



HAL
open science

L'influence climatique et anthropique sur trois cours d'eaux bourguignons : géoarchéologie de sites de franchissement sur la Loire, la Saône et le Doubs au cours de l'Holocène

Ronan Steinmann

► **To cite this version:**

Ronan Steinmann. L'influence climatique et anthropique sur trois cours d'eaux bourguignons : géoarchéologie de sites de franchissement sur la Loire, la Saône et le Doubs au cours de l'Holocène. Sciences de la Terre. Université de Bourgogne, 2015. Français. NNT : 2015DIJOL032 . tel-01525043

HAL Id: tel-01525043

<https://theses.hal.science/tel-01525043>

Submitted on 19 May 2017

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

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

Université de Bourgogne
École doctorale LISIT 491 – Artheis UMR CNRS 6298

Thèse
Pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université de Bourgogne
Discipline : Sciences de la Terre

Par
Ronan Steinmann

Date : 2 juillet 2015

L'INFLUENCE CLIMATIQUE ET ANTHROPIQUE SUR TROIS COURS D'EAU BOURGUIGNONS :

GÉOARCHÉOLOGIE DE SITES DE FRANCHISSEMENT SUR LA
LOIRE, LA SAÔNE ET LE DOUBS AU COURS DE L'Holocène

Volume 1 : Texte

Directeur de thèse
Jean-Pierre Garcia

Coencadrante
Annie Dumont

Jury :

BARRAL PH., Professeur – Université de Franche-Comté	Examineur
BECK C., Professeur – Université de Valenciennes et du Hainaut-Cambrésis	Examinatrice
CASTANET C., Maître de Conférences – U. Paris 8 Vincennes Saint-Denis	Examineur
CUBIZOLLE H., Professeur – Université Jean Monnet Saint-Étienne	Rapporteur
DUMONT A., Ingénieur de recherche – Ministère de la Culture, DRASSM	Coencadrante
GARCIA J.-P., Professeur – Université de Bourgogne	Directeur de thèse
SALVADOR P.-G., Professeur – Université de Lille 1	Rapporteur

*À Guy Duguay, Professeur de chimie et grand-père émérite.
« Rien ne se perd, rien ne se crée, tout se transforme »*

« Ainsi le courant se porte incessamment d'un bord à l'autre par courbes successives : de la source à l'embouchure, c'est un long ricochet de l'eau entre les deux rivages. Les rondeurs convexes et concaves alternent le long des bords : c'est un rythme, une musique pour le regard »

Élisée Reclus, Histoire d'un ruisseau

REMERCIEMENTS

Avant tout, je voudrais remercier les membres de mon jury, Hervé Cubizolle et Pierre-Gil Salvador, qui ont accepté d'être les rapporteurs de ce travail, ainsi que Philippe Barral, Corinne Beck et Cyril Castanet.

Mes pensées se tournent ensuite vers mon directeur de thèse, Jean-Pierre Garcia, ainsi que ma coencadrante, Annie Dumont. Merci pour nos discussions, votre présence, votre patience, votre soutien, mais aussi et surtout pour votre amitié. J'espère et pense avoir construit, avec vous et à partir de vos échanges entre géologie sédimentaire et archéologie autour de Chassenard, un raisonnement qui vous parle et, j'espère, continuera d'être nourri.

Les travaux présentés ici n'auraient jamais existé sans d'importants soutiens financiers, j'aimerais par conséquent tout particulièrement remercier :

- Le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche, par lequel j'ai obtenu une allocation de recherche au début de ma thèse. Dans ce cadre, j'ai aussi pu m'initier à l'enseignement.
- Le Plan Loire Grandeur Nature a permis, *via* le projet Feder « *Dynamique-Loire* », de financer l'étude des fenêtres de la Loire amont comme de la Loire moyenne, et a donc beaucoup fait pour l'intérêt de ces travaux.
- L'étude des deux fenêtres du bassin versant de la Saône ont été financées par la Région Bourgogne dans le cadre du projet « *Loire et Saône en Bourgogne* », qui vient compléter le volet de recherche de la Loire à l'autre extrémité de la région.
- L'UMR 6298 ARTeHIS de l'Université de Bourgogne, qui a financé plusieurs interventions en colloques ainsi que divers déplacements

Certaines entités administratives, ainsi que leurs personnels, ont également aidé à divers titres ces travaux. Je souhaite ainsi tout particulièrement souligner la participation :

- Du laboratoire ARTeHIS de l'Université de Bourgogne où j'ai été accueilli, sa direction, son personnel administratif et tout particulièrement sa gestionnaire, Laetitia Bassereau.

REMERCIEMENTS

- De la Maison des Sciences de l'Homme de Dijon, à laquelle appartient le Pôle Géomatique et Cartographie, pour la fourniture des données IGN et des licences logicielles. Merci à Ludovic Granjon et Laure Saligny pour le prêt des GPS.
- De l'UFR des Sciences de la Vie, de la Terre et de l'Environnement de l'Université de Bourgogne, pour le prêt du matériel, surtout les appareils géophysiques.
- De l'École doctorale LISIT 491 (Langages, Idées, Sociétés, Institutions, Territoires) de l'Université de Bourgogne, le directeur Patrick Bouchet, le responsable scientifique Morgan Poggioli et la secrétaire, Emmanuelle Gredin
- De la DREAL Centre qui permet un accès à un grand nombre de données *via* le portail du SIEL. Je voudrais notamment remercier Philippe Miché pour son aide précieuse lors de la fourniture des mesures LiDAR.
- Des Services Régionaux d'Archéologie des régions Auvergne, Bourgogne et Centre.
- De la société Archeodunum et son géomorphologue lors de l'intervention à Digoin, Hatem Djerbi
- Des mairies des communes d'Avrilly, Chassenard, Charnay-lès-Chalon, La Chapelle-Montlinard, La Charité-sur-Loire (plus précisément Luc Jolivel et Gilles Brugnion), l'Hôpital-le-Mercier, Pontailler-sur-Saône et Pontoux, qui m'ont fourni des informations importantes, parfois de l'aide et toujours leur intérêt.

Il n'y a pas de raisonnement sans données, et pas de nouvelles données sans terrain. Je veux aussi remercier ici tous ceux qui sont venus m'aider à dévoiler les archives sédimentaires des plaines alluviales, et ont pour cela bravé les courants du Doubs, le gel qui soude le carottier ou encore les charges des vaches charolaises à l'oreille sensible aux bruits des appareils géophysiques. Un très grand merci à Fanny Arnaud, Julien Curie, Mickaël Degiorgis, Annie Dumont, Marion Foucher, Jean-Pierre Garcia, Michelle Hamblin, Philippe Moyat, Mirko Petrovic, Amélie Quiquerez et Jonhattan Vidal.

Je pense aussi aux étudiants du Master AGE de l'Université de Bourgogne venus se former sur le terrain, j'ai toujours eu beaucoup de plaisir à partager mes connaissances et à apprendre de vous tous : Jean-Paul Arty, Ardito-Christopher Bastone, Marylène Baudouin, Edith Boisson, Delphine Bonnet, Emelyne Broc, Loïc Bouffard, Hélène Corbeaux, Florent Delencre, Matthieu Delpierre, André-Marie Dendievel, Etienne Ducasse, Aurore Dupin, Florent Filippi, Timothée Fournié, Nicolas Fusani, Jennifer Ghyselink, Romain Giros, Chloé Goudey, Julien Guery, Lucie Garnier, Guillaume Jamet, Maya Lavergne, Geoffrey Leblé, Élodie Lefèvre, Julie Le Fur, Kévin Mahoudeaux, Céline Maicher, Matthieu Marcucci, Thomas Marday, Céline Mathiron,

Jean Milot, Thomas Muller, Erwan Nivez, David Ougier, Floriane Peudon, Christine Pignarre, Priscilla Poncon, Colin Quentinet, Marine Roche, Marie Specht, Vincent Trincal, Marine Veston et Florence Viot.

Une pensée toute particulière à la famille Barathon des « *Chambres d'Hôte du Lac* » pour leur accueil et leur aide. Je voudrais aussi remercier les propriétaires des parcelles étudiées, et en particulier Messieurs Bernardet, Bonnet, Buisson, Morizot, Sarrier, Soufferant, Rollin, Vérot, Mme et M. Beaussillon, Mme et M. Duplessy, ainsi que le propriétaire de l'Hôtel-Restaurant du Bon Laboureur à La Charité-sur-Loire.

Je n'oublie pas ceux qui m'ont relu et ont souffert de ma prose en avant-première, non seulement Annie Dumont et Jean-Pierre Garcia, mais aussi Marion Foucher, Dominique Duguay, Agnès Foucher-Fieux et Christian Rivoire. Je vous suis très reconnaissant.

Un grand merci aux amis et aux collègues qui m'ont entouré, soutenu et enrichi par leurs discussions : Laetitia Bassereau, Samuel Brassaud, Nicolas Buchon, David Cambou, Estelle Camizuli, Élise Cellier-Holzem, Emmanuel Chevigny, Frédéric Cruz, Julien Curie, Paul Dechaume, Florent Delencre, Sophie Desbois-Garcia, Cyril Firmat, Marion Foucher, Gaëtan Gouerou, Laurent Guiton, Caroline Lachiche, Lionel Maillot, Caroline Meffe, Cécile Montel, Charlotte Morot-Gaudry (et Cyril), Pauline Nuviala, Morgan Poggioli, Amélie Quiquerez, Coraline Rey, Marine Roche, Marie-Angélique Rodot, Alessia Trivelone, Pierre-Adrien Vaillon et tous ceux que j'omets, mais qui, je l'espère, me pardonneront...

Je voudrais aussi saluer ma famille, et tout particulièrement mes parents, qui m'ont rendu curieux, encouragé à choisir ma voie et toujours soutenu de toutes les façons possibles. J'ai beaucoup de chance de vous avoir. J'ai aussi une pensée, et même plusieurs, pour Thibaut et Violaine, ainsi que pour Fanfan et Papet, et je vous remercie tout simplement d'être là.

Une dernière pensée pour quelqu'un qui a toujours été là, jusqu'au bout, et sans qui ces années auraient été bien moins réjouissantes. Vivement la suite, ce ne sont pas les projets qui nous manquent...

