraphie et paléogéographie de la base du Paléocène champenois, *Géologie de la France*, n°1, BRGM, pp. 103-123.
- Laurain M., Allouc J., Le Roux J., Monciardini C., Louis P., Morfaux P., 1986. Note explicative de la feuille d'Avize au 1/50 000. *Carte géologique de France*, feuille n°158. BRGM.
- Laurain M., Guérin H., Marre A., Richard J., 1995. Processus génétiques à l'origine des formations de pentes à graviers de craie en Champagne. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, pp.103-108.
- Laurent J., 1899. La spéléologie en Montagne de Reims, *Bull. Soc. Et. Sci. Nat de Reims*, Reims, T. VIII, pp. 112-126.
- Laurent J., 1908. Le col de Pargny-Lès-Reims. Association Française pour l'Avancement des Sciences compte rendu de la 36ème session, Reims, 1907, pp. 322-325.
- Laville P., Rambaud D., avec la collaboration de, Hatrival J.-N., Morfaux P., Pinte J.C., 1993. Région du vignoble champenois, cartes des aléas de glissement de terrain. Rapport destiné au CIVC. BRGM/RR-36789 CHA 4S, 93p.
- Lefebvre D., 1974. Les cailloutis würmiens de fond de vallée, en Basse Seine, *bull. de l'AFEQ*, 40- 41, 3-4, pp. 251-252.
- Lefevre D., Heim J., Gilot E., Mouthon J., 1993. Evolution des environnements sédimentaires et biologiques à l'Holocène dans la plaine alluviale de la Meuse (Ardennes, France) : premiers résultats, *Quaternaire*, 4, (1), pp. 17-30.
- Lejeune O., 1999. *Les mouvements de terrain sur le flanc septentrional de la Montagne de Reims entre la commune de Verzenay et le lieu-dit le Mont Tournant*. Mémoire de maîtrise. Reims : Université de Reims, 140p.
- Lejeune O., 2000a. *Le karst et les mouvements de terrain sur le versant nord de la Montagne de Reims de Villers-Allerand au Mont Tournant*. Mémoire de DEA. Lille : Université de Lille 1, 129p.
- Lejeune O., 2000b. Relation entre karst et mouvements de terrain sur le flanc septentrional de la Montagne de Reims (Marne-France), *MOSELLA*, Tome XXV, n°1-2, pp. 115-129.
- Lejeune O., Marre A., Devos A., Laurain M., Brulhet J., Brocandel M., 2002. Les phases d'incision de la vallée de la Marne entre Joinville et Vitry-le-François, *Revue Géographique de l'Est*, tome XLII, n°4, pp. 163-170.
- Lejeune O., Devos A., 2001. Caractéristiques et spécificités du karst de la Montagne de Reims ; comparaison avec les autres karsts de contact lithostratigraphique de l'est du Bassin parisien. *Revue Géographique de l'Est*, 41, pp. 2-16.
- Lejeune O., Devos A., 2004. Apport des méthodes hydrologiques dans la compréhension des écoulements en Pays calcaires : exemple des bas plateaux jurassiques du haut bassin de la Marne (France). *Karstologia*, 44, pp. 15-24.
- Lejeune O., 2005. *Dynamiques d'érosion des bas plateaux de l'Est de la France : l'exemple du bassin-versant amont de la Marne*. Thèse de doctorat : Géographie. Laboratoire GEGENAA - EA 3795., Université de Reims - Champagne Ardenne, 590p.
- Lejeune O., Devos A., Fronteau G., Roche D., Lefevre A., Sosson C., 2007. Les *Microcodium* : un traceur naturel des écoulements karstiques dans la craie de Champagne (Marne-France), *Karstologia*, n°50, pp. 1-8. ISSN 0751-7688.

- Lejeune O., Devos A., Roche D., 2009. *Le réseau souterrain de Trépail : connaissance du réseau karstique et diagnostic sur le problème d'alimentation en eau du captage de la commune de Trépail par la rivière souterraine*, rapport de synthèse, GEOKARST-GEGENAA, 25p.
- Le Jeune Y., Leroyer C., Pastre J.F., 2012. L'évolution holocène de la basse vallée de la Marne (Bassin parisien, France) entre influences climatiques et anthropiques, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 18 - n° 4, pp. 459-476.
- Le Roux J., Allouc J., 1988. Structure de la Champagne crayeuse occidentale et de la Côte champenoise : mise en évidence et analyse de déformations anté et post-thanésiennes, *Géologie de la France*, n°4, pp. 33-40.
- Le Roux J., Harmand D., 1998. Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de capture de la Moselle, *Geodinamica acta*, vol.11, 4, pp. 149-162.
- Le Roux J., Harmand D., 2003. Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs. Hypothesis, structural, morphologic and hydrographic consequences, *Géologie de la France*, n°1, pp. 105-110.
- Leroyer C., 1997. *Homme, Climat, Végétation au Tardi-et-Postglaciaire dans le Bassin parisien : apports de l'étude palynologique des fonds de vallée*. Thèse de doctorat. Paris : Université de Paris I. 2 vol., 786p.
- Leroyer C, Pastre J.F., Fontugne M., Limondin-Lozouet N., 1997. Le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène dans le bassin aval de la Marne (Seine-et Marne – France) : chronostratigraphie et environnement des occupations humaines, *119ème congr. Nat. Soc. Hist. Scient.*, Amiens, Pré et Protohistoire, pp. 151-164.
- Leroyer C., Coubray S., Allenet G., Perrière J., Pernaud J.M., 2011. Vegetation dynamics, human impact and exploitation patterns in the Paris basin through the Holocene: palynology vs. anthracology, *Saguntun*, extra 11: pp. 81-82.
- Lespez L., Clet-Pellerin M., Limondin-Lozouet N., Pastre J.F., Fontugne M., 2005. Discontinuités longitudinales des dynamiques sédimentaires holocènes dans les petites vallées de l'Ouest du Bassin Parisien, l'exemple de la Mue, *Quaternaire*, vol. 16, no. 4, pp. 273-298, <hal-00292296>.
- Lettenmeyer, D.P., 1976. Detection of trends in water quality data from records with dependent observations. *Water Resources Research*, 12(5), pp. 1037-1046. DOI : 10.1029/WR012i005p01037.
- Lissak C., 2012. Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, Fonctionnement et gestion du risque. Reims. Laboratoire LETG - Caen - Géophen UMR 6554 CNRS. Caen : Université de Caen Basse-Normandie, 312p.
- Lissak C., Bartsch A., De Michele M., Gomez C., Maquaire O., Raucoules D., Roulland T., 2020. Remote Sensing of Assessing Landslides and Associated Hazards. *Surveys in Geophysics*, 41, pp. 1391-1435. DOI : 10.1007/s10712-020-09609-1.
- Ljungqvist F.C., 2010. A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical northern hemisphere during the last two millennia, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, n° 92, pp. 339–351. DOI : 10.1111/j.1468-0459.2010.00399.
- Loisios D., Nikolaos T. Nakos, 2007. *A methodology for creating analytical hill-shading by combining different lighting directions*, Conference Paper, 10p.
- Longnon A., 1908. *Pouillés de la province de Reims : première partie*, Publication de l'Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, 6-1, 467p.
- Losson B., 2003. *Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France) : vers une identification des interactions*. Thèse de doctorat, Metz : Université de Metz, 510p.
- Lubbock J., 1865. Prehistoric Times, Monographie.
- Ludemann T., 2010. Past fuel wood exploitation and natural forest vegetation in the Black Forest, the Vosges and neighbouring regions in western Central Europe, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291, pp. 154- 165.

Luterbacher J., Xoplaki E., Dietrich D., Jones, P.D., Davies T.D., Portis D., Gonzalez-Rouco J.F., Von Storch H., Gyalistras D., Casty C., Wanner H., 2002. Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500, *Atmospheric Science Letters*, 2, pp. 114-124.

M

- Magnussen S., Nord-Larsen T., Riis-Nielsen T., 2018. LiDAR supported estimators of wood volume and aboveground biomass from the Danish national forest inventory (2012–2016), *Remote Sensing of Environment*, Vol. 211, pp. 146-153.
- Magny M., Bégeot C., Guiot J., Peyron O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 1589-1596.
- Maillard R., Pannet P., Zornette N., 2005. PPR Côte d'Île-de-France. Secteur "vallée de la Marne". Caractérisation de l'aléa "mouvement de terrain". Zone Centre-Est (16 communes). *Rapport d'étape*. BRGM/RP-54064-FR. 23p.
- Mambret J., 1987. Le Chemin de fer de la banlieue de Reims au début du siècle, Épernay, *Imprimerie nouvelle*, pp. 180. (ISBN 978-2-907-24700-9, OCLC 461922058).
- Mangin A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques : Première partie : Généralités sur le karst et les lois d'écoulement utilisées (Ann. Spéléol., 1974, 29, 3, p.283-332) Deuxième partie : Concepts méthodologiques adoptés. Systèmes karstiques étudiés. (Ann. Spéléol., 1974, 29, 4, pp. 495-601) Troisième partie : Constitution et fonctionnement des aquifères karstiques. (Ann. Spéléol., 1975, 30, 1, p.21-124). Sciences de la Terre. Université de Dijon, 1975. Français. (NNT :).
- Maquaire O., 2000. Effects of Groundwaer on the Villerville-Cricqueboeuf Landslides, Sixteen Year Survey (Calvados, France), 8th International Sysmposium on Landslides, Thomas Telford ed, Cardiff, pp. 1005-1010.
- Marescot L., 2006. An introduction to electrical imaging. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, 90, pp. 23-40.
- Marre A., 1987. Le mouvement de terrain de Rilly-la-Montagne du 23 août 1986, naissance et évolution. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°69-72, pp. 95-111.
- Marre A., 1995. *Les mouvements de terrain sur les communes de Bouzy et d'Ambonnay*. Rapport d'activité, Université de Reims Champagne-Ardenne, GRECA Reims, pp. 18.
- Marre A., Laurain M., 1996. Recherches en vue de la cartographie de l'aléa dû à l'érosion hydrique à l'échelle du 1/25 000 : l'exemple du vignoble champenois. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°93-94, pp. 41-58.
- Marre A., Laurain M., Guérémy P., 1997. Relations spatiales et temporelles entre les formations superficielles et les mouvements de terrain sur la côte d'Ile-de-France (Champagne) : un moyen de préparer les cartes des aléas. *Géologie de la France*, 2, pp. 39-49.
- Marre A., 2004. Existe-t-il des terroirs viticoles en Champagne ? *Revue Géographique de l'Est*, 44, pp. 1-21.
- Martel EA., 1902. La caverne de Trépail (Marne) et les rivières souterraines de la craie, *Bulletin du Service de la Carte géographique de France*, T. XIII, pp. 411-431.
- Martin J.P., 2004. La Marne : Les peuples à l'époque romaine, Carte archéologique de la Gaule - 51/1. Marne, *Éditions de la Maison des sciences de l'homme*, Paris, pp. 94-95. ISBN : 10 2-87754-090-1.
- Martineau R., 2015. *Les occupations néolithiques dans les marais de Saint-Gond. Minière de silex et nécropole d'hypogées de « La Crayère » à Vert-la-Gravelle (Vert-Toulon, Marne)*, 89p.
- Martineau R., 2022. Le Néolithique de la région des marais de Saint-Gond, Les Marais de Saint-Gond - Une longue histoire, OSGAP Saint-Gond *Archéologie Patrimoine*, pp. 53-63. ISBN : 979-10-415-0611-8.
- Masoud A., Koike K., 2010. Auto-detection and integration of tectonically significant lineament from SRTM DEM and remotely-sensed geophysical data, *The ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 66, pp. 818-832.

- Mathieu C., Pomerol C., 1976. Caractères, origine, mise en place et rôle morphologique des grès crayeuses de Champagne sèche au Nord de Reims. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 13, n°1, pp. 45-51.
- Mathis D., 2016, Les hydrosystèmes militaires défensifs de Basse-Alsace (XVIIe-XVIIIe siècles), *Revue de Géographie Historique*, n°8, *Géographie historique et questions militaires* (1), pp.1-15. <http://rgh.univ-lorraine.fr>.
- Matteoni O., 2017. 29 mai 1346. L'ordonnance de Brunoy sur les forêts du domaine royal. Vers la protection et l'aménagement de l'espace. Les grandes dates de l'histoire économique et financière de la France, *Comité pour l'histoire économique et financière de la France*, pp.42-45
- 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(2). DOI : 10.3390/rs9020120.
- Mazaeva O., Babicheva V., Kozyreva E., 2018. Geomorphological process development under the impact of man-made reservoir operation, a case study: Bratsk reservoir, Baikal-Angara hydroengineering system, Russia. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78, pp. 4659-4672. DOI : 10.1007/s10064-018-1428-x.
- Méchin C., 2018. La Montagne de Reims, levé LiDAR, *rapport technique*. Sintégra, 19p.
- Meirman S., Bobak K., Hassan A.K. 2020. Persistent homology on LiDAR data to detect landslides. *Remote Sensing of Environment*, 246, pp. 1-27. DOI: 10.1016/j.rse.2020.111816.
- Mirot L. 1947. *Manuel de géographie historique de la France*. II, Les divisions religieuses et administratives, Paris 622p.
- Moberg A., Sonechkin D., Holmgren K., Datsenko N-M., Karlen W., 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 433, pp. 613–617. DOI : 10.1038/nature03265.
- Montané A., 2014. *L'approche hydrogéomorphologique : pratiques, valorisations et développement d'une méthode de cartographie des zones inondables*. Thèse de doctorat : Géographie, Montpellier, Université Paul Valéry - Montpellier III, GREDE, 284 p. (tel-01077926)
- Montoya C., Averbough A., Bignon-Lau O., Dumarcay G., Nejma Goutas, 2020. Le “ Colombier ” à Chézy-sur-Marne (Aisne, France) : analyses préliminaires d'un site inédit du Dernier Maximum Glaciaire. *Mémoires de la Société préhistorique française, Préhistoire de l'Europe du nord-ouest : mobilités, climats et entités culturelles, Supplément du Bulletin de la Société Préhistorique Française*, pp.141-163.
- Moreau J., 1913. *La Montagne de Reims, description physique et hydrologique*, extrait du Tome 123 des travaux de l'Académie de Reims, 50p.
- Morera R., 2012. Opérations de drainage, pouvoir central et pouvoir local dans la France du premier XVII^e siècle, in *Eaux et conflits Dans l'Europe médiévale et moderne*, Fournier, P. et Lavaud, S. (dir.), pp. 173-188.
- Mortier A. 2013. *Tendances et variabilités de l'aérosol atmosphérique à l'aide du couplage LiDAR/Photomètre sur les sites de Lille et Dakar*, Thèse de doctorat : Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement, Université Lille 1, 1 vol., 276p.
- Mouret E-S, 2021. Des routes pour contrôler ? Aménagement des territoires de montagne et reconfiguration des mobilités au XIX^e siècle, *Amnis*, 20.

N

- Nallier R., 2004. L'âge du Bronze dans la Marne, in *Carte archéologique de la Gaule - 51/1*. Marne, Éditions de la Maison des sciences de l'homme, Paris, pp. 81-84.
- Németh Z., Benedek C., 2020. Automatic tumuli detection in LiDAR based digital elevation model, *The International Archives of the Photogrammetry Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Volume XLIII-B2, pp. 879-884. DOI : 10.5194/isprs-archives-XLIII-B2-2020-879-2020.

Nicod J., 1995. Carte géomorphologique des karsts de France. Notice d'une maquette au 1/3 000 000, *Karstologia*, 25, pp. 21-34.

Nuniger L., Frucharr C., Opitz R., 2010. LiDAR : quel apport pour l'analyse des paysages ? *Bulletin AGER*, n°20, pp. 34-43. URL : halshs.archives-ouvertes.fr/halshs00617050.

O

Ollive V., Ernst T., Franck J., Meyer N., Thomashausen L., Viller S., 2016. L'Érosion agricole d'un petit bassin versant lorrain depuis 2000 ans : Géoarchéologie de la LGV-Est européenne, *Quaternaire*, vol. 27/1. DOI : 10.4000/quaternaire.7518.

ONF, 2019. Forêt de Fresnicourt-le-Dolmen, Pas-de-Calais

Ortholan H., 2020. L'artillerie de la Grande Guerre 1914-1918, Ed. SOTECA, 351p.

Ortonovi S., Bollot N., Pauthier B., 2019. Modélisation des glissements de terrain du vignoble champenois, *Le vigneron champenois*, 9, pp. 37-43.

Ortonovi S., Bollot N., Pierre G., Devos A., Perarnau R., 2020. Dynamique et modelé des versants cambrés de la vallée de l'Ardre (plateau éocène du Soissonnais, bassin de Paris, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 26, 2, pp. 117-126.

Ortonovi S., 2021. *Instabilité des versants du vignoble champenois : analyse des forçages et modélisation de l'aléa*, Thèse de doctorat., Université de Reims Champagne-Ardenne, 243p.

Ortonovi S., Bollot N., Pierre G., Deroin J.-P., 2021 Apport de la télédétection à l'analyse des glissements de terrain du vignoble champenois entre Epernay et Dormans (Marne, France). *Géomorphol. Relief Process. Environ.*, 2, pp. 147-158.

P

Panagos P., 2006. The European soil database, *GE: connexion*, 5 (7), pp. 32-33.

Panek T., Smolkova V., Hradecky J., Baron I., Silhan K., 2013. Holocene reactivations of catastrophic complex flow-like landslides in the Flysch Carpathians (Czech Republic/Slovakia). *Quaternary Research*, 80, pp. 33-46.

Pannet P., Marre A., avec la collaboration de, Achard J., Bollot N., Callot B., 2008. *Plan de Prévention des Risques Naturels "glissements de terrain". Côte d'Île-de-France - Secteur vallée de la Marne portant sur 36 communes*. Commande n°3. Phase 1 - Connaissance des phénomènes historiques. *Rapport d'étape*. BRGM/RP-56736-FR, pp. 40.

Pastre J.F., Fontugue M., Kuzucuoglu C., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Talon M., Tisnerat N., 1997a. L'évolution tardi et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants., *Géomorphologie*, 4, pp. 291-312.

Pastre J.F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Chaussé C., Fontugue M., Gebhardt A., Hatté C., Krier, V., 2000. Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien (France), *Quaternaire*, vol 11, n°2, pp. 107-122.

Pastre J.F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Orth P., Chaussé C., Fontugue 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*, sld. Bravard, J.P., et Magny, M., ed Errance, pp. 29-44.