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	5
TABLE DES MATIERES	9
INTRODUCTION	17
PREMIÈRE PARTIE - CADRES ET CONTEXTES DE L'ETUDE -	21
CHAPITRE I – L'ÉVOLUTION DU MILIEU NATUREL EN CONTEXTE ALLUVIAL ANTHROPISE.....	23
1. L'élaboration d'une problématique de géoarchéologie alluviale.....	23
1.1. Genèse de la réflexion.....	23
1.2. Des rivières et des hommes.....	25
1.3. « ...every archaeological problem starts as a problem in geoarchaeology ».....	27
2. Le milieu alluvial et le climat : temps holocène et esquisse des cadres culturels	29
2.1. Paramètres de contrôle de la dynamique alluviale : échelles de temps et valeurs indicatives.....	29
2.2. Les cycles glaciaires du Quaternaire.....	30
2.3. L'héritage de la dernière glaciation.....	31
2.3.1. Le Pléniglaciaire (Weichsélien moyen).....	31
2.3.2. Le Tardiglaciaire (Weichsélien supérieur).....	33
2.4. Évolutions climatiques de l'Holocène.....	35
2.4.1. Évolution globale et partition de l'Holocène.....	35
2.4.2. Subdivision en chronozones et correspondance avec les cultures humaines.....	36
2.5. Bilan.....	36
3. Aperçus de la géoarchéologie alluviale française.....	38
3.1. État de la recherche sur le bassin rhodanien	38
3.1.1. La haute vallée du Rhône et le Lyonnais.....	38
3.1.2. Moyenne vallée du Rhône	40
3.1.3. Basse vallée et delta du Rhône.....	41
3.1.4. Grandes synthèses et pourtour méditerranéen.....	44
3.2. État de la recherche sur le bassin versant de la Seine	45
3.2.1. Bassin versant amont de la Seine et ses affluents.....	45
3.2.2. Seine moyenne et ses affluents.....	47

3.2.3. Seine aval et estuarienne.....	48
3.2.4. Grandes synthèses sur la Seine et le Bassin parisien.....	49
3.3. Bilan.....	49
4. Choix des cadres de l'étude.....	51
4.1. Quatre territoires hydrologiques marqués par les changements globaux.....	51
4.2. Quatre fenêtres aux caractéristiques d'anthropisation particulières.....	52
CHAPITRE II - SOURCES ET METHODES.....	55
1. Données archéologiques et historiques.....	55
1.1. Les sources archéologiques.....	55
1.2. Données cartographiques.....	56
1.2.1. Cartes des Cassini.....	56
1.2.2. Cadastre napoléonien.....	58
1.2.3. Dessins-minutes de la Carte d'état-major.....	59
1.2.4. Carte de la Loire ou Carte de Coumes.....	60
1.2.5. Carte de la Saône.....	61
1.2.6. Cartes d'état-major et données IGN.....	61
1.2.7. Bilan.....	62
1.3. Mentions textuelles et données hydrologiques.....	62
2. Acquisition et traitement de données spatialisées.....	64
2.1. Numérisation des données et formats utilisés en SIG.....	64
2.2. Les données raster planimétriques : Géoréférencement des images aériennes ou satellitaires et des plans anciens.....	65
2.2.1. Spécificités de la démarche engagée pour le géoréférencement.....	65
2.2.2. Principes du géoréférencement et prise en compte de l'erreur quadratique moyenne.....	66
2.3. Données vecteur : Acquisition et utilisation d'informations ponctuelles, linéaires ou surfaciques.....	68
2.3.1. Acquisition de données vectorielles.....	68
2.3.2. Données vectorielles existantes.....	70
2.4. Les données altitudinales LiDAR.....	71
2.4.1. Principe et applications géoarchéologiques.....	71
2.4.2. Description et caractéristiques techniques des données LIDAR utilisées.....	72
2.4.3. Méthodologies des traitements réalisés.....	73
2.4.4. Autres traitements de données altitudinales.....	76
3. Caractéristiques morphométriques des tracés.....	78
3.1. L'indice de sinuosité (Is).....	80
3.2. Largeur du lit actif, longueurs d'onde, amplitudes, rayon de courbure et longueur d'arc des sinuosités.....	80
3.3. Modélisation des surfaces érodées.....	81
3.4. Bilan.....	82
4. Prospections géophysiques : recherche de sites archéologiques.....	83

4.1. Mesure de la résistivité électrique	83
4.1.2. <i>La tomographie électrique</i>	84
4.1.3. <i>Résistivité électrique en plan</i>	85
4.2. Cartographie des variations fines du champ magnétique terrestre	86
5. Observations sédimentaires et reconstitutions paléoenvironnementales	89
5.1. La sédimentologie de faciès : de la description des unités à la caractérisation des milieux de dépôt	89
5.1.1. <i>Les forages ponctuels</i>	90
5.1.2. <i>Les coupes</i>	91
5.2. Cadre chronologique des unités sédimentaires	92
5.2.1. <i>Datation par radiocarbone : l'outil privilégié dans le cadre de cette étude</i>	92
5.2.2. <i>Présentation des données chronologiques de l'étude</i>	94
5.2.3. <i>Modèle âge-profondeur</i>	94
5.2.4. <i>Utilisation de la chronologie relative</i>	96
5.3. Analyses paléoécologique et géophysique des successions sédimentologiques	96
5.3.1. <i>Palynologie</i>	96
5.3.2. <i>Susceptibilité magnétique</i>	98
6. Bilan.....	99
 CHAPITRE III - FENETRES D'ETUDE DU BASSIN VERSANT DE LA LOIRE.....	 101
1. Caractéristiques générales	101
1.1. Relief et géométrie	101
1.2. Histoire géologique et lithologies	101
1.3. Hydrologie et influences climatiques	104
1.4. Bilan : la sectorisation de l'espace ligérien	105
2. Fenêtre de la Loire amont.....	107
2.1. Contexte naturel	107
2.2. État de la recherche géoarchéologique	111
2.2.1. <i>Bassins amont de la Loire et de l'Allier en Auvergne</i>	111
2.2.2. <i>Loire bourbonnaise</i>	113
2.3. Contexte historique et archéologique	114
2.3.1. <i>Le site d'Avrilly</i>	116
2.3.2. <i>Les occupations de l'Hôpital-le-Mercier</i>	117
2.3.3. <i>Le pont romain de Chassenard</i>	118
2.3.4. <i>Une occupation romaine dans la ville de Digoïn</i>	120
3. Fenêtre de la Loire moyenne.....	122
3.1. Contexte naturel	122
3.2. État de la recherche géoarchéologique	123
3.3. Contexte archéologique : le site de la Charité-sur-Loire.....	124

CHAPITRE IV - FENETRES D'ETUDE DU BASSIN VERSANT DE LA SAONE.....	127
1. Caractéristiques générales	127
1.1. Relief et géométrie	127
1.2. Histoire géologique et lithologies	127
1.3. Hydrologie et influences climatiques.....	129
1.4. Bilan : sectorisation de la Saône	131
2. Fenêtre de la Saône amont.....	132
2.1. Contexte naturel	132
2.2. État de la recherche géoarchéologique.....	133
2.3. Contexte archéologique.....	133
3. Fenêtre du Doubs aval	137
3.1. Contexte naturel	137
3.2. État de la recherche géoarchéologique.....	139
3.3. Contexte archéologique.....	140
SECONDE PARTIE - ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE ALLUVIALE	
PAR FENETRE -	145
CHAPITRE V - FENETRE D'ETUDE DE LA LOIRE AMONT	147
1. Le secteur d'étude de l'Hôpital-le-Mercier.....	149
1.1. Contexte local et problématique spécifique	149
1.2. Les coupes de synthèse de la vallée	152
1.3. Correction des variations topographiques dues à la pente du fleuve (ou MNT corrigé)	
.....	155
1.4. La chronologie relative des paléochenaux	156
1.5. Résultats des carottages.....	158
1.5.1. Séquence 1 : Les forages T1, T2 et T5 LPE de la terrasse à 6 - 9 m.....	159
1.5.2. Séquence 2 : Les logs T1, K1-K6, K20-21 LGU, T1-2 LB et T3-4 LPE	160
1.5.3. Séquence 4 : Le log K1 LG à La Grève.....	165
1.6. Corrélations chronostratigraphiques, palynologiques et climatiques.....	166
1.7. Une dynamique alluviale influencée par les fluctuations climatiques	175
2. Le secteur d'étude de Chassenard.....	185
2.1. Contexte local et problématique spécifique	185
2.2. Géométrie et âges des dépôts de la vallée	187
2.3. Traitement des données LiDAR.....	187

2.4. Analyse des documents modernes.....	190
2.5. Les coupes de berge	194
2.6. Cartographie des anomalies magnétiques	196
2.7. Les sondages géoarchéologiques	199
2.7.1. <i>Tranchée 1</i>	200
2.7.1.1. <i>La coupe est</i>	200
2.7.1.2. <i>La coupe ouest</i>	203
2.7.1.3. <i>Le sondage B</i>	203
2.7.2. <i>Tranchée 2</i>	204
2.7.2.1. <i>La coupe est</i>	204
2.7.2.2. <i>La coupe ouest</i>	206
2.7.3. <i>Les prospections géophysiques</i>	206
2.7.4. <i>Bilan des sondages</i>	208
2.8. Bilan : un pont romain dans une plaine alluviale médiévale à moderne	209
3. Le secteur d'étude d'Avrilly	213
3.1. Contexte local et problématique spécifique	213
3.2. Analyses aux abords des aménagements antiques	214
3.2.1. <i>Résultats des prospections géophysiques</i>	214
3.2.2. <i>Coupe sédimentologique d'une berge actuelle</i>	217
3.3. Datations des remplissages sédimentaires et chronologie relative des séquences holocènes.....	221
3.3.1. <i>Datation des remplissages sédimentaires des paléochenaux en bordure orientale du lit majeur</i>	221
3.3.2. <i>La chronologie relative des paléochenaux</i>	225
3.4. Bilan : un site fortement érodé environné de dépôts récents.....	227
4. Le secteur d'étude de Digoin.....	231
4.1. Le « substrat » du site archéologique : les dépôts alluviaux du Dernier Maximum Glaciaire	231
4.2. Les occupations du site et ses relations avec la Loire	233
4.3. Bilan : une alimentation en eau disparue et une incision problématique	235
5. Évolution de la fenêtre d'étude sur les deux derniers siècles	239
5.1. Largeur du lit mineur	240
5.2. Amplitudes, longueurs d'onde et rayons de courbure des sinuosités	240
5.3. Rapports relatifs à la largeur	241
5.4. Indice de sinuosité.....	242
5.5. Bilan.....	242
CHAPITRE VI - FENETRE D'ETUDE DE LA LOIRE MOYENNE	247
1. Contexte local et problématique spécifique	247
1.1. Un style fluvial actuel qui pose question	247