Pastre J.F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Antoine P., Gauthier A., Le Jeune Y., Orth P., 2003. Quinze mille ans d'environnement dans le Bassin pansien (France) mémoires sédimentaires des fonds de vallée. In T Muxart, F -D Vivien, B Villalba, J Burnouf (Ed), *Des milieux et des Hommes fragments d'histoires croisées Elsevier*, Londres, pp. 43-55.

Pastre J.F., Leroyer C., Limondin-Lozouët N., Antoine P., Chaussé C., Gauthier A., Granai S., Le Jeune Y., Wuscher P., 2015. L'Holocène du bassin de Paris : Apports de l'étude géoécologique et géoarchéologique des fonds de vallée, pp. 89-106 in *La géoarchéologie française au XXI^{ème} siècle* par Carcaud N. et Arnaud-Fassetta G.

Pauporte H., 1990. *Dynamique et géomorphologie du versant nord de la vallée de la Marne entre Damery et Binson et Orquigny : essai de cartographie géomorphologique*. Mémoire de Maîtrise. Reims : Université de Reims Champagne-Ardenne, 2 tomes, 109p.

Pédelaborde P., 1960., Le climat du Bassin parisien, *Norois*, 26, pp. 203-206.

Perarnau R., Devos A., Quiquerez A., Brénot J., Taborelli P., Ortonovi S., Furlani B., 2022. Assessing the role of slope, lithology and land use in the formation and conservation of war-related geomorphic features (Case study of WW1 railway artillery in Montagne de Reims, Marne, France). *Applied Geography*, 142, 102691. Réf. HAL : {hal-03625802}

Pettelat S., 2021. *Topographie et modélisation 3D de la Grande Fontaine de Verzy (51)*. Mémoire de master 1 : Reims, Université de Reims Champagne-Ardenne, 57p.

Pierre G., Devos A., Bollot N., 2017. Origin and influence of the superficial structure on the morphogenesis (Eocene plateaux of the eastern Paris Basin). *GeoResJ*, 13, pp. 103-113. DOI : 10.1016/j.grj.2017.04.002.

PNR Montagne de Reims, 2009. *Charte du parc, Objectif 2020*, PNR Montagne de Reims, Pourcy, 188p.

Poinsot H., 1946. L'évolution du relief de la Montagne de Reims. *Bulletin de la Société d'Etude des Sciences Naturelles de Reims*, n°1, pp. 37-40.

Primot C., 2023. *Les glacis des versants de la dépression orthoclinale de la Vesle entre la Montagne de Reims et du Mont de Berru*. Mémoire master 1 : Géographie, Reims, Université de Reims Champagne Ardenne, GEGENAA, 27p.

Q

Querrien A., 2003. Pêche et consommation du poisson en Berry au Moyen Âge. *Bibliothèque de l'école des chartes*. 2003, T. 161, L. 2. pp. 409-435. DOI : 10.3406/bec.2003.463623.

Quinif Y., 1983. Éléments d'une approche énergétique du karst : application à quelques exemples réels de karsts, *Karstologia*, 1, pp. 47-54.

Quinif Y., Bruxelles L., 2011. L'altération de type « fanôme de roche » : processus, évolution et implication pour la karstification, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol.17, 4, pp. 349-358.

R

Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M.-L., Johnsen S.J., Larsen L.B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Röthlisberger R., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E., Ruth U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 111, D06102. DOI : 10.1029/2005JD006079

Rasmussen S.O., Seierstad I.K., Andersen K.K., Bigler M., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., 2008. Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimatic implications, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27, Issues 1–2, pp. 18-28. DOI : 10.1016/j.quascirev.2007.01.016.

Rassat G., Toumazet J.P., Cerbelaud F., Crouzevialle R., Allée Ph., 2015. *Le LiDAR : pour une histoire renouvelée des forêts charbonnées de plaine charentaises. Approche classique et détection semi-automatisée des plateformes de charbonnage*. XXe colloque d'archéométrie du GMPCA, Apr 2015, Besançon, France. (hal-01147739)

Raulin, 1843. Carte géognostique du plateau tertiaire parisien, 1 : 300 000, Identifiant BNF : ark:/12148/btv1b53085075j

Radet P., 1962. *Rapport sur une expérience de coloration à la fluorescéine de la rivière souterraine de Trépail*, le 7 mai 1962.

Renaux P., Dumont R., 1970. Dix années de spéléologie de la société dans la région, *Société d'Etudes des Sciences, des Arts et d'Histoire d'Épernay et de la région*, bulletin n°9, 3p.

Renaux P., 1973. Exploration de la caverne de Trépail, *Société d'études des Sciences Des arts et d'histoire d'Épernay et de la région*, bulletin n°12, 2p.

- Renaux P., 1974. La rivière de Trépail, *Société d'Etudes des Sciences, des Arts et d'Histoire d'Épernay et de la région*, bulletin n°13.
- Richard H., 1988. Palynologie et climat, *Histoire et mesures*, III-3, pp. 359-384.
- Riley S, Degloria S, Elliot S.D., 1999. A Terrain Ruggedness Index that Quantifies Topographic Heterogeneity. *International Journal of Science* 5, pp. 23–27.
- Rivière N., Dupouy P.É., 2022. Perception lidar 3D pour l'aide à la conduite autonome. *Photoniques*, 2022, 115, pp. 28-33. DOI : ff10.1051/phonon/202211528ff. hal-03747879f
- Roche D., 2007. *Le réseau karstique de la rivière de Trépail : Etude des écoulements passés, présents et futurs sur le versant Sud de la Montagne de Reims*. Mémoire de master 2. Reims : Université de Reims Champagne-Ardenne, 147p.
- Rochel X., 2017. Une biogéographie historique - Forêts et industries dans le comté de Bitche au XVIII^{ème} siècle, pp. 9-38.
- Rodet J., 1992a. Le karst dans l'évolution quaternaire de la basse Seine, pp. 363-382, in Salomon J-N et Maire R., *Karst et évolutions climatiques* : hommage à J. Nicot, PUB, 520p.
- Rodet J., 1992b. *La craie et ses karsts*. Thèse de doctorat. Université d'Aix-Marseille II, 560p.
- Roering J., Mackey B., McKean J., Stallman J. et Real de Asua R., 2006. Deep-seated landslide and earthflow detection (DSLED) : A suite of automated algorithms for mapping landslide-prone terrain with digital topographic data, poster, *American Geophysical Union* du 11 au 15 décembre 2006.
- Rousseau P., 1990. L'Évolution des forêts françaises métropolitaines d'après les statistiques forestières. — *Revue forestière française*, vol. XLII, n° 1, pp. 56-65.
- Rousseau S., 1991. *Essai de recensement et mise en relation avec les conditions climatiques des mouvements de terrain et des phénomènes d'érosion hydrique dans le département de la Marne et les régions limitrophes pendant la période 1946-1989*. Mémoire de maîtrise : Géographie, Reims, Université de Reims Champagne-Ardenne, 99p.
- Rousseau S., 1993. *Dynamique des versants et aménagement du vignoble champenois*. Mémoire de DESS : Géographie, Reims, Université de Reims Champagne-Ardenne, 201p.
- Rouxel-David E., 2002. Commune de Belval-sous-Châtillon (Marne) - Examen des désordres occasionnés par un mouvement de terrain. *Rapport BRGM/RP-51787-FR*. 14p.
- Rozoy J.G., 1994. Les sites éponymes du Mésolithique. *Bulletin de la Société préhistorique française*, tome 91, n°1, pp. 61-63
- Ruffaldi P., 2011, Analyse pollinique d'une mare intra-forestière en forêt domaniale de Verzy (Marne, France), *rapport d'étude*, Laboratoire Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS/UFC, 15 p.

S

- Sarmir I., Lecompt M., 2000. Influence du vent sur la distribution des gelées de printemps dans le vignoble champenois en 1989 et 1990. *Le Vigneron Champenois*, 5, pp. 38- 51.
- Sary M., 1984. Solifluxion naturelle et anthropique assisté par le karst (Bassin de la Damusse-Woëvre septentrionale – Meuse), Mouvement de terrain. Colloque de Caen, *document du BRGM*, 83, 287-294.
- Satabin D., 1990. *Le versant sud de la Montagne de Reims entre Damery et Hautvillers : mouvement de terrain et érosion hydrique*. Mémoire de maîtrise : Géographie. Reims : Université de Reims, 100p.
- Richard S., 1980. Les étangs de la Dombes, fondements socio-économiques d'un système hydraulique. *Revue de géographie de Lyon*, vol. 55, n°2, pp. 129-159. DOI : 10.3406/geoca.1980.1271.
- Schmutz M., Guérin R., Maquaire O., Descloîtres M., Schott J.-J., Albouy Y., 1999. Apport de l'association des méthodes TDEM (Time-Domain Electromagnetism) et électrique pour la connaissance de la structure du glissement-coulée de Super-Sauze (bassin de Barcelonnette, Alpes-de-Hautes-Provence, France). *C. R. de l'Académie des Sciences de Paris*, 328, pp. 797-800.

- Sedrette S., 2017. *Extraction semi-automatique des linéaments et des indicateurs morphométriques dans un environnement SIG pour la caractérisation morphostructurale et néotectonique de la région de Nefza dans le Nord-Ouest de la Tunisie*, Thèse de doctorat, Université de Tunis El Manar, 223p. DOI : 10.13140/RG.2.2.28695.93608
- Şener A., Pekşen E., Yolcubal I., 2021. Application of square array configuration and electrical resistivity tomography for characterization of the recharge area of a karst aquifer: A case study from Menekşe karst plateau (Kocaeli, Turkey), *Journal of Applied Geophysics*, Volume 195, 15p. DOI : 10.1016/j.jappgeo.2021.104474.
- Shamsi M.F., 1968. *Les climats de la France de l'Est*. Thèse de doctorat. Strasbourg : Université de Strasbourg, 258p.
- Simon F., 1999. *La vallée du Ru du Brunet (Marne) : la disproportion entre la taille de la vallée et celle du Ruisseau (étude de la morphogénèse)*. Mémoire de maîtrise : Géographie., Université de Reims, 157p.
- Simon F., 2000. *Les glissements de terrain affectant le versant Nord de la vallée de la Marne entre Ambonnay et Barzy-sur-Marne (Champagne, France) : Synthèse*. Mémoire de DEA. Université des Sciences et Technologies de Lille, 262p.
- Sittler B., Hauger K., 2007. Les apports du laser aéroporté à la documentation de parcellaires anciens fossilisés par la forêt : l'exemple des champs bombés de Rastatt en Pays de Bade, dans Dupouey J.-L., Dambrine E., Dardignac C., Georges-Leroy M. (Eds): *La mémoire des forêts*, pp. 155-161.
- Sosson C., Devos A., Lejeune O., Marre A., 2011. Apport des observations en carrière souterraine dans la compréhension des dynamiques géomorphologiques des plateaux tertiaires du Bassin de Paris. Exemple du Tardenois, du Soissonnais et du Valois (Aisne, France), *In*: Penven, M.-J., Régnault, H., Mercier, D. (Eds.), *Mobilité des formes et surfaces terrestres*. Presse Universitaire de Rennes, pp. 145-164.
- Stichelbaut B., 2011. The first thirty kilometers of the western front 1914-1918 : an aerial archeological approach with historical remote sensing data, *Archeological Prospection*, 18, 1, pp. 57-66.
- Strahler A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 38, n° 6, pp. 913-920.
- Strahler A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, *Handbook of Applied Hydrology*, New York : McGraw-Hill, V. T. Chow, p. 4-39, pp. 4-76.
- Štular B., Kokalj Ž., Ostir K., Nuninger L., 2012. Visualization of lidar-derived models for detection of archaeological features. *Journal of archaeological science*, Vol. 39, n°11, pp. 3354-3360. DOI : 10.1016/j.jas.2012.05.029.

T

- Taborelli P., Devos A., Dodici M., Desfosses Y., Bollot N., Brénot J. 2016. Apport des plans directeurs sur la compréhension de l'organisation spatiale du front durant la Grande Guerre. Application à l'Argonne, *Revue de Géographie Historique*, 8, pp. 1-15.
- Taborelli P., Devos A., Laratte S., Desfosses Y., Brénot J. 2017. Typologie et organisation spatiale des « polémoformes » de la Grande Guerre révélées par l'outil Lidar et les plans directeurs. Application à la Champagne et à l'Argonne, *Revue de Géographie Historique*, 25, pp. 10-11,
- Taborelli P., 2018. *Les conditions géographiques et l'organisation spatiale du front de la Grande Guerre - Application à l'évaluation environnementale post-conflit en Champagne-Ardenne (France)*, Thèse de doctorat : Géographie, Reims, Université de Reims Champagne-Ardenne, 427p.
- Thiry M. 1999. Diversity of continental silicification features: Examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. *In* : Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits, *Spec. Publ. Intern. Ass. Sediment.*, 27, pp. 87-128.
- Thorne C.R., 1990. Effects of vegetation on riverbank erosion and stability, *in* : J.B. Thornes (Ed.), *Vegetation and Erosion : Processes and Environments*, Wiley, Chichester, pp. 125-143.

Toffolini P., Rat M., 1990. Mesures et interprétation des pressions interstitielles dans un contexte géologique complexe (Château-sous-Clevant/Meurthe et Moselle, France). *Bulletin de la Société internationale de géologie de l'ingénieur*, 42, pp. 107-116.

Touchart L., 2007. L'étang et la température de l'eau : un ensemble d'impacts géographiques. In : *Géographie de l'étang : des théories globales aux pratiques locales*, Touchart, L., édité., Édité. L'Harmattan, Paris, p. 119-156.

Tricart J., 1952. La partie orientale du bassin de Paris. Tome 2 : L'évolution morphologique au Quaternaire. SEDES, 474p.

V

Valette J.J., 20041. Les voies de communication antiques dans la Marne, In Chossenot Raphaëlle (éd.), La Marne 51/1, Carte archéologique de la Gaule. *Académie des Inscriptions et Belles-Lettres*, pp. 114-143.

Van Den Eckhaut M., Poesen J., Verstaeten G., Vanacker V., Moeyersons J., Nyssen J., van Beek L.P.H., 2005. The effectiveness of hillshade maps and expert knowledge in mapping old deep-seated landslides. *Geomorphology*, 67, pp. 351-363.

Van Den Eckhaut M., Marre A., Poesen J., 2010. Comparison of two landslide susceptibility assessments in the Champagne-Ardenne region (France). *Geomorphology*, 115, pp. 141-155.

Van Den Eckhaut M., Verstaeten G., Poesen J., 2007a. Morphology and internal structure of a dormant landslide in a hilly area : The Collinabos landslide (Belgium). *Geomorphology*, 89, pp. 258-273.

Van der Meulen B., Cohen K.M., Pierik H.J., Zinsmeister J.J., Middelkoop H., 2020. LiDAR-derived high-resolution palaeo-DEM construction workflow and application to the early medieval Lower Rhine valley and upper delta, *Geomorphology*, Vol. 370, 107370, 18p. DOI : 10.1016/j.geomorph.2020.107370

Vignon E., 1862. Études sur l'administration des voies publiques en France aux XVIIe et XVIIIe siècles, Paris.

Vinther B.M., Clausen H.B., Johnsen S.J., Rasmussen S.O., Andersen K.K., Buchardt S.L., Dahl-Jensen D., Seierstad I.K., Siggaard-Andersen M.L., Steffensen J.P., Svensson A.M., Olsen J., Heinemeier J., 2006. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 111. DOI :10.1029/2005JD006921.

Vinther B.M., Buchardt S.L., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fisher D.A., Koerner R.M., Raynaud D., Lipenkov V., Andersen K.K., Blunier T., Rasmussen S.O., Steffensen J.P., Svensson A.M., 2009. Holocene thinning of the Greenland ice sheet, *Nature*, 461, pp. 385-388. DOI :10.1038/nature08355.

W

Wagner C., 2006. Le chemin de fer de la banlieue de Reims, Paris, La Vie du rail, Tome 1, Le CBR de 1882 à 1914 ; Tome 2, Le CBR de 1914 aux années 2000 (ISBN 978-2-915-03457-8 et 978-2-915-03458-5, OCLC 470656698).

Whelan A-W., Cannon J-B., Bigelow S-W., Rutledge B-T., Sánchez Meador A.J., 2023. Improving generalized models of forest structure in complex forest types using area- and voxel-based approaches from LiDAR, *Remote Sensing of Environment*, Vol. 284, 113362. DOI : 10.1016/j.rse.2022.113362.

Wiedemann J.-F., 1976. L'escarpement septentrional de la Montagne de Reims. *Travaux de l'Institut Géographique de Reims*, 27-28, pp. 3-14.

X

Xu S., 2016. *Caractérisation de l'environnement karstique de la grotte de Lascaux par couplage de méthodes géophysique, statistique et géostatistique*. Thèse de doctorat : Mécanique, Bordeaux, Université de Bordeaux, 302p.

Y

Yoëli P., 1965. Analytical hill shading. *Surveying and Mapping*, Vol. 25, n°4, pp. 573-579.