1.2. Une occupation dense du lit médiéval.....	249
1.3. Une discordance entre le chenal actuel et le tracé médiéval	250
1.3.1. La répartition des vestiges médiévaux dans le lit actuel, emprise représentative ou effet taphonomique ?	251
1.3.2. Les informations livrées par l'axe du pont médiéval.....	253
2. Résultats des observations sédimentologiques.....	255
2.1. L'île du Pont de la Batte.....	255
2.2. L'île du Faubourg.....	258
2.3. Les fondations de l'ensemble 3	261
3. Évolution de la Loire moyenne à l'échelle de la fenêtre d'étude.....	263
3.1. Coupe de synthèse des observations sédimentologiques	263
3.2. Bilan général	264
CHAPITRE VII - FENETRE D'ETUDE DE LA SAONE AMONT.....	270
1. Contexte local et problématique spécifique	270
2. Résultats de l'étude sédimentologique de la plaine alluviale.....	271
2.1. Coupe géologique de synthèse du secteur.....	271
2.2. Les observations sédimentologiques réalisées par forage	271
2.3. Analyse croisée des datations radiocarbone et des remplissages sédimentaires	272
3. Évolution de la Saône amont à l'échelle de la fenêtre d'étude.....	274
CHAPITRE VIII - FENETRE D'ETUDE DU DOUBS AVAL	279
1. Contexte local et problématique spécifique	279
2. Les dépôts alluviaux de la fenêtre d'étude.....	281
2.1. Coupes géologiques de synthèse de la vallée.....	281
2.2. Les coupes de berge	282
2.3. Les remplissages de paléochenaux.....	285
2.3.1. Le paléoméandre de La Morte à Sermesse.....	285
2.3.2. Les carottages de La Barre à Saunières.....	286
3. Le franchissement de Pontoux.....	291
3.1. Résultats des prospections géophysiques	291
3.1.1. Anomalies du pseudo-gradient magnétique en rive droite	292
3.1.2. Cartographie de la résistivité en rive gauche	294
3.1.3. Profils de résistivité électrique en rive gauche.....	295
3.2. Les dépôts alluviaux depuis le pont romain jusqu'au versant	297
3.2.1. La berge actuelle (PTX C AB).....	297
3.2.2. La barre sableuse (T1, T2 et T3 Ptx).....	297

3.2.3. La bordure du lit majeur (PTX C EF).....	299
3.2.4. Le versant.....	301
3.3. Reconstitution de la dynamique alluviale à l'échelle plurimillénaire au niveau du site de Pontoux	302
4. Évolution du Doubs aval à l'échelle de la fenêtre d'étude	304

SYNTHÈSE ET CONCLUSION - BILAN ET CARACTÉRISATION DES FACTEURS FAVORISANT LES CHANGEMENTS DU MILIEU ALLUVIAL - 309

1. Synthèse des résultats obtenus	313
1.1. Apports de l'analyse globale de l'âge des dépôts.....	313
1.1.1. Ensemble du corpus des datations	313
1.1.2. Analyse des dates par fenêtre d'étude.....	314
1.2. L'évolution de la dynamique alluviale sur quatre fenêtres bourguignonnes.....	316
1.3. Place des fenêtres d'étude dans la dynamique tardiglaciaire et holocène de leurs bassins versants.....	318
1.3.1. Bassin versant de la Loire.....	319
1.3.2. Bassin versant de la Saône.....	322
1.3.2.1. La Saône.....	323
1.3.2.2. Le Doubs.....	325
2. Les facteurs de contrôle de la dynamique alluviale	329
2.1. Influence locale des déformations tectoniques.....	329
2.2. Le rôle du climat	332
2.2.1. Phases d'activité fluviale accrue et climat.....	332
2.2.2. Les âges d'abandon définitif des tracés	338
2.2.3. Les événements de crues, agents majeurs des transformations lors des transitions climatiques ?.....	339
2.2.3.1. Exemples contemporains : les crues de 2003 et 2008 sur la fenêtre de la Loire amont.....	340
2.2.3.2. Les données anciennes	341
2.3. La question de l'impact anthropique sur le milieu alluvial	344
2.3.1. Activités agricoles et densité des occupations anciennes	344
2.3.2. Aménagements et interventions sur les lits mineurs et majeurs	346
3. Retours et perspectives.....	349
3.1. Acquis de la démarche intégrée	349
3.1.1. Données cartographiques	349
3.1.2. Prospections géophysiques	349
3.1.3. Cadre chronologique et faciès des sédiments.....	350
3.2. Perspectives.....	351
3.2.1. Fenêtre de la Loire amont.....	351
3.2.2. Fenêtre de la Loire moyenne.....	351

TABLE DES MATIÈRES

3.2.3. Fenêtre de la Saône amont.....	351
3.2.4. Fenêtre du Doubs aval.....	352
3.3. Vers la compréhension de la partition de l'information archéologique en domaine alluvial.....	352
3.3.1. Des ponts isolés mais riches d'informations.....	352
3.3.2. L'incision des thalwegs contemporains.....	353
3.3.3. Le rôle des crues dans la préservation et la découverte de sites.....	354
3.3.4. Des secteurs préservés ?.....	355
3.3.5. Répartition de l'information archéologique dans l'espace.....	356
3.3.5.1. Définitions	356
3.3.5.2. Essai de modélisation	357
BIBLIOGRAPHIE.....	361
RESSOURCES EN LIGNE :	417
ABREVIATIONS.....	421

INTRODUCTION

À l'échelle du globe terrestre, les cours d'eau ne représentent qu'un réseau ténu et superficiel à la surface des terres émergées, mais ils jouent un rôle majeur en termes de transferts de matière à la jonction entre l'atmosphère, la lithosphère continentale et les océans. Les fleuves adoptent des styles différents en réponse aux variations des flux d'eau et de sédiments qui les composent, modelant ainsi des paysages alluviaux variés à la surface des continents (Knighton 1998, pp. 1-3). Le relief, la lithologie ou la structuration du sous-sol ont une grande influence sur les écoulements, tandis que l'intensité de ces flux varie sur des échelles de temps allant de la fluctuation journalière au démantèlement de chaînes montagneuses sur des millions d'années. Les phases tectoniques et climatiques se succèdent et, surtout pour les secondes, se cumulent à des cyclicités variées. Elles induisent des réponses dans la sédimentation comme dans les écoulements, les vallées alluviales répondant aux changements à différentes fréquences et intensités.

Pour les périodes les plus récentes de l'histoire terrestre, l'évolution du milieu alluvial peut, à son tour, avoir de fortes implications sur les implantations humaines environnantes tant en termes de gestion des ressources et des risques que d'occupation du territoire, et ce, à l'époque actuelle comme pour les sociétés anciennes. Les fluctuations du milieu jouent enfin un rôle non négligeable dans la disparition ou la préservation de ces occupations humaines.

Les dépôts alluviaux résultent de l'imbrication complexe de processus de dépôt comme d'érosion, en réponse aux facteurs interdépendants qui contrôlent les écoulements solides et liquides à leur origine. Il peut être plus délicat de mettre en évidence les transformations du milieu alluvial internes aux cycles glaciaires/interglaciaires, dans la mesure où celles-ci ne se traduisent pas par la formation de terrasses alluviales étagées de plusieurs mètres, plus facilement distinguables les unes des autres. C'est le cas pour l'Holocène, phase interglaciaire, mais aussi période au cours de laquelle l'emprise et la diversité des groupes et sociétés s'accroissent très significativement à la surface de la terre.

Dans le cadre de cette thèse, l'évolution holocène de la dynamique alluviale a été étudiée sur quatre fenêtres d'étude correspondant à trois des principaux cours d'eau de la région Bourgogne : la Loire en amont et en aval de sa confluence avec l'Allier, La Saône immédiatement en aval de sa confluence avec l'Ognon, et le Doubs immédiatement en amont de sa confluence avec la Saône.

La démarche envisagée se veut largement pluridisciplinaire, et cherche à croiser un maximum de sources, dont les apports et la résolution sont fonction de leurs natures. Ces données, *a priori* disparates, sont intégrées dans un processus de réflexion visant à reconstruire l'évolution de la position du tracé de ces trois cours d'eau, les caractéristiques hydrologiques, les causes et les conséquences des changements, tout en intégrant l'environnement immédiat de la rivière, tant anthropique que naturel.

La précision chronologique a été un souci constant de cette étude afin d'inscrire les observations dans la longue durée, aussi ces travaux se fondent-ils sur quatre-vingt-trois datations radiocarbone inédites, qui viennent renforcer le cadre chronologique existant des fenêtres étudiées.

L'application de ces méthodes à l'échelle de quatre fenêtres d'étude sur ces trois bassins versants (la Saône, le Doubs et la Loire) vise à proposer des reconstitutions de l'évolution holocène de la dynamique alluviale, et de mettre en évidence les différents forçages, en particulier la question du rôle des crues lors des transitions climatiques, l'influence des contextes géodynamiques sur le mode de remplissage du lit majeur ou l'éventuelle visibilité de l'impact anthropique sur de grands bassins versants à l'échelle plurimillénaire. Dans une période d'interrogations quant aux conséquences du changement climatique et des aménagements humains sur les fleuves, qui sont des territoires souvent fortement anthropisés en même temps que des ressources indispensables, de telles reconstitutions peuvent servir à nourrir des modèles d'évolution et, ainsi, améliorer la gestion des risques comme celle de la ressource en eau.

Les reconstructions réalisées offrent également des pistes de réflexion quant à la partition de l'information archéologique dans l'espace et le temps, qui peut aider à la recherche de nouveaux sites, en même temps qu'elle représente un outil de reconstitution des processus taphonomiques ayant mené à l'état actuel des sites déjà découverts. Cette notion peut aider à l'élaboration de modèles d'interactions entre le milieu alluvial et les sociétés humaines, dans la mesure où elle permet d'appréhender, même approximativement, la proportion de l'information archéologique aujourd'hui invisible, qu'elle soit enfouie ou qu'elle ait été remaniée et/ou détruite par la dynamique alluviale.

PREMIÈRE PARTIE
- CADRES ET CONTEXTES DE
L'ÉTUDE -

CHAPITRE I – L'ÉVOLUTION DU MILIEU NATUREL EN CONTEXTE ALLUVIAL ANTHROPISÉ

1. L'ÉLABORATION D'UNE PROBLÉMATIQUE DE GÉOARCHÉOLOGIE ALLUVIALE

1.1. GENÈSE DE LA RÉFLEXION

Un exemple concret illustre l'origine des travaux présentés ici et les premières questions géoarchéologiques soulevées. Elles ont émergé lors de l'étude d'un site archéologique polyphasé retrouvé dans le lit de la Loire à Chassenard (Allier). Cette occupation se présente sous la forme d'ensembles de bois verticaux enfoncés dans le chenal actuel du fleuve (Fig. 1 A). L'étude de ces vestiges a montré que le site est constitué de deux aménagements différents, un pont romain et une pêcherie médiévale (Dumont *et al.* 2007a). La Loire circule donc aujourd'hui au même endroit qu'au début de notre ère et au XIII^e siècle. Une telle observation peut mener à l'hypothèse que la Loire n'a pas migré depuis les deux derniers millénaires, mais cette théorie est contredite par l'élargissement de la fenêtre d'observation autour du site (Fig. 1 B). On y remarque en effet les traces d'un ancien chenal de la Loire, mais ce dernier est loin d'être antérieur à la construction du pont romain au début de notre ère, puisque le cadastre napoléonien montre qu'il s'agit d'un tracé occupé par le fleuve au moins à partir du début du XIX^e siècle, les vestiges archéologiques se trouvant alors enfouis dans la plaine alluviale à plus de trois cent mètres du lit mineur de la Loire.