Z

- Zakšek K., Oštir K., Kokalj Ž. 2011. Sky-View Factor as a Relief Visualization Technique. *Remote Sensing*, 3(2), pp. 398-415.
- Zhu J., Pierskalla W.P., 2016. Applying a weighted random forests method to extract karst sinkholes from LiDAR data. *Journal of Hydrology*, 533, pp. 343-352. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2015.12.012.
- Zornette N., Marre A., avec la collaboration de, Anquetin, E., Maillard, R., Pannet, P., 2006a. Plan de prévention des risques naturels "mouvements de terrain". Côte d'Île-de-France - Secteur Vallée de la Marne portant sur 19 communes. Commande n°2, année 2006-2007. Phase 1 - Connaissance des phénomènes historiques. *Rapport d'étape*. BRGM/RP-54750-FR, 35p.
- Zornette N., Marre A., avec la collaboration de Anquetin E., Maillard, R., Pannet, P., 2006b. Plan de Prévention des Risques Naturels "mouvements de terrain". Côte d'Île-de-France - Secteur vallée de la Marne portant sur 19 communes. Commande n°2 - année 2006-2007. Phase 2 - Caractérisation de l'aléa. *Rapport d'étape*. BRGM/RP-55189-FR, 23p.
- Zornette N., Marre A., Avec la collaboration de, Pannet P., Achard J., Bollot N., Callot B., 2009. Plan de Prévention des Risques Naturels "glissements de terrain". Côte d'Île-de-France - Secteur vallée de la Marne portant sur 36 communes. Commande n°3. Phase 2 - Caractérisation de l'aléa. *Rapport d'étape*. BRGM/RP-57666-FR. 28p.
- Cartes :
- Boisseau J., 1644. Carte du diocèse de Reims, Duché et Pairie, avec le Duché de Rethelois [document cartographique]. 1 : 350 000, Jean Boisseau, Paris. 1 carte. URL : <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/btv1b8441699p>
- Cassini de Thury C-F., 1756-1815 Carte générale de la France [document cartographique]. 1 : 86 000, Observatoire puis Dépôt de la Guerre, Paris. 181 cartes. URL : <https://gallica.bnf.fr/html/und/cartes/france-en-cartes/la-carte-de-cassini>
- Dépôt de la Guerre, 1820-1866. Carte d'état-major [document cartographique]. 1 : 80 000, Dépôt de la Guerre, Paris, 273 cartes. URL : <https://www.geoportail.gouv.fr/donnees/carte-de-letat-major-1820-1866>
- Inconnu, 1771. Plan d'une partie de la Champagne et de la Montagne de Reims [document cartographique]. 1 : 88 630, Inconnu, Inconnu. 1 carte. URL : <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/btv1b8492575m>
- Jubrien J., 1623. Carte du pays et diocèse de Reims [document cartographique]. 1 : 218 000, Anthoine de Fer, Paris. 1 carte. URL : <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/btv1b53098511h>
- Raulin V., 1843. Carte géognostique du plateau tertiaire parisien 1 : 300 000, Inconnu, Paris, 1 carte. URL : <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/btv1b53085075j>
- Robert de Vaugondy G., 1752. Partie septentrionale du gouvernement général de Champagne [document cartographique], 1 : 354 520, Inconnu, Paris, 1 carte. URL : <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/btv1b8592501j>
- Service vicinal. 1884. Carte de l'arrondissement de Reims [document cartographique]. 1 : 100 000, Hachette, Paris, 1 carte. URL : <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/btv1b530226481>
- Sites internet :
- Jenness J., 2006. Topographic Position Index (tpi_jen.avx) extension for ArcView 3.x, v. 1.2. Jenness Enterprises, consulté le 30/08/2023. URL : <http://www.jennessent.com/arcview/tpi.htm>
- Motte C., Vouloir M.-C., 2007, Des villages de Cassini aux communes d'aujourd'hui [site internet], EHESS, Paris, consulté 30/08/2023, URL : <http://cassini.ehess.fr/fr/html/index.htm>
- ONF, 2018. *Réserve biologique des Faux de Verzy : agrandissement et nouveau plan de gestion*, site internet de l'ONF, consulté le 30/08/2023. URL : <https://www.onf.fr/onf/+/25f::reserve-biologique-des-faux-de-verzy-agrandissement-et-nouveau-plan-de-gestion.html>

Table des figures

Fig. 0.1 : Labellisations de la Montagne de Reims.	15
Fig. 0.2 : Emprise spatiale de la plupart des dispositifs réglementaires mis en place pour la gestion du territoire de la Montagne de Reims (données : BD TOPO® et BD ALTI® 75 m de l'IGN, dispositifs réglementaires de l'INPN).	17
Fig. 0.3 : Emprise spatiale des dispositifs de protection de l'environnement et du patrimoine de la zone d'étude (la valeur 1 correspond aux zones où le seul dispositif de protection est le PNR ; données : dispositifs réglementaires de l'INPN).	18
Fig. 1.1 : Carte géologique de la France au 1/1 000 000 (Données : BD Million-Géol du BRGM, BD ALTI® 25 m de l'IGN et Cuesta d'après Battiau-Queney, 1993) et sa coupe (d'après Gély, 2014).	25
Fig. 1.2 : Emprise de la Doyenné de la Montagne de Reims avant l'an 1312, du Bois de la Montagne de Reims en 1750 et du PNR Montagne de Reims en octobre 2020 (données : SCAN REGIONAL®, BD TOPO® et d'après Longnon, 1908 ; Cassini de Thuty, 1757).	27
Fig. 1.3 : Les régions naturelles de la Montagne de Reims (données : image Sentinel-2, BD TOPO® et d'après Gallois, 1908).	31
Fig. 1.4 : Dispositif de cuestas de la Montagne de Reims (données : BD TOPO® et BD ALTI® 25 m).	37
Fig. 1.5 : Log lithostratigraphique de la Montagne de Reims d'est en ouest (les forages sont localisés en Fig. 1.9).	38
Fig. 1.6 : Contexte paléogéographique de la région de Reims au Thanétien (d'après Laurain et Meyer, 1986).	41
Fig. 1.7 : Cartons paléogéographiques du Lutétien dans la région de Reims (d'après Bollot, 2014, données : BD TOPO®).	43
Fig. 1.8 : Coupe géologique simplifiée longitudinale et latitudinale de la Montagne de Reims.	45
Fig. 1.9 : Carte géologique simplifiée de la Montagne de Reims (données : BD TOPO® et Bd Charm-50).	46
Fig. 1.10 : Carte de la pierrosité des sols du Parc Naturel de la Montagne de Reims (données : Panagos, 2006, ESDB v2.0, 2004, BD TOPO® et BD ALTI® 75 m de l'IGN, contours des départements d'OSM).	47
Fig. 1.11 : Log lithostratigraphique présentant les modalités de circulation de l'eau (d'après Laurain, 1981, Lejeune, 2000 et Pettelat, 2021).	49
Fig. 1.12 : Réseaux de stations hydrométriques dans les environs du PNR Montagne de Reims (Données : Fond OSM et BD TOPO®).	51
Fig. 1.13 : Statistique générale issue de la classification des talwegs par la méthode de Strahler dans l'emprise du PNR de la Montagne de Reims.	52
Fig. 1.14 : Cartographie des vallons détectés à partir du RGE ALTI® 1 m de l'IGN classifié selon la méthode de Stralher.	53
Fig. 1.15 : Système de glacis sur le versant nord de la Montagne de Reims (d'après Wiedemann, 1976).	54
Fig. 1.16 : Replat structural du Phare de Verzenay (Bollot, 2014).	54

Fig. 1.17 : Dissymétrie des vallons sur le versant nord de la Montagne de Reims (d'après Wiedemann, 1976).	55
Fig. 1.18 : Déformations actuelles sur la RD 251 au niveau du glissement des Rosières (Bollot, 2014).	57
Fig. 1.19 : Générations de mouvements de terrain en Montagne de Reims (Van Den Eeckhaut, 2010).	58
Fig. 1.20 : Cartographie des mouvements de terrain de type glissement de la vallée de la Marne et de la Montagne de Reims (d'après Bollot et al., 2023).	59
Fig. 1.21 : Circulation interne de l'eau dans le glissement de terrain de Montchenot et relations avec l'encaissant (Bollot et al., 2022).	60
Fig. 1.22 : Carte géomorphologique des karsts de France (Nicod, 1995).	62
Fig. 1.23 : Typologie des karsts du bassin de Paris (d'après Dandurand et al., 2022).	63
Fig. 1.24 : Schéma conceptuel de fonctionnement du karst de la Montagne de Reims (d'après Lejeune et Devos, 2001).	63
Fig. 1.25 : Carte de densité de sites archéologiques des 66 communes du PNR Montagne de Reims (Chossenot, 2004).	68
Fig. 1.26 : Sites archéologiques préhistoriques du PNR Montagne de Reims inventoriés par la CAG (données : Chossenot, 2004).	71
Fig. 1.27 : Maquette d'un habitat du bronze final d'Acy-Romance (Lambot, 1996).	75
Fig. 1.28 : Carte de répartition des sites à enclos circulaires et allongés de l'Âge du Bronze final.	76
Fig. 1.29 : Village de la plaine céréalière crayeuse au premier Âge du Fer (maquette du musée d'Épernay, cl. : Alain Devos, 2023).	77
Fig. 1.30 : Sites Gaulois entre 200 et 50 av. J-C. (Lambot, 1996).	78
Fig. 1.31 : Sites archéologiques du PNR Montagne de Reims datant de l'Âge des métaux inventoriés par la CAG (données : Chossenot, 2004).	79
Fig. 1.32 : Sites archéologiques antiques du PNR Montagne de Reims inventoriés par la CAG (données : Chossenot, 2004).	81
Fig. 1.33 : Sites archéologiques médiévaux du PNR Montagne de Reims inventoriés par la CAG (données : Chossenot, 2004).	84
Fig. 1.35 : Évolution de la ligne de front de 1914 à 1918 (d'après Taborelli, 2017).	87
Fig. 1.36 : Carte des réseaux de défense de Champagne en 1918 (données : BD Tranchées, BD ALTI®, BD TOPO®).	88
Fig. 1.37 : Carte des voies de communication et des services du 6 ^e Corps d'Armée (6 C.A.) du 1 ^{er} septembre 1918 (coll. privée).	90
Fig. 1.38 : Évolution dans l'hémisphère nord de la température et des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ du DMG à 1980 (données issues des carottes de glace du Groenland, l'évolution de la température provient des travaux de Vinther et al., 2009 et les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ daté sont issues des travaux de Vinther et al., 2006 ; Rasmussen et al., 2006 ; Andersen et al., 2006 ; Rasmussen et al., 2008).	94
Fig. 1.39 : Évolution des fonds de vallée du Bassin parisien durant le Tardiglaciaire (Pastre, 2000).	96