À partir de ces constatations, de nouvelles interrogations se dégagent. Comme le lit actif a manifestement migré, il s'agit de savoir à quel(s) moment(s), en plus du XIX^e siècle, le tracé a pu s'éloigner ou revenir au niveau du lit actuel, qui correspond au moins en partie aux lits antique et médiéval. Une fois les âges des changements identifiés, il est possible de rechercher les éventuels facteurs à l'origine de la migration du lit et de la modification des écoulements, si un changement de la forme en plan du fleuve est perceptible. La reconstitution de l'évolution de la plaine alluviale avant, pendant et après les périodes de fonctionnement du pont et de la pêcherie permet de resituer les aménagements dans leurs contextes archéologique et naturel hors du lit actif. En plus d'une contextualisation des occupations connues, ces reconstitutions

ouvrent la réflexion sur la localisation potentielle des vestiges d'autres périodes, leur état de conservation et leur profondeur d'enfouissement.

Dans le but de mieux comprendre dans quel(s) milieu(x) ces deux ensembles ont été implantés et nous sont parvenus, différentes sources ont ainsi été interrogées et leurs apports croisés. Tout d'abord, l'analyse régressive de photographies et de cartes de plus en plus anciennes apporte des informations sur la forme en plan du fleuve au cours des époques moderne et contemporaine, ce qui peut impliquer une découverte récente de structures encore enfouies à l'échelle décennale à centennale, et par conséquent alors inaccessibles à l'étude. La morphologie des environs du site et les traces laissées par les anciens chenaux de la Loire sont analysés par le biais d'un modèle numérique de terrain (MNT), des observations directes et des cartes et photographies aériennes disponibles. Dans le but de replacer le site dans son contexte, les limites du franchissement, les éventuelles implantations ou aménagements limitrophes ont été recherchés dans la bibliographie ainsi qu'à l'aide de prospections géophysiques et de sondages ciblés. Pour finir, l'évolution de la dynamique alluviale sur le temps long a été reconstituée par l'identification des faciès sédimentaires, qui mène aux processus à l'origine du comblement du lit majeur. L'observation des dépôts se fait au niveau de coupes de berge, de sondages et par carottages dans les remplissages de paléochenaux, avec un maximum de prélèvements de matière organique afin de dater par radiocarbone les niveaux observés. À ce stade, les changements notés localement sont remis en perspective et complétés par des observations sur des secteurs limitrophes, puis avec les données disponibles sur l'ensemble du bassin-versant considéré.

Afin de comparer les fluctuations mises en évidence sur ce secteur-clef situé sur la Loire en amont de sa confluence avec l'Allier et particulièrement sujet à la migration au cours de l'Holocène, des fenêtres d'étude complémentaires ont été choisies sur des secteurs présentant des modalités différentes, tant du point de vue de l'origine des écoulements que de la morphologie du cours d'eau. Des sites où des franchissements romains et médiévaux ont été découverts dans le lit actif ont ainsi été sélectionnés sur la Loire moyenne (La Charité-sur-Loire/La Chapelle-Montlianrd, le cours amont de la Saône (Pontailier-sur-Saône) et la basse vallée du Doubs (Pontoux), l'emprise totale correspondant aux limites est et ouest de la région Bourgogne. Ces sites de franchissement, dans la plupart des cas bien datés par dendrochronologie, fournissent autant de points fixes servant de jalons dans l'analyse spatiale et temporelle de l'évolution du milieu alluvial au cours de l'Holocène.

1.2. DES RIVIÈRES ET DES HOMMES

Les systèmes fluviaux présentent un intérêt certain en ce qui concerne les relations nature/culture, puisqu'ils constituent des zones d'échanges particulières. Au-delà de la remarque qui veut que les lits fluviaux aient de tout temps été des zones d'implantation privilégiées du fait des ressources qu'ils offrent (Arnaud-Fassetta 2008, paragraphe 5), ces environnements doivent être pris en compte et leurs diverses caractéristiques décrites précisément pour expliquer la dynamique d'occupation anthropique d'un secteur donné.

Une façon de radicalement résumer les interactions entre le milieu alluvial et les cultures humaines serait d'accepter de les ramener au couple offre fluviale/demande sociale proposé par Jacques Bethemont (2000, p. 81), qui a le mérite de couvrir à peu près tous les cas envisageables. Les échanges immatériels entre les hommes et les cours d'eau sont difficilement perceptibles pour les périodes anciennes (où la plupart des indices que l'on peut découvrir sont physiques), à l'inverse des demandes matérielles. Les requêtes récurrentes des sociétés vis-à-vis du milieu alluvial, bien que très variées selon les époques et les cultures considérés, sont l'irrigation, l'arrosage, le transport, l'énergie et la pêche, et impliquent parfois un certain degré d'intervention technique sur le milieu alluvial (Castanet 2008, p. 80). Ces aménagements de plus ou moins grande importance peuvent même mener à la modification locale ou totale d'un système fluvial, en constante transformation sous l'influence d'autres facteurs qui agissent à des degrés et échelles différents (Fig. 2). En zone tempérée, ces contrôles provoquent différents ajustements sur les différentes composantes géomorphologiques du chenal actif (Fig. 3). Selon les paramètres considérés, les cours d'eau appartiendront à un style alluvial plus ou moins bien identifiable, et l'évolution de ces paramètres peut provoquer le passage d'un style à un autre (Fig. 4 ; 5 ; 6).

Les transformations opérées modifient les modalités de l'offre fluviale, et peuvent éventuellement induire des réactions de la part des groupes riverains, tant en termes de dynamiques d'occupation que d'aménagements modifiant de façon plus ou moins importante le milieu alluvial. Les changements sur le long terme peuvent aussi venir d'actions humaines beaucoup moins directes, comme par exemple la pratique agricole intense sur les pentes d'un bassin versant, qui provoque l'érosion des sols et l'arrivée de sédiments dans le système fluvial (Fig. 7), après un éventuel stockage plus ou moins long sous forme de colluvions (Goldberg et Macphail 2006, pp. 193–210 ; Hoffman *et al.* 2010 p. 91).

Bien que les vallées alluviales ne puissent se décrire uniquement comme attractives de tout temps et pour l'ensemble des cultures humaines, on constate qu'une part importante des zones

densément peuplées aujourd'hui en France, sont liées au réseau hydrographique principal (Fig. 8). Les fleuves et leurs vallées ont pu, au gré de leurs transformations et des cultures considérées, être attractifs, répulsifs, ambivalents voire neutres (Castanet 2008, p. 83 ; Maillard 2004, p. 35). Selon le paramètre considéré, une même vallée alluviale peut concentrer les quatre critères. Ainsi, un lit majeur caractérisé par un chenal très peu profond et affecté par de fréquents débordements limoneux, sera répulsif pour le transport fluvial, attractif pour l'agriculture, ambivalent du point de vue de l'implantation de structures d'habitations et peut-être neutre pour ce qui est des structures de franchissement. On ne peut donc réduire la compréhension des interactions entre l'homme et l'environnement alluvial à la seule ambivalence entre attraction et répulsion.

L'étude des relations entre les sociétés et le milieu fluvial sur le temps long doit alors passer par la description des changements survenus, puis par la détermination des causes ayant pu provoquer ces transformations. De ce point de vue, la notion de résilience du système, c'est-à-dire la capacité du milieu, malgré les transformations accomplies, à revenir à l'état initial, est primordiale. Les seuils morphologiques franchis par le cours d'eau sous l'influence de facteurs variés marquent le début et la fin de l'événement contrôlant la métamorphose, et peuvent être considérés comme des seuils de rupture lorsque la résilience du système est dépassée. Il se transforme alors en un système différent, et c'est le moment de passage de l'un à l'autre qui est irréversible. Le milieu continue ensuite à changer, et peut même présenter de nouveau, suite au franchissement d'un nouveau seuil de rupture, une morphologie analogue à celle qui le caractérisait avant de dépasser sa résilience (Burnouf et Leveau 2004a, p. 486). Cette notion de seuil, qui peut faire qu'un système évolue brusquement sous l'influence d'un processus éventuellement amorcé depuis des milliers d'années, est déjà mentionnée dans les premiers grands travaux de synthèse sur le fonctionnement du milieu alluvial, notamment en ce qui concerne la charge sédimentaire (Schumm 1977, pp. 12 et 13) :

« ...the channels need not respond to slight changes of sediment load but, in fact, a delay or lag of the response could occur until a threshold is exceeded. In this case the channel would respond abruptly to the slow cumulative effects of the progressive sedimentologic change. »

Ces constats sur les changements rapides en réponse à des sollicitations parfois anciennes illustrent l'intérêt que peut avoir la reconstruction de l'évolution des vallées alluviales sur le temps long pour les sociétés anciennes mais aussi actuelles. En effet, un brusque changement des écoulements n'est pas sans conséquence dans ces milieux aujourd'hui fortement

anthropisés, où la ressource en eau est grandement sollicitée et fait parfois défaut (Bethemont 2000, pp. 233 – 238 ; Houdret 2005, p. 285 ; Hallegatte et Théry 2012, pp. 459 et 460).

1.3. « ...EVERY ARCHAEOLOGICAL PROBLEM STARTS AS A PROBLEM IN GEOARCHAEOLOGY »

Les causes et effets des modifications du système alluvial étant multiples, l'étude de ces milieux passe par l'application de méthodes issues de nombreuses disciplines scientifiques touchant autant aux sciences de la terre, du vivant ou de l'environnement qu'aux sciences humaines telles que l'archéologie, l'histoire, l'anthropologie ou la sociologie. Certaines disciplines comme la géographie et particulièrement la géographie physique sont déjà positionnées à la charnière des sciences dites humaines et sociales et des sciences dites de la nature et formelles, ce qui explique que la géographie physique ait pris une part importante dans les études géoarchéologiques.

Les sciences de la terre et l'archéologie préhistorique sont sans doute parmi les premières à s'être associées pour décrire l'évolution des milieux alluviaux en adéquation avec les sociétés humaines. À ce titre on peut observer, en France, dès les travaux de Boucher de Perthes, une lecture tant archéologique que géologique des terrasses alluviales de la Somme à Menchecourt, près d'Abbeville (Boucher de Perthes 1847, pp. 217 - 246). Cette approche, qualifiée dès cette époque d'« archéo-géologique » dans le prospectus visant à la vente de l'ouvrage (Boucher de Perthes 1847, prospectus p. 8), est par la suite adoptée pour l'étude des sociétés préhistoriques et la question de l'émergence du genre humain, pour lesquelles l'absence de sources écrites a poussé à l'observation de tous les indices possibles, dont celle des dépôts au sein desquels les vestiges archéologiques ont été découverts.

C'est vers la seconde moitié du XX^e siècle que les géologues et les géomorphologues commencent à travailler avec des archéologues s'intéressant aux périodes postérieures au Pléistocène, alors que l'utilisation de l'archéométrie (analyses chimiques, datation et télédétection) ou de l'archéobiologie (zoologie, botanique, biologie environnementale) est plus répandue dans les démarches archéologiques. À ce titre, les actes du congrès britannique de 1973 intitulé « Sediments in archaeology » semblent bel et bien montrer l'émergence du terme « géoarchéologie » (Renfrew 1976 pp. 1 et 2) :

« We have been developping, or assisting in the development of, what amounts to the emergence of a new discipline. This discipline employs the skills of the geological scientist,

using his concern for soils, sediments and landforms to focus these upon the archaeological “site”, and to investigate the circumstances which governed its location, its formation as a deposit and its subsequent preservation and life history. This new discipline of geoarchaeology is primarily concerned with the context in which archaeological remains are found. And since archaeology, or at least prehistoric archaeology, recovers almost all its basic data by excavation, every archaeological problem starts as a problem in geoarchaeology. »

C'est au cours des années 1970 à 1990 que se développent les études alliant géomorphologie et archéologie alluviales pour l'Holocène, notamment en Grande-Bretagne. D'abord plutôt cantonnée sur ou près des sites archéologiques (Davidson et Shackley 1973), elle gagne une plus grande échelle avec la « catchment archaeology » (Gregory et Thornes 1980 ; Brown 1983 ; 1987 ; 1997 ; Passmore et Macklin 1994), qui a permis de développer l'étude géomorphologique des dynamiques holocènes à l'échelle du bassin versant (Bravard 2006, p. 27). Ces études ont permis de s'extraire des problématiques uniquement centrées sur le site archéologique pour proposer des synthèses sur l'évolution des environnements dans lesquels ils ont pu s'inscrire. Parallèlement à ces travaux, au niveau européen, de très nombreux articles synthétiques et méthodologiques concernent la dynamique alluviale et son évolution au cours du temps. Ces analyses et publications se sont multipliées depuis les années 2000 (Macklin 1999 ; Coulthard et Macklin 2001 ; Lewin et Brewer 2001 ; Brown 2002 ; Starkel 2002 ; Vandenberghe 2002 ; Lewin et Macklin 2003 ; Macklin et Lewin 2003 ; Starkel 2003 ; Vandenberghe 2003 ; Coulthard *et al* 2005 ; Lewin *et al* 2005 ; Macklin *et al* 2006a et b ; Brown *et al* 2007 ; Starkel *et al* 2007 ; Hoffmann *et al* 2010 ; Vandenberghe *et al* 2010 ; Van de Wiel *et al* 2011 ; Ashworth et Lewin 2012 ; Brown *et al* 2013 ; Macklin *et al* 2013 ; Lewin et Macklin 2014 ; ...).

2. LE MILIEU ALLUVIAL ET LE CLIMAT : TEMPS HOLOCÈNE ET ESQUISSE DES CADRES CULTURELS

2.1. PARAMÈTRES DE CONTRÔLE DE LA DYNAMIQUE ALLUVIALE : ÉCHELLES DE TEMPS ET VALEURS INDICATIVES

Avant de présenter les grandes lignes de la recherche géoarchéologique de certains bassins versants français, il paraît nécessaire d'évoquer les modalités d'évolution des cours d'eau. À ce titre, le schéma des interrelations agissant au sein des systèmes fluviaux, proposé par Knighton, est particulièrement illustratif (Fig. 9). Les variables de contrôle principales mises en évidence viennent compléter la hiérarchie présentée sur la figure 2. Outre le temps, qui contrôle l'ensemble des autres variables à l'échelle de l'histoire de la terre, on distingue, par ordre d'importance : le contexte géologique au sens large (lithologie et structuration des roches de l'échelle continentale à locale), la morphologie du bassin (relief, géométrie, position par rapport au niveau marin) et le climat.

Les transformations à grande échelle de la composition lithologique et de la structure géologique de la croûte continentale se produisent à l'échelle de plusieurs millions d'années, et les changements que subit le contexte géologique n'interviennent donc dans la dynamique fluviale qu'à des intervalles de temps très éloignés. Il ne faut cependant pas confondre cette assertion avec l'influence importante qu'a la variation de la nature lithologique dans l'espace sur les écoulements, il s'agit simplement ici d'indiquer que cette lithologie ne se transforme qu'à un rythme lent.

La morphologie du bassin versant peut changer à un rythme plus rapide que sa nature géologique. Selon les taux d'érosion, son altitude et ses pentes se modifient plus ou moins rapidement au cours du temps. Les valeurs des taux sont très diverses car elles dépendent de nombreuses variables, mais ne dépassent, en moyenne, pas 1 mm/an (Schumm 1977, p. 35). Un autre facteur important dans la modification du relief d'un bassin-versant est l'activité tectonique, qui par le jeu de la subsidence (bassin d'effondrement) ou du soulèvement (orogénèse, isostasie), diminue ou accentue l'effet des écoulements sur le modelé. Les taux de subsidence ou de soulèvement varient beaucoup selon les contextes et périodes, les taux moyens de soulèvements orogéniques se situant autour de 8 mm/an (Schumm 1977, p. 31). La carte des zones en soulèvement et en subsidence, en France (Fig. 10), indique toutefois des taux actuels bien inférieurs à cette valeur. Les variations du niveau marin ont également une influence sur

la géométrie du bassin versant puisqu'elles provoquent, lorsqu'elles sont suffisamment intenses, le rééquilibrage des profils en long des cours d'eau affectés par ce phénomène, et par extension tout le système collecteur des eaux du bassin. Les fluctuations du niveau marin surviennent à différentes fréquences, et les plus intenses, jusqu'à 500 m, ne se produisent qu'à l'échelle des temps géologiques, sous l'influence des variations de volumes produit par les dorsales océaniques et de la tectonique des plaques en général (Costa *et al.* 2013, p. 144). Les variations de l'ordre d'une centaine de mètres sont, quant à elles, provoquées par des épisodes glaciaires d'une périodicité de 100000 ans, dont l'origine est l'excentricité de l'orbite terrestre autour du soleil. Les changements dans les paramètres orbitaux terrestres sont également à l'origine de la variation de l'inclinaison de l'axe de rotation du globe par rapport à l'écliptique (cyclicité de 41000 ans), ainsi que des changements dans la précession des équinoxes (tous les 19 à 23000 ans). Les variations du niveau marin induites par ces deux cycles sont de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres (Costa *et al.* 2013, p. 144).

Le climat est le dernier des principaux paramètres influant la dynamique alluviale. Ses fluctuations obéissent à divers contrôles et présentent parfois des cyclicités de fréquences très différentes (Fig. 11).

2.2. LES CYCLES GLACIAIRES DU QUATERNAIRE

Les cycles orbitaux mis en évidence par M. Milankovitch (Ruddiman 2001, p. 212), qui influent sur le climat, et provoquent notamment la baisse du niveau marin en raison du volume très important d'eau pris dans les calottes glaciaires et les glaciers montagneux, ont particulièrement marqué le Pléistocène, débuté il y a 2,58 millions d'années (Cohen et Gibbard 2011a ; Annexe 1). Le développement des calottes glaciaires est amorcé dès la fin de l'Eocène (38 Ma) dans l'hémisphère Sud, puis affecte le pôle Nord à la fin du Miocène (6,5 Ma) en raison des modifications dans les circulations océanique et atmosphérique engendrées par la tectonique des plaques et le rifting. Vers 3 Ma, le régime glaciaire est mondial et contrôlé en premier lieu par l'insolation (Van Vliet-Lanoë 2007, p. 124).

Les cours d'eau français se mettent principalement en place dans ce contexte, après les grandes structurations tectoniques du territoire à la fin du Tertiaire (Lespez 2013, p. 49). Les cycles glaciaires/interglaciaires provoquent la formation de nombreuses terrasses alluviales encore discernables aujourd'hui, formées par l'effet des fluctuations climatiques, du soulèvement tectonique des bassins versants, ainsi que par les variations du niveau marin sur les cours d'eau (Antoine *et al.* 2007). Le dernier million d'années voit ainsi le plancher alluvial

s'enfoncer d'une centaine de mètres pour la Moselle, tandis qu'à plus grande échelle de nombreuses captures se mettent en place sur la Marne, l'Aisne, la Moselle ou la Meuse (Lespez 2013, pp. 50-51). C'est au cours du Pléistocène qu'on observe les premiers peuplements paléolithiques en France, occupations notamment retrouvées en contexte alluvial dans les terrasses de la Somme (Antoine 1993, pp. 14-15). L'évolution globale des températures sur cette période, établie d'après les forages EPICA de la calotte antarctique et comparée aux données obtenues au Groenland sur les 120000 dernières années (Fig. 12), montre l'alternance des cycles glaciaires et interglaciaires ainsi que les abrupts événements de Dansgaard-Oeschger (Jouzel *et al.* 2007). L'échelle chronostratigraphique des 270000 dernières années représentée en annexe 1 synthétise les dénominations des phases et fluctuations observées au nord de la Méditerranée (Cohen et Gibbard 2011b).

Les enregistrements prélevés sur les glaciers groenlandais, bien que couvrant une période moins longue que les forages de l'Antarctique, ont une meilleure résolution temporelle que cette dernière (Le Roy 2012, p. 3). Ils sont particulièrement utiles pour étudier en détail les fluctuations climatiques des hautes latitudes de l'hémisphère Nord au cours de la dernière glaciation.

2.3. L'HÉRITAGE DE LA DERNIÈRE GLACIATION

La glaciation de Würm est le plus récent épisode de glaciation de l'histoire de la terre, et est contemporaine des cultures paléolithiques moustériennes à solutréennes (Miskovsky et Rangin 2002, pp. 90-91). Elle voit également la disparition des hommes de Neandertal et de nombreux autres mammifères vivant dans les steppes périglaciaires.