Fig. 1.40 : Palynologie générale des arbres à l'Holocène dans le Bassin parisien (d'après David, 2012).....	97
Fig. 1.41 : Impact climatique de « l'événement 8200 » en Europe (d'après Magny et al., 2003 et Chalumeau, 2008, Bollot, 2014).	98
Fig. 1.42 : Indice AP du Bassin parisien à l'Holocène (d'après David, 2012).	99
Fig. 1.43 : Évolution de la température de l'an 0 à 2000, centrée autour de la normale de 1961 à 1990 (d'après Moberg et al., 2005 et Ljungqvist, 2010).	101
Fig. 1.44 : Diagramme pollinique simplifié de la mardelle de Verzy (0 - 495 cm) exprimé en pourcentage des différents taxons polliniques identifiés et selon une échelle temporelle (âge en cal. Before Present).	101
Les valeurs des pollens de Cannabis/Humulus et des spores sont exclues des calculs des pourcentages polliniques. Les courbes d'exagération correspondent à un facteur multiplicateur de 5 (d'après Ruffaldi, 2011 - étude commandée par l'ONF).....	101
Fig. 1.45 : Climogrammes de Reims, Brest et Strasbourg (1981-2010) (données : portail Infoclimat, stations de : Reims-Champagne, Brest-Guipavas et Strasbourg-Entzheim).	102
Fig. 1.46 : Données climatiques des stations météorologiques de Reims et de Germaine. ...	104
Fig. 1.47 : Diagramme ombrothermique de Bouzy 153 m, normale de 1981-2010 (données : portail Infoclimat, station de : BOUZY-CIVC).	105
Fig. 1.48 : Évolution des précipitations d'Épernay de 1821 à 2022 en données brutes.....	105
Fig. 1.49 : CUSUM des données climatiques à plusieurs échelles.	107
Fig. 1.50 : Gradient pluviométrique de la Montagne de Reims.	108
Fig. 1.51 : Carte isohyète de la Montagne de Reims.....	110
Fig. 1.52 : Exemple de gradient thermique en fonction des différentes stations du secteur de la Montagne de Reims.....	111
Fig. 1.53 : Diagramme de l'occupation du sol dans l'emprise du PNR Montagne de Reims (données : CLC 2018, BD Forêt® V2, BD TOPO®).	113
Fig. 1.54 : Carte de l'occupation du sol présentée par la base de données CORINE Land Cover version 2018 dans l'emprise du PNR Montagne de Reims (données : CLC 2018, BD Forêt® V2, BD TOPO®).....	114
Fig. 1.55 : Carte des différents types de forêts de la Montagne de Reims (données : BD Forêt® V2, BD TOPO®).....	115
Fig. 1.56 : Transect de végétation du massif de Saint-Gobain : substrats géologiques, sols qui s'y développent et végétation. (Bournerias et al., 2001).	117
Fig. 1.57 : Statut foncier de la forêt en Montagne de Reims (données : BD Forêts publiques de l'ONF et d'après, PNR Montagne de Reims, 2009 ; Cazes, 1976).	118
Fig. 2.1 : Fonctionnement du LiDAR aéroporté.	128
Fig. 2.2 : Carte de densité spatiale de points « sol » dans un maillage de 50 cm (protocole présenté en Annexe 2.1).	131
Fig. 2.3 : Impact de l'occupation du sol sur la densité de points classés « sol » étudiés dans une maille de 50 cm.	133
Fig. 2.4 : Impact de l'occupation du sol sur la densité de points « sol » (plus ou moins un écart-type) (données : BD Forêt® et CLC 2018).	133

Fig. 2.5 : Pourcentage de no-data par type d'occupation plus ou moins un écart-type calculé à partir d'une carte de densité de 25 m de résolution (données : BD Foret® et CLC 2018). ...	134
Fig. 2.6 : Impact de la superposition de bandes de vol LiDAR sur le nombre de points au sol.	134
Fig. 2.7 : Impact visuel de la superposition de bandes de vol LiDAR sur le nombre de points « sol ».	135
Fig. 2.8 : Exemple de dispersion pour neuf pixels no-data (en noir).	136
Fig. 2.9 : Impact du type de peuplement forestier sur l'agrégation des pixels de no-data.	136
Fig. 2.10 : Impact de l'agrégation des pixels no-data sur les traitements de visualisation ombrés (AI = index d'agrégation ; Annexe 2.2).	137
Fig. 2.11 : Emprise des documents planimétriques et cartographiques utilisés dans le SIG Montagne de Reims.	149
Fig. 2.12 : Gamme des valeurs de résistivité électrique pour différents matériaux géologiques (Marescot, 2006).	151
Fig. 2.13 : Matériel de tomographie électrique.	152
Fig. 2.14 : Installation du matériel de tomographie électrique.	153
Fig. 2.15 : Principe de la tomographie électrique avec un dispositif du type Wenner-Schlumberger (Ortonovi, 2021).	153
Fig. 2.16 : Synthèse des données topographiques de la rivière souterraine de Trépail (Damien, 2014).	154
Fig. 2.17 : Matériel de topographie souterraine.	155
Fig. 2.18 : Perche de jaugeage pour la mesure de débit de cours d'eau.	156
Fig. 2.19 : Sondes utilisées dans les campagnes de mesures.	157
Fig. 2.20 : Organisation du Système d'Information Géographique de la Montagne de Reims.	158
Fig. 2.21 : Impact des choix sémiologiques sur la visualisation d'un MNT.	159
Fig. 2.22 : Exemples de traitements de visualisation réalisés sur un MNT haute résolution.	161
Fig. 2.23 : Exemple de microformes observées grâce à l'ombrage multidirectionnel.	163
Fig. 2.24 : Comparaison entre le SVF et l'ombrage multidirectionnel à deux échelles sur la visualisation de fossés.	164
Fig. 2.25 : Extrait de la CAG de la Marne présentant les découvertes archéologiques effectuées sur la commune de Saint-Imoges (p. 615 ; Chossenot, 2004).	169
Fig. 2.26 : Extrait d'un état de section du cadastre napoléonien.	173
Fig. 2.28 : Organisation du protocole de digitalisation.	174
Fig. 2.29 : Protocole de détection des microformes surfaciques (d'après Berthe et al., 2021).	175
Fig. 2.30 : Protocole de détection des formes exokarstiques.	176
Fig. 2.31 : Protocole de digitalisation des cratères d'explosion.	176
Fig. 2.32 : Protocole de digitalisation des fosses d'extractions de géomatériaux.	176

Fig. 2.33 : Paramètres de formation d'un trou d'obus en fonction de l'angle de pénétration du projectile (Taborelli, 2018).....	177
Fig. 2.34 : Protocole de digitalisation du réseau viaire.	178
Fig. 2.35 : Protocole de digitalisation des fossés.	179
Fig. 2.36 : Protocole de digitalisation du parcellaire ancien.	180
Fig. 2.37 : Protocole de digitalisation des macroformes « simples ».....	181
Fig. 2.38 : Protocole de digitalisation des charbonnières.....	182
Fig. 2.39 : Protocole de digitalisation des chablis et des ensembles de terriers.....	183
Fig. 2.40 : Zonage longitudinal de la Montagne de Reims.	185
Fig. 2.41 : Protocole de détermination de l'épaisseur de couverture géologique des formes exokarstiques (Berthe, 2022).....	187
Fig. 2.42 : Paramètres morphométriques des mouvements de terrain en plan.....	189
Fig. 2.43 : Paramètres morphométriques des mouvements de terrain en coupe.	190
Fig. 2.44 : Matrice de corrélation entre les différents indices morphométriques des mouvements de terrain.....	191
Fig. 3.1 : Éléments d'identification des mouvements de terrain.	195
Fig. 3.2 : Carte de localisation des 176 mouvements de terrain détectés par l'approche LiDAR en Montagne de Reims (14,95 km ²).	196
Fig. 3.3 : Indice d'encombrement du versant par fuseau de 1 km d'ouest en est.	196
Fig. 3.4 : Effectif (A) et surface moyenne (B) des mouvements de terrain en fonction de leur orientation en Montagne de Reims.....	197
Fig. 3.5 : Images LiDAR de glissements de terrain.	198
Fig. 3.6 : Schéma de la dissymétrie des vallées relative aux mouvements de terrain et de son impact sur les écoulements.....	200
Fig. 3.7 : CAH réalisée sur les mouvements de terrain à partir des paramètres morphométriques.	201
Fig. 3.8 : Répartition spatiale des différents types de mouvement de terrain.	202
Fig. 3.9 : Typologie des mouvements de terrain de la Montagne de Reims.	204
Fig. 3.10 : Relation entre les mouvements de terrain et les fossés.....	205
Fig. 3.11 : Dessin d'observation de la vallée de la Lingonne (B) modélisé à partir du MNT LiDAR (A).	207
Fig. 3.12 : Profils géophysiques bruts du Carabilly.	208
Fig. 3.13 : Profils géophysiques interprétés du Carabilly.	210
Fig. 3.14 : Image LiDAR et cartographie géomorphologique du mouvement de terrain de Saint-Maur (d'après Bollot et al., 2022).	211
Fig. 3.15 : Exemple de formes karstiques en Montagne de Reims.	213
Fig. 3.16 : Inventaire des formes exokarstiques en Montagne de Reims.....	215
Fig. 3.17 : Emprise des inventaires réalisés en Montagne de Reims présentant une qualité suffisante pour être intégrés dans un SIG (d'après Berthe et al., 2021).....	217