2.3.1. *Le Pléniglaciaire (Weichsélien moyen)*

Le Pléniglaciaire weichsélien, comme les autres glaciations quaternaires, est caractérisé par une forte variabilité climatique, notamment causée par les cycles de Dansgaard-Oeschger et les événements de Heinrich, variabilité de grande amplitude pouvant atteindre plus de 15 °C (Fig. 13 ; Le Roy 2012, p. 3). Les fluctuations sont parfois très brusques, les températures pouvant évoluer en 10 ans à peine, voire moins (Stuiver et Grootes 2000, p. 278 ; Bard *et al.* 2006, p.14). En France, le dernier maximum glaciaire (DMG ou *LGM* en anglais) est généralement daté entre 19000 et 23000 BP, bien que certains auteurs avancent qu'une phase plus froide ait eu lieu avant 40000 BP (Cossart *et al.* 2013, pp. 103-105), peut-être aux environs de 60000 BP (Le Roy 2012, p. 16). Par commodité, on utilisera le terme de dernier maximum glaciaire pour

le stade isotopique MIS 2 (Annexe 1), plus précisément la période 26,5 à 19 ka BP (Clark *et al.* 2009). La synthèse des températures et des phénomènes périglaciaires du DMG aux alentours des Pays-Bas et de la Belgique montre que la plus grande partie des sols français est alors affectée par un permafrost discontinu (Fig. 14). Cette répartition, établie à l'aide d'un modèle de circulation de l'air en surface (Renssen et Vandenberghe 2003), est en désaccord avec les données françaises qui étendent beaucoup plus largement l'emprise du pergélisol continu (Fig. 15), principalement sur la base d'observations de structures périglaciaires au sein des sédiments (Cossart *et al.* 2013, p. 105). À l'échelle européenne la limite du permafrost, établie sur la base de nombreuses données acquises sur les cinquante dernières années (Vandenberghe *et al.* 2004), confirme la présence d'un pergélisol, même discontinu, sur une grande partie du territoire français (Fig. 16). La question de la présence de pergélisol est importante pour la compréhension de la dynamique alluviale ayant alors prévalu. En effet, le développement de glace diminue la capacité d'infiltration de l'eau dans les sols, tout en leur assurant une meilleure cohésion face à l'érosion (Vandenberghe 2001, p. 120). De plus, les eaux issues de la fonte des neiges sont incapables de pénétrer les nappes phréatiques, et viennent grossir de façon très importante les rivières circulant dans les zones de permafrost continu (Vandenberghe 2001, p. 112). Dans les zones où le permafrost est discontinu voire remplacé par un gel profond saisonnier, les nappes phréatiques sont alimentées en eau à la belle saison, ce qui permet, pendant l'hiver, d'avoir toujours de l'eau mobile dans le lit des rivières, le plus souvent gelées en surface. La glace barre souvent l'écoulement de l'eau libre, qui s'accumule et finit par briser la retenue formée, envahissant la plaine alluviale puis y gelant, ce qui crée une carapace de glace. Cette dernière, lors de la fonte, peut augmenter significativement les débits des rivières (Vandenberghe 2001, pp. 115-116). La dynamique alluviale périglaciaire du Pléistocène est souvent ramenée à des styles de chenaux en tresse, mais la réalité est plus complexe et, outre les facteurs habituels comme la densité du couvert végétal, la présence de permafrost continu à discontinu tient un rôle important pour le style alluvial (Fig. 17).

Les conditions périglaciaires, entre les latitudes de 50 à 53° N en Europe de l'ouest (Pays-Bas, Belgique, sud de l'Angleterre et Allemagne), ont été synthétisées comme indiqué figure 18. La reconstitution des températures de l'Europe de l'ouest au Pléniglaciaire, basée sur de multiples proxys (Vandenberghe *et al.* 2004, p. 400), montre une amplitude annuelle importante, typique d'un climat très marqué par la continentalité, de l'ordre de 28 à 33 °C (Vandenberghe *et al.* 2004, p. 403). Les températures des mois les plus froids et les plus chauds sont respectivement comprises entre -22 à -5 °C et 7 à 15°C selon les périodes considérées (Fig. 19).

La dynamique alluviale de l'Europe centrale et de l'ouest se modifie au début du DMG, caractérisée par une phase d'incision généralisée. Une aggradation intense se produit ensuite, se traduisant localement par l'abandon d'un système anastomosé au profit d'un système en tresse. Ces métamorphoses semblent majoritairement se produire aux alentours de 27000 cal BP, période marquée par des pics dans le débit des rivières (probablement liés à la fonte des neiges au printemps) et quantité d'apports sédimentaires des versants. Ces transformations seraient majoritairement liées à l'augmentation des précipitations au début de cette phase. Les nombreux indices d'activité éolienne qui suivent cette période indiquent que les conditions sont bien plus sèches à la fin du Pléniglaciaire supérieur (Vandenberghe *et al.* 2004, p. 403). Les événements froids du Tardiglaciaire qui surviennent après la fin du Pléniglaciaire supérieur confèrent un caractère pulsé au phénomène de déglaciation qui suit le Würm. Du point de vue de la dynamique alluviale, le Pléistocène, avec ses phases glaciaires et interglaciaires, a engendré l'apparition de cycles alluviaux en relation avec la végétation, l'évapotranspiration, la température et les précipitations, et la glaciation weichsélienne répond à ce modèle (Fig. 20).

Ce schéma très général semble en adéquation avec les observations menées sur le territoire français, par exemple sur les terrasses de la Somme, dont le fonctionnement au cours d'un cycle glaciaire/interglaciaire a été synthétisé sur la figure 21.

2.3.2. *Le Tardiglaciaire (Weichsélien supérieur)*

Le Dryas ancien est une phase dont l'assemblage pollinique indique des conditions froides, avec la présence de la Dryade à huit pétales (*Dryas octopetala*) qui donne son nom à cette période, et correspond à un climat encore peu clément (Magny 1995, p. 136). La figure 22 montre l'évolution, dans l'Atlantique, de la zone de contact entre les eaux tempérées et les eaux polaires au cours du Tardiglaciaire. Au Dryas ancien cette limite est très proche de ce qu'elle était à la fin du Pléniglaciaire supérieur, ce qui explique qu'elle ne soit pas très marquée sur l'enregistrement de la variation du $\delta^{18}\text{O}$, marqueur de l'évolution de la température, issue de l'analyse du carottage GRIP de la calotte glaciaire du Groenland (Fig. 23).

L'interstade Bølling-Allerød représente, comme on peut le voir sur les figures 22 et 23, un réchauffement interstadiaire global qui comprend un événement plus froid en son sein, rarement enregistré en milieu continental (Castanet 2008, p. 51). Les températures augmentent, en un temps assez court, de 25°C en hiver et de 7 à 8°C en été (Magny 1995, p. 137), ce qui a notamment des conséquences sur les faunes et les flores aussi bien continentales que marines.

Le refroidissement du Dryas récent est un ultime pulse de froid, considéré comme une inversion du climat dans le processus de déglaciation. La figure 22 montre la redescende du

front polaire à des latitudes analogues à celles qu'il occupait au plus fort de la glaciation du Würm. Dans les Alpes, cette phase est caractérisée, par la baisse des températures, un retour des espèces végétales steppiques et par des précipitations bien moins importantes qu'auparavant (Magny 1995, p. 144). Le Dryas récent, qui dure environ un millénaire, est particulièrement bien archivé dans les enregistrements continentaux, glaciaires et océaniques de l'hémisphère Nord, et révèle un retour de conditions quasi pléniglaciaires (Ruddiman 2001, pp. 307-308). Les causes de l'occurrence de cette phase sont encore sujettes à discussion dans la communauté scientifique, même si la modification de la circulation thermohaline des océans semble être le mécanisme principal du refroidissement, les raisons de cette transformation ne sont pas évidentes et pourraient simplement participer normalement du processus de déglaciation du Würm (Broecker *et al.* 2010). Une amélioration drastique du climat borne la limite supérieure du Dryas récent, et marque l'entrée définitive dans l'interstade de l'Holocène, ainsi que la sortie du Tardiglaciaire weichsélien.

D'une manière générale, les changements climatiques du Tardiglaciaire ont été particulièrement abrupts et surtout très soudains. En effet, les analyses réalisées sur les carottes de glace du Groenland montrent que les changements de circulation atmosphériques du Tardiglaciaire, indirectement enregistrés par les brusques sauts dans les taux en excès du Deutérium, ont eu lieu dans un intervalle de une à trois années, même si les effets des changements climatiques ne se perçoivent dans les températures du Groenland qu'à l'échelle décennale à centennale (Steffenssen *et al.* 2008).

La dynamique alluviale européenne a répondu aux fluctuations climatiques du Tardiglaciaire, et les systèmes fluviaux hérités de la dernière période glaciaire se sont modifiés en conséquence, comme avancé figure 20. Par exemple, dans le Bassin parisien, la Seine abandonne son style en tresse au début du Bølling pour adopter un bras principal méandrique avec des chenaux latéraux, et incise l'ancienne bande de tressage (Pastre *et al.* 2000, p. 119 ; 2002, p. 33 ; 2003, p. 2186). L'Allerød est une période légèrement plus froide que le Bølling, et la réponse des systèmes alluviaux de la moitié nord de la France se traduit généralement par l'adoption d'un lit unique à méandres. Les vallées alluviales subissent un colmatage général lors du Dryas récent, en raison de l'augmentation massive de la charge sédimentaire issue des versants dévégétalisés par les conditions climatiques rigoureuses (Lespez 2013, p. 56). L'activité alluviale du Nord de la France est alors assez forte, avec l'occurrence de fortes crues particulièrement chargées en sédiments dans des chenaux parfois multiples et instables. L'évolution des grandes vallées du bassin parisien au cours du Tardiglaciaire a pu être synthétisée assez précisément, alors que la dynamique alluviale de cette période est

particulièrement mal enregistrée dans les archives sédimentaires d'autres grandes vallées françaises (Fig. 24).

2.4. ÉVOLUTIONS CLIMATIQUES DE L'Holocène

2.4.1. *Évolution globale et partition de l'Holocène*

À l'échelle des fluctuations de la température sur les 50000 dernières années (Fig. 25), l'Holocène ne présente pas une grande variabilité. Pourtant cette période est marquée par des changements climatiques rapides de plus ou moins grandes ampleurs, plus ou moins bien enregistrés et contradictoires les uns des autres selon les sources consultées, ce qui rend les éventuelles cyclicités, et donc les causes de variation, particulièrement difficiles à déterminer (Debret 2008, pp. 4-5 ; Mayewski *et al.* 2004, p. 251).

La figure 26 montre l'évolution des principaux forçages généralement évoqués pour expliquer la variabilité du climat holocène (à l'exception des fluctuations des échanges de masses d'air de l'oscillation nord-atlantique ou NAO), ainsi que les six phases de refroidissement mises en évidence dans cette étude basée sur de nombreux enregistrements paléoclimatiques (Wanner *et al.* 2011), relativement proches des phases de changement climatique rapide établies auparavant (Mayewski *et al.* 2004, pp. 251-252). Le climat de l'Holocène est divisé en trois phases (Fig. 26), d'abord tempéré avec la fonte des glaciers, puis chaud avec l'Optimum climatique de l'Holocène, et enfin plus frais pour le Néoglaciale, qui correspond à la période actuelle, débutée il y a environ 4500 ans. Généralement, l'Holocène est simplement divisé en deux phases, l'Optimum et le Néoglaciale. Pour les latitudes supérieures à 40° N, l'Optimum climatique est considéré comme doux et sec et le Néoglaciale frais et humide, tandis que les latitudes inférieures à 40° N présentent un schéma inverse (Simonneau *et al.* 2012, p. 50). Les enregistrements précis des séries continentales holocènes permettent de nombreuses observations de l'évolution des paramètres climatiques, comme les fluctuations des niveaux lacustres des Alpes et du Jura (Fig. 27), qui semblent notamment en lien avec les variations de l'activité solaire détectée sur les carottages de l'Océan Atlantique (Bond *et al.* 2001).

Les variations climatiques à modalités complexes qui ont été évoquées provoquent des réactions diverses selon les cours d'eau. Sur les 15000 dernières années, les différences de débits liquides et solides des systèmes d'Europe centrale, en partie dépendants du climat sur les 15000 dernières années, se traduisent par des évolutions dans les styles fluviaux et des

tendances à l'érosion ou à l'aggradation (Fig. 28). En France, les principales phases d'activité fluviale du Rhône et le Loire ont également pu être synthétisées et confrontées à d'autres enregistrements témoignant de la variabilité de l'hydrologie holocène (Fig. 29).

2.4.2. Subdivision en chronozones et correspondance avec les cultures humaines

Les chronozones palynologiques ont été établies sur la base de l'évolution des associations polliniques au cours du temps, et permettent de considérer l'évolution de l'environnement sur le temps long par le biais du règne végétal, dont certains restes sont enregistrés au sein d'archives sédimentaires comme celles accumulées dans les tourbières (Fig. 30). Les subdivisions holocènes que l'on peut utiliser dans le cadre de ces travaux sont présentées en annexe 1. Bien que certaines données soient particulières à la Normandie, comme les chronozones de Morzadec-Kerf, ou les limites exactes des périodes culturelles, qui ne sont pas toujours synchrones sur l'ensemble de la France, cette échelle chronostratigraphique donne les limites précises des chronozones en relation avec la succession détaillée des cultures s'étant succédé au cours du temps.

2.5. BILAN

La présentation des grandes phases climatiques formant le cadre naturel de cette étude se doit d'être remise en perspective avec la dynamique alluviale en général avant d'aborder les aspects particuliers de l'étude géoarchéologique de certains cours d'eau français. Avec beaucoup de nuances, dépendant du cours d'eau considéré et de l'importance des modifications climatiques, on peut cependant rappeler que, d'une manière générale, les systèmes fluviaux répondent souvent aux modifications du climat par un changement de style, bien que la réponse morphologique aux réchauffements soit bien moins importante que celle induite par les phases de dégradation. En effet, J. Vandenberghe (2008) insiste particulièrement sur les incisions qui surviennent lors des transitions climatiques ainsi que sur la destruction des archives sédimentaires antérieures par migration latérale du chenal, et précise qu'elles sont bien moins importantes lors du passage d'une dégradation à une amélioration que lors de la transition inverse. Ainsi, selon l'auteur (Vandenberghe 2008, pp. 282-283), le passage d'une phase de dégradation caractérisée par un système en tresse à une phase d'amélioration se traduit par la mise en place d'un système méandrique qui incise assez profondément les dépôts antérieurs mais ne migre pas suffisamment latéralement pour remanier les dépôts de la bande de tressage

antérieure. Lors du passage d'une phase d'amélioration à une phase plus froide, la mise en place d'un système en tresse, large et migrant beaucoup latéralement, remanie en grande partie la ceinture de méandres déposée précédemment, mais peut épargner les dépôts en profondeur en raison de la moindre incision générée par les systèmes en tresse en général. Ces considérations relèvent d'un modèle général et ne reflètent pas systématiquement la réalité des métamorphoses fluviales pouvant se produire au cours du temps, notamment en raison de l'intervention de nombreux autres facteurs tels que les paramètres physiques de la vallée et le degré d'anthropisation du bassin versant.

3. APERÇUS DE LA GÉOARCHÉOLOGIE ALLUVIALE FRANÇAISE

Les recherches ayant pour but de caractériser, en milieu fluvial, les paléoenvironnements quaternaires français passent petit à petit des terrasses alluviales aux comblements holocènes des vallées à la fin des années 1970 (Berger *et al.* 1999, p. 8 ; Salvador *et al.* 2010, p. 186). C'est également dans ces années qu'on établit des reconstructions climatiques de l'Holocène grâce aux méthodes déjà utilisées sur les enregistrements Pléistocène (Miskovsky 2002 ; Bravard 2006, p. 29), comme la mise en évidence des phases de gel par l'étude des sédiments de l'abri Gay dans la basse vallée de l'Ain (Loebell 1980, p. 150). Les chercheurs en géographie physique comme J.-P. Bravard s'intéressent également, parfois de longue date, aux systèmes fluviaux s'étant succédé au cours du temps, notamment par la typologie des anciens bras qui traduisent des styles fluviaux passés distincts (Bravard 1982 ; 1983). Assez tôt, le dialogue est noué avec des archéologues dans la région lyonnaise (Bravard *et al.* 1986 ; 1989 ; Bravard et Prestreau 1997), et leurs échanges constitueront la base d'apports fondamentaux à la géoarchéologie alluviale (en entendant par le terme géoarchéologie la définition présentée dans le présent chapitre en 1.3.).

Il s'agit ici d'évoquer précisément plusieurs exemples de travaux ayant contribué à la reconstitution de l'évolution des vallées alluviales métropolitaines depuis le dernier maximum glaciaire. Les travaux menés sur les bassins versants de la Loire et de la Saône étudiés dans ce travail de doctorat ne sont pas spécifiquement mentionnés ici, car ils seront présentés dans l'état de la recherche des chapitres III et IV. Nous avons choisi de nous intéresser plus particulièrement aux bassins versants de Rhône et de la Seine, qui ont fait l'objet de nombreuses études pouvant relever de l'analyse géoarchéologique au cours des trente dernières années.

3.1. ÉTAT DE LA RECHERCHE SUR LE BASSIN RHODANIEN

3.1.1. *La haute vallée du Rhône et le Lyonnais*

Débutées dès les années 1980 dans les environs de Lyon (Bravard *et al.* 1989, p. 429 et Macé *et al.*, 1992, p. 17), des études géoarchéologiques ont été menées principalement sur les sites de fouilles préventives et programmées, sur lesquels ont également été collectées des données malacologiques et palynologiques (Bravard *et al.* 1997, p. 178). Les sites fouillés ont fourni des calages chronologiques précis, parfois affinés par des datations radiocarbones, tandis que les

sédiments ont été observés et leurs spécificités granulométriques replacées sur des diagrammes d'images CM, selon la méthode de Passega (Passega 1957 ; 1964 ; Bravard *et al.* 1986), afin de reconstituer leurs conditions de dépôts (Bravard *et al.* 1989, pp. 431 - 433). Les cartes anciennes sont également utilisées pour obtenir des informations sur le Rhône à l'époque moderne (Bravard *et al.* 1997, p. 178). L'ensemble de ces travaux permet de tracer précisément l'évolution du fleuve depuis la fin de la dernière glaciation dans l'agglomération lyonnaise (Macé *et al.* 1992 ; Bravard *et al.* 1997 ; Verot-Bourrely *et al.* 2010 ; Franc 2010), de mettre en évidence des influences tectoniques à la confluence Saône-Rhône (Bravard 1997a), de caractériser les crues antiques (Macé *et al.* 1992, pp. 23 – 27 ; Bravard *et al.* 1997 ; pp. 190 et 191 ; Salvador *et al.* 2002 ; Franc 2010, pp. 13 - 14) et de modéliser en trois dimensions la construction des dépôts au cours de l'Holocène (Teles *et al.* 2001).

En amont de l'agglomération lyonnaise, la vallée rhodanienne et ses affluents ont fait l'objet du même type d'études, avec une première synthèse en 1997 et une seconde en 2002 (Bravard 1997b ; Bravard *et al.* 2002). Pour les affluents, on peut citer le cas de l'Isère, à Grenoble, avec l'utilisation de sondages profonds (Peiry et Féougier 1997, p. 171), ainsi que, sur ce même cours d'eau, en aval de la confluence avec le Drac, l'analyse des forages profonds, complétée par des observations sédimentologiques, acquises par forages manuels et lors des prospections archéologiques préalables à la construction de l'autoroute A 49 (Salvador 2001, p. 128). Le mode de dépôt des sédiments a été obtenu à l'aide de l'image CM de l'analyse granulométrique, et les âges des séquences établis grâce à des datations radiocarbone. L'évolution fluviale moderne a été observée grâce aux documents anciens remontant jusqu'au début du XVII^e siècle (Salvador 2001, p. 134). Les mêmes méthodes ont été appliquées sur la haute vallée du Rhône dans le secteur de Creys-Sault-Brénaz, avec de nombreuses observations au niveau de sites archéologiques et l'utilisation de marqueurs chronologiques permettant d'estimer les taux de sédimentation au cours du temps (Salvador 1999, p. 4). Plus récemment, les investigations menées dans le secteur des Basses Terres sont venues compléter les premières observations réalisées antérieurement sur les sédiments et les documents anciens (Bravard 1983). En effet, les remplissages de nombreux paléoméandres ont été forés, prélevés, et ont fait l'objet de mesures de calcimétrie, de datations radiocarbone, d'analyses granulométriques visant à l'élaboration de diagrammes CM, d'études palynologiques et d'observations micromorphologiques sur les parties finement laminées (Salvador *et al.* 2004 ; 2005 ; 2010 ; 2014).

L'ensemble du haut bassin a fait l'objet d'une étude synthétique de l'évolution de la sédimentation fondée sur l'analyse d'une base de données des datations de vestiges archéologiques, dendrochronologiques et, en majorité, radiocarbone (Berger *et al.* 2008, pp. 121 - 122). Selon la nature des sédiments et leurs modes de dépôt, un histogramme de distribution des âges a été établi par cumulation des datations contemporaines, et met ainsi en évidence des phases d'activités fluviales plus ou moins importantes (Berger *et al.* 2008, pp. 124 et 125). Une tentative de modélisation prédictive du potentiel archéologique a également été réalisée dans le nord de l'Isère (Berger *et al.* 2005a).

Des études récentes ont été menées en Suisse sur le haut bassin du Rhône. Elles rassemblent des données de cartographie historique, sédimentologiques et géophysiques pour décrire l'évolution du milieu alluvial au cours des derniers siècles (Laigre *et al.* 2009 ; 2011 ; 2012, Montané *et al.* 2009).