Fig. 3.18 : Carte géomorphologique du secteur des Vallées aveugles de Ville-en-Selve (image LiDAR ; Annexe 3.1).	218
Fig. 3.19 : Carte géomorphologique du secteur sud du Gouffre de la Nau (image LiDAR ; Annexe 3.1).	219
Fig. 3.20 : Répartition des formes exokarstiques au sein des vallons en Montagne de Reims.	222
Fig. 3.21 : Évaluation de l'épaisseur de couverture sur la mise en place de l'exokarst.	223
Fig. 3.22 : Orientations des galeries de la Grande Fontaine de Verzy (d'après Pettelat, 2021).	227
Fig. 3.23 : Graphique présentant la longueur cumulée par classe de largeur (A) ou de hauteur (B) des tronçons de la Grande Fontaine de Verzy (d'après Pettelat, 2021).	227
Fig. 3.24 : Topographie souterraine du réseau de la Grande Fontaine de Verzy (d'après Pettelat, 2021).	228
Fig. 3.25 : Profil altitudinal de la Grande Fontaine de Verzy (d'après Pettelat, 2021).	228
Fig. 3.26 : Orientation des galeries du réseau endokarstique de Trépail (d'après Damien, 2014).	230
Fig. 3.27 : Largeur et hauteur des galeries du réseau endokarstique de Trépail (d'après Damien, 2014).	230
Fig. 3.28 : Vue en coupe du réseau de Trépail (d'après Damien, 2014).	231
Fig. 3.29 : Topographie souterraine du réseau endokarstique de Trépail (d'après Damien, 2014).	232
Fig. 3.30 : Modèle d'évolution du réseau de Trépail (d'après Damien, 2014).	233
Fig. 3.31 : Exo- et endokarst de la Rivière souterraine de Trépail.	236
Fig. 3.32 : Exo- et endokarst de la Grande Fontaine de Verzy.	236
Fig. 3.33 : Exo- et endokarst du système karstique de la Pleureuse.	237
Fig. 3.34 : Exemple de fossés en Montagne de Reims.	238
Fig. 3.35 : Carte des réseaux de fossés en Montagne de Reims relevés au LiDAR (les fossés des polémoformes sont exclus, d'après : BD fossé ; d'après Alou, 2021).	240
Fig. 3.36 : Typologie morphologique des réseaux de fossés.	241
Fig. 3.37 : Typologie hydrologique des réseaux de fossés.	243
Fig. 3.38 : Typologie génétique des réseaux de fossés.	244
Fig. 3.39 : Cartographie présentant l'impact des réseaux de fossés sur la surface des bassins à leur exutoire (d'après Alou, 2021).	245
Fig. 3.40 : Boîte à moustaches présentant l'impact des réseaux de fossés sur la surface de leur bassin-versant à leur exutoire.	246
Fig. 3.41 : Exemples de sites d'extractions.	247
Fig. 3.42 : Localisation géomorphologique des sites d'extraction en Montagne de Reims (coupe produite par le PNR Montagne de Reims ; d'après Laurain, 1986).	249
Fig. 3.43 : Étude diachronique de la commune de Trépail.	251
Fig. 3.44 : Carte des sites d'extractions en Montagne de Reims.	252

Fig. 3.45 : Typologie des sites d'extraction à ciel ouvert (les vignettes 1 présentent les formes visuellement les plus fraîches et les 3 les plus atténuées).	256
Fig. 3.46 : Les deux types d'extraction souterraine reconnus en Montagne de Reims.	257
Fig. 3.47 : Exemple de polémoformes.	260
Fig. 3.48 : Empreinte militaire révélée au LiDAR.	261
Fig. 3.49 : Carte du réseau ALVF en Montagne de Reims (Perarnau et al., 2022).	262
Fig. 3.50 : Carte de rugosité de l'ALVF en Montagne de Reims (Perarnau et al., 2022).	262
Fig. 3.51 : Profil en long (A) et en travers (B) du réseau ALVF de la Montagne de Reims (d'après Perarnau et al., 2022).	263
Fig. 3.52 : Typologie des emplacements de batterie de la Grande Guerre en Montagne de Reims.	264
Fig. 3.53 : Exemples de réseaux de défense.	266
Fig. 3.54 : Typologie des entonnoirs militaires.	267
Fig. 3.55 : Distribution statistique des diamètres en mètres des entonnoirs d'obus et de bombes en Montagne de Reims.	268
Fig. 3.56 : Exemple de sites de désobusage.	269
Fig. 3.57 : Exemples d'ouvrages hydrauliques.	271
Fig. 3.58 : Différents ouvrages hydrauliques lorsqu'ils sont interprétables au LiDAR.	273
Fig. 3.59 : Ouvrage hydraulique au fil de l'eau (Devos, 1996).	273
Fig. 3.60 : Ouvrage hydraulique au fil de l'eau dit "Moulin le Bas" à Fontaine-sur-Ay.	274
Fig. 3.61 : Les ouvrages hydrauliques de la Livre.	276
Fig. 3.62 : Profil en long de la Livre.	276
Fig. 3.63 : Profil en long de la Lingonne supérieure et restitution de la ligne d'eau artificialisée par les barrages.	277
Fig. 3.64 : Cartographie diachronique des digues de la Lingonne supérieure de 1620 à 2018.	278
Fig. 3.65 : Cartographie diachronique du "Moulin de Bas" situé à l'aval de Fontaine-sur-Ay.	280
Fig. 3.66 : Exemples de ravins en Montagne de Reims.	282
Fig. 3.67 : Formes de ruissellement en Montagne de Reims (Vignette 1 vue en plan et 2 en coupe, unité en mètres).	283
Fig. 3.68 : Exemples de sites d'habitat du type châteaux et maisons fortes.	285
Fig. 3.69 : Exemples de sites d'habitat du type hameaux et abbayes.	287
Fig. 3.70 : Éléments attestant de l'activité métallurgique.	288
Fig. 3.71 : Exemples de sites industriels.	290
Fig. 3.72 : Hydrosystème des tuileries du Craon de Ludes.	291
Fig. 3.73 : Indices archéologiques d'occupation (TCA) et le paléoparcellaire d'après David (2018) au Trou de la Baticaude (Trépail).	292
Fig. 3.74 : Exemple de charbonnière en Montagne de Reims (données : David, 2018).	294

Fig. 3.75 : Carte de densité des 4600 charbonnières détectées en Montagne de Reims (données : David, 2018).....	294
Fig. 3.76 : Reportage photographique sur la fabrication de charbon de bois en 1917 à Pourcy (données : La Contemporaine [VAL 078/ 102, 103, 104, 106, 108, 109]).	295
Fig. 3.77 : Cartographie des différents éléments de l'hydrosystème de la Montagne de Reims.	298
Fig. 4.1 : Hydrosystème de la Lingonne.	302
Fig. 4.2 : Analyse SIG des éléments constitutifs de l'hydrosystème du bassin-versant hydrogéologique de la source karstique de Verzy.....	307
Fig. 4.3 : Reconstitution de l'évolution de l'hydrosystème de la source karstique de Verzy basée sur l'interprétation LiDAR.	308
Fig. 4.4 : Drains naturels, anthropiques et anthropisés dans la bassin-versant de la Livre (données : Scan 250 ® IGN).	310
Fig. 4.5 : Bloc diagramme présentant les différents éléments de l'hydrosystème de la Montagne de Reims.	313
Fig. 4.6 : Coupe schématique de la Montagne de Reims au Quaternaire.	316
Fig. 4.7 : Flèche du temps présentant, depuis l'époque gallo-romaine, les différents éléments de l'hydrosystème mis en place à chaque période, en relation avec l'évolution des peuplements végétaux, des politiques de gestion du territoire et de l'évolution climatique.	320
Fig. 4.8 : Altitudes minimales de la ligne d'eau des mares.....	322
Fig. 4.9 : Suivie hydroclimatique des mares de Verzy.....	325
Fig. 4.10 : Boucle des paramètres physiques de l'eau des mares de Verzy du 01/08/2021 au 31/07/2022 (les numéros correspondent au mois).....	326
Fig. 4.11 : Campagne de mesure hydrologique des mares de la RBD de Verzy.	328
Fig. 4.12 : Répartition de la température et de la conductivité de l'eau de trois mares de la RBD de Verzy selon la profondeur (campagne du 15/07/2021).	329
Fig. 4.13 : Situation hydrologique de la campagne des 2 et 3 juin 2020 à la station de Verneuil sur la Semoigne (données : station H5243010, hydroportail).	330
Fig. 4.14 : Carte du réseau de mesures hydrologiques de la Livre.....	331
Fig. 4.15 : Profils hydrologiques, profils de conductivité et thermiques et profil en long de la Livre durant la campagne des 2 et 3 juin 2020.....	333
Fig. 4.16 : Carte des rendements hydrologiques des bassins élémentaires de la Livre pour la campagne des 2 et 3 juin 2020.	334
Fig. 4.17 : Carte des conductivités électriques ($\mu\text{S}/\text{cm}$) des cours d'eau de la Livre les 2 et 3 juin 2020.....	335
Fig. 4.18 : Carte des températures des cours d'eau du bassin de la Livre les 2 et 3 juin 2020.	337
Fig. 4.19 : Hydrogrammes en débit journalier et horaire de la Semoigne à Verneuil (données : station H5243010, hydroportail) associé aux précipitations journalières à la station de Germaine (données : CIVC).	339
Fig. 4.20 : Légende de la modélisation conceptuelle des modalités d'écoulement de l'hydrosystème de la Montagne de Reims présentée dans les figures 4.21 et 4.22.....	345

Fig. 4.21 : L’hydrosystème naturel de la Montagne de Reims.	346
Fig. 4.22 : L’hydrosystème anthropisé de la Montagne de Reims.	347

Liste des tableaux

Tab. 1.1 : Découvertes archéologiques préhistoriques mentionnées dans la CAG (données : Chossenot, 2004).	72
Tab. 1.2 : Découvertes archéologiques de l’Âge des métaux mentionnés dans la CAG (données : Chossenot, 2004).	80
Tab. 1.3 : Découvertes archéologiques antiques mentionnées dans la CAG (données : Chossenot, 2004).	82
Tab. 1.4 : Découvertes archéologiques médiévales mentionnées dans la CAG (données : Chossenot, 2004).	84
Tab. 1.5 : Gradients pluviométriques de l’est de la France (d’après Devos, 1996).	109
Tab. 2.1 : Paramètres du LiDAR « Montagne de Reims » d’après Méchin, 2018 et David 2019.	129
Tab. 2.2 : Présentation synthétique du fichier de forme Digitalisation_point.	140
Tab. 2.3 : Présentation synthétique du fichier de forme Digitalisation_ligne.	140
Tab. 2.4 : Présentation synthétique du fichier de forme Digitalisation_poly.	141
Tab. 2.5 : Sites archéologiques issus de l’interprétation du LiDAR et de la carte archéologique du SRA.	141
Tab. 2.6 : Potentiel informationnel des principales sources documentaires employées dans le SIG Montagne de Reims.	147
Tab. 2.7 : Caractéristiques des documents d’archives utilisés dans le SIG Montagne de Reims.	148
Tab. 2.8 : Âges, sites et mobiliers retenus pour la constitution de la BD CAG.	171
Tab. 2.9 : Structure de la base de données finale produite à partir de la CAG-Marne.	171
Tab. 3.1 : Comparaison entre les inventaires de terrain et l’interprétation LiDAR sur des secteurs homologues (Berthe et al., 2021).	217
Tab. 3.2 : Typologie des sites d’extractions selon le mode opératoire.	248
Tab. 3.3 : Typologie “lithologique” des carrières repérées dans les inventaires cartographiques.	249
Tab. 3.4 : Taux de conservation des extractions de géomatériaux reconnus dans la bibliographie en fonction de leur lithologie.	250
Tab. 3.5 : Répartition des sites de carrière révélés au LiDAR selon leur contexte géomorphologique.	253
Tab. 3.6 : Contexte géomorphologique des 383 sites d’extraction relevés au LiDAR.	257
Tab. 3.7 : Géomatériaux extraits pour chaque type morphologique de carrière.	257
Tab. 3.8 : Sites carriers en eau selon leur contexte géomorphologique.	258

Tab. 3.9 : Impact de la lithologie sur la présence d'eau dans les sites d'extraction.....	259
Tab. 3.10 : Impact du type d'extraction sur la présence d'eau dans les sites d'extraction.	259
Tab. 3.11 : Empreinte morphologique de la Grande Guerre.	260
Tab. 3.12 : Approche archivistique et LiDAR des ouvrages hydrauliques de la Livre.	275
Tab. 3.13 : Les différents éléments de l'hydrosystème de la Montagne de Reims.....	298

Tables des Annexes

Annexe 1.1 : Carte de localisation des coupes géologiques présentées en Fig. 1.8.	358
Annexe 2.1 : Protocole Arcmap 10.3 pour réaliser une carte de densité du nombre de points "sol" à partir du nuages de point LiDAR.	359
Annexe 2.2 : Protocole pour réaliser une carte d'agrégation des pixels de no-data.....	362
Annexe 2.3 : Niveau d'adaptation d'une série de traitements de visualisation en fonction de l'objet d'étude et de l'environnement (d'après Hesse, 2016).	368
Annexe 2.4 : Onglet de production des traitements de visualisation du logiciel RVT (à l'ouverture).....	369
Annexe 2.5 : Méthode de production manuelle d'un LRM.	370
Annexe 2.6 : Production d'images haute résolution intégrables au SIG.....	372
Annexe 2.7 : Géoréférencement.....	374
Annexe 2.8 : Fiche standard, présente dans tous les rapports INRAP elle décrit les découvertes archéologiques et leur mode de détermination présent dans le rapport.	375
Annexe 2.9 : Protocole de détection des microformes surfaciques.....	376
Annexe 2.10 : Typologie des réseaux de défense, tranchée et boyau (Taborelli, 2017).....	377
Annexe 3.1 : Image LiDAR du glissement de terrain du Carabilly et localisation des profils de résistivité électrique.....	379
Annexe 3.2 : Inventaire karstique A : Vallées aveugles de Ville-en-Selve et du secteur sud du gouffre de la Nau.	380
Annexe 3.3 : Modélisation 3D de la Grande Fontaine de Verzy (d'après Pettelat, 2021).....	381
Annexe 4.1 : Carte géomorphologique du Secteur du Gouffre de la Nau	382

Apport du LIDAR aéroporté à la compréhension des hydrosystèmes - Exemple de la Montagne de Reims

Le LiDAR aéroporté est principalement utilisé en archéogéographie sous couverture forestière et en géographie pour restituer les pratiques des sociétés sur le territoire et pour l'approche hydrogéomorphologique dans les corridors fluviaux. Mais les hydrosystèmes et le forçage anthropique des interfluves du Grand Est restent peu étudiés malgré une couverture LiDAR satisfaisante. La Montagne de Reims, correspondant à la terminaison orientale de la cuesta d'Île-de-France est utilisée comme atelier expérimental pour caractériser, par l'approche LiDAR, d'une part la structure de l'hydrosystème et d'autre part son évolution durant l'Holocène. C'est un espace singulier (surface de 250 km²) paradoxalement à fort potentiel de valorisation patrimoniale mais conditionné majoritairement à la forêt privée, limitant son accès et sa connaissance. La démarche consiste à croiser les données LiDAR à une analyse spatiale multicritères et multiscalaire sous SIG, à plusieurs échelles de temps (vision diachronique), avec l'approche expérimentale de terrain. Le traitement d'une géodatabase permet non seulement de discriminer les morphologies de l'hydrosystème selon des critères génétiques, historiques et hydrodynamiques mais aussi de comprendre leur organisation spatiale. Il montre que l'hydrosystème résulte d'une longue histoire polyphasée. Les paramètres structurant son organisation spatiale s'inscrivent dans un emboîtement d'échelle. L'échelle géologique (conditions de dépôt du Paléogène) conditionne les disparités aquifères d'est en ouest. Le Quaternaire explique l'opposition entre les versants nord et sud en commandant le degré d'incision des vallées et les processus géomorphologiques (mouvements de terrain, karstification). À l'échelle historique, les forçages humain et climatique conditionnent les disparités hydrologiques entre les plateaux et les vallées. Enfin, un modèle conceptuel de l'hydrosystème actuel de la Montagne de Reims est proposé.

Mots-clés en français : LiDAR, hydrosystème, forçage anthropique, Système d'Information Géographique, Montagne de Reims

Contribution of airborne LIDAR to the understanding of hydrosystems - Example of the Montagne de Reims

Airborne LiDAR is mainly used in archaeogeography under forest cover and in geography to reconstruct the practices of societies on the land and for the hydrogeomorphological approach in river corridors. However, the hydrosystems and anthropogenic forcing of the interfluves of the Grand Est region remain understudied, despite a satisfactory LiDAR coverage. The Montagne de Reims, corresponding to the eastern end of the Île-de-France cuesta, is used as an experimental site to characterize, using the LiDAR approach, both the structure of the hydrosystem and its evolution during the Holocene. This is a singular area (surface of 250 km²) which paradoxically has a high potential for heritage valorization, but is mainly conditioned by private forests, limiting its access and understanding. The approach consists of cross-referencing LiDAR data with a multi-criteria and multi-scalar spatial analysis using GIS, on several time scales (diachronic vision), with the experimental field approach. Processing a geodatabase not only allows us to discriminate between hydrosystem morphologies according to their genetic, historical and hydrodynamic criteria, but also to understand their spatial organization. It shows that the hydrosystem is the result of a long, multi-phase history. The parameters structuring its spatial organization are part of an overlap of scales. The geological scale (Paleogene deposit conditions) conditions aquifer disparities from east to west. The Quaternary explains the opposition between north and south slopes by controlling the degree of valley incision and geomorphological processes (landslides, karstification). On a historical scale, human and climatic forcings condition hydrological disparities between plateaus and valleys. Finally, a conceptual model of the current hydrosystem of the Montagne de Reims is proposed.

Keywords: LiDAR, hydrosystem, anthropic forcing, Geographic Information System, Montagne de Reims

Discipline : **GEOGRAPHIE**

Spécialité : Géographie physique

Université de Reims Champagne-Ardenne

GEGENAA - EA 3795

57 rue Pierre Taittinger - 51100 REIMS