3.1.2. Moyenne vallée du Rhône

Les premières observations géoarchéologiques non uniquement centrées sur la Préhistoire remontent également ici aux années 1980. Ces études se sont particulièrement développées au cours des années 1990 dans le cadre de l'archéologie programmée et préventive, en particulier lors des fouilles liées à la construction de la ligne TGV Méditerranée (Berger 2011, p. 168). De très nombreuses observations sédimentologiques ont ainsi pu avoir eu lieu sur et en dehors des sites archéologiques de la moyenne vallée du Rhône (Brochier 1991 ; 1997) et de certains de ses affluents, notamment la Valdaine (Berger *et al.* 1997) ou la Citelle (Berger *et al.* 2002). L'approche choisie est résolument transdisciplinaire et croise de nombreuses données (Van Der Leeuw 2003, p. 15 ; Berger 2003a). L'analyse géoarchéologique découle principalement des très nombreuses observations pédosédimentaires, qui permettent de mettre en évidence, grâce à un cadre chronologique fiable, l'évolution de la couverture pédologique au cours du temps (Berger 2003b). Cette dernière est sujette à diverses phases de dégradation (Berger 2003b, p. 156), identifiées par l'utilisation croisée de la micromorphologie, de l'anthracologie (Dehlon *et al.* 2009 ; 2010), de la palynologie (Berger 2003b, p. 121), de la malacologie (Berger 2003b, pp. 150 et 151) et de l'analyse des phytolithes (Dehlon *et al.* 2003). La répartition des occupations anthropiques et le cadre chronologique autorisent, entre autres, le calcul du taux d'accrétion à grande échelle (Berger 2003b, p. 159), la datation des phases de remontée des nappes phréatiques (Berger 2003b, p. 159), ou des épisodes de tourbification, et, en dernier lieu, la comparaison des divers aspects du système fluvial avec les variations climatiques et alluviales de l'Holocène à l'échelle du bassin.

L'ampleur de ces études autorise des réflexions plus larges, que ce soit sur des périodes particulières comme le Néolithique moyen (Beeching *et al.* 2005), l'âge du Bronze (Berger *et al.* 2007), la fin de l'Antiquité (Berger *et al.* 2001) et le Moyen Âge (Berger 2006), ou encore sur la question de la taphonomie à l'échelle du site ou de la région (Berger et Brochier 2004), et la modélisation du potentiel archéologique (Berger 2011).

3.1.3. Basse vallée et delta du Rhône

Aux environs d'Orange, des études géoarchéologiques ont été réalisées dans le cadre des travaux menés sur la moyenne vallée (Berger 2003 ; 2006), complétées par des analyses propres aux environs de l'agglomération. Outre les résultats extraits des fameux documents cadastraux antiques d'Orange (Meffre et Ballais 1996), on peut citer l'apport de l'étude croisée des archives médiévales à modernes et des données géomorphologiques et archéologiques. Les objectifs de ces dernières étaient de caractériser le milieu alluvial rhodanien et son évolution au niveau de la confluence avec l'Aygues, et de poser la question de la gestion du risque fluvial au cours de l'Antiquité et du Moyen Âge (Allinne *et al.* 2005). Le secteur d'Avignon a également bénéficié d'investigations géoarchéologiques. En plus des travaux concernant le fleuve à l'époque antique (Carru 1999, pp. 109-120), le célèbre pont médiéval Saint-Bénézet a fait l'objet d'une étude récente, confrontant des plans anciens, des carottages et des mesures géophysiques afin de caractériser l'évolution du Rhône médiéval à moderne, et tenter de retrouver l'ancienne emprise du franchissement en partie disparu (Vella *et al.* 2013). En aval de la confluence Rhône-Durance, sur la commune de Tarascon, la relation de l'agglomération antique d'*Ernaginum* avec le cours de la Duransole qui la traverse a pu être esquissée par l'étude des sondages archéologiques, des sources historiographiques et du fragment 7 du cadastre A d'Orange (Allinne et Verdin 2004).

Le bassin versant de la Durance, qui draine une grande partie des Alpes du Sud, a fait l'objet de nombreuses études, notamment dans la moyenne vallée et dans les petits bassins des affluents, et ce depuis la fin des années 1970 (Jorda *et al.* 2002). Assez tôt, l'association des datations radiocarbone et des observations géomorphologiques a permis d'esquisser les phases d'incision et de comblement dans les Alpes du Sud, et de poser la question des forçages anthropiques sur ces milieux sensibles au cours de l'Holocène (Jorda 1980 ; 1992 ; Jorda et Provansal 1996). Certaines études se concentrent sur le dernier maximum glaciaire (Rosique 1997 ; Jorda *et al.* 2000 ; Rosique 2004), ou encore le Tardiglaciaire (Jorda et Rosique, 1994). La découverte de nombreux troncs subfossiles dans les dépôts alluviaux et colluviaux a autorisé la réalisation de nombreuses datations radiocarbone ou dendrochronologiques, tandis que leur

position stratigraphique a permis de caractériser finement les phases de comblement et d'érosion (Sivan *et al.* 2002 ; Jorda *et al.* 2002 ; Miramont *et al.* 2004 ; Sivan *et al.* 2006 ; Miramont *et al.* 2008). D'une manière générale, ces résultats ont eu des répercussions dépassant le strict cadre de l'évolution du bassin sur le temps long, que ce soit pour proposer de préciser la courbe de variation du ^{14}C atmosphérique grâce aux datations dendrochronologiques des souches retrouvées dans les dépôts observés (Miramont *et al.* 2000), ou encore de corrélérer les impacts climatiques et anthropiques à l'échelle européenne (Magny *et al.* 2002). Les données historiques ont apporté des informations complémentaires aux analyses sédimentologiques pour affiner la compréhension de l'évolution de la dynamique alluviale à la fin du Moyen Âge et au cours de l'époque moderne (Miramont et Guilbert 1997 ; Miramont *et al.* 1998). Dernièrement, la synthèse des données disponibles et leur confrontation à un modèle numérique de terrain a permis la reconstruction des paléotopographies du bassin de Charanc au cours des 20000 dernières années, ainsi qu'une estimation des bilans sédimentaires lors des principales phases d'érosion et de sédimentation et la distribution des dépôts postglaciaires dans l'espace (Brisset *et al.* 2014).

Plus près de la confluence entre la Durance et le Rhône, on peut mentionner les travaux menés sur le piémont méridional du Grand Lubéron, par l'étude des tufs travertineux et des formations alluviales dans le but de reconstituer l'évolution géomorphologique de cette partie du bassin versant de la basse Durance au cours des 50000 dernières années sous l'action conjuguée des facteurs bioclimatiques puis climato-anthropiques (Ollivier *et al.* 2004 ; Ollivier 2006).

Sur l'autre rive du Rhône et en aval de la confluence avec la Durance, le Gardon a fait l'objet d'une étude géoarchéologique au niveau de la carrière qui aurait pu servir à construire le Pont du Gard. Les conditions d'extraction des matériaux au premier siècle avant notre ère ainsi que l'évolution postérieure du site ont pu y être proposées grâce à des fouilles archéologiques et des observations sédimentologiques (Bruneton *et al.* 2001 ; Vacca-Goutoulli et Bruneton 2004).

L'évolution des plaines d'Arles, qui se situent à l'apex du delta du Rhône, a pu être reconstituée, au cours de l'Holocène, grâce à l'étude des sédiments observés en contexte archéologique et dans des carottages (Bruneton *et al.* 2001 ; Arnaud-Fassetta 2004a ; Arnaud-Fassetta *et al.* 2005 ; Bruneton *et al.* 2006). Les dépôts ont fait l'objet d'analyses granulométriques, géochimiques (matière organique, teneur en carbonates), paléoécologiques (ostracodes, pollens, fréquence des feux par analyse des micro-charbons) ou géophysiques (susceptibilité magnétique). La dynamique alluviale a pu être caractérisée en lien avec l'occupation antique, notamment en ce qui concerne la migration du chenal actif ou la fréquence

et l'intensité des événements de crue (Arcelin *et al.* 1999 ; Bruneton *et al.* 2001). La dépression fermée de la vallée des Baux, proche d'Arles, a également fourni des indications précieuses pour comprendre les variations hydrologiques sur le temps long (Leveau 1997). Pour les périodes plus récentes, l'analyse sérielle de la chronique des crues du Bas-Rhône depuis le début du XVI^e siècle, mesurées en particulier sur les échelles d'Arles, a autorisé la mise en évidence des phases de forte et de faible fréquences d'occurrence de crues au cours de la période du Petit Âge Glaciaire (Pichard 1995). L'analyse des documents modernes, beaucoup plus précis, a mené à la modélisation en trois dimensions de l'évolution du chenal à Arles depuis la fin du XIX^e siècle. En plus des possibilités de quantification de l'érosion et de la sédimentation, ce type d'étude permet d'interroger la représentativité des événements de crues antérieurs, dont l'intensité, mesurée principalement via les hauteurs de la tranche d'eau, dépend de la géométrie du lit actif (Antonelli *et al.* 2004a).

L'étude de l'évolution postglaciaire du delta proprement dit commence dès les années 1940 et 1950 (Oomkens 1970, p. 198), et se poursuit ensuite principalement jusqu'aux années 1980 par l'analyse de la géométrie des corps sédimentaires par carottages et sismique-réflexion (Provansal *et al.* 2002, p. 251). Les années 1990 voient l'utilisation de l'analyse granulométrique des sédiments du delta pour caractériser les environnements de dépôts par l'image CM de Passéga ou l'analyse texturale globale ainsi que l'étude statistique de la fraction sableuse (Arnaud-Fassetta et Provansal 1993). Outre les observations géoarchéologiques réalisées sur les coupes de sites archéologiques, notamment antiques (Bruneton *et al.* 2001 ; Provansal *et al.* 2002), on peut noter l'apport des documents modernes, tels que les cartes et coupes transversales modernes à contemporaines, la chronique des événements de crue ou les photos aériennes ou satellitaires. Ces données permettent la compréhension de l'évolution fine du milieu dans l'espace au cours des derniers siècles (Arnaud-Fassetta et Provansal 1999 ; Dervieux *et al.* 2002 ; Antonelli *et al.* 2004b ; Provansal *et al.* 2005 ; Maillet *et al.* 2006a ; 2006b), la localisation et la quantification des volumes déposés ou érodés en zone littorale depuis le XIX^e siècle (Sabatier *et al.* 2006), ou encore la modélisation et la prédiction des niveaux de crues grâce à l'analyse d'images par télédétection (Davranche *et al.* 2013). On peut aussi citer l'apport de la répartition des données archéologiques (Vella *et al.* 2000 ; Excoffon *et al.* 2004), les mesures géophysiques de résistivité électrique (Maillet *et al.* 2005) ou de sismique-réflexion (Berné *et al.* 2007 ; Vella *et al.* 2008 ; Fanget *et al.* 2013), l'analyse fine de quelques carottes (Amorosi *et al.* 2013) ou la corrélation générale de très nombreux forages (Boyer *et al.* 2005), et pour finir les analyses paléocéologiques telles que les associations de

foraminifères et d'ostracodes (Amorosi *et al.* 2013), ou encore la malacologie, l'antracologie et la palynologie (Arnaud-Fassetta 2004b). Les nombreuses datations radiocarbone réalisées sur les niveaux riches en matière organique ou les fossiles retrouvés dans les successions sédimentaires permettent d'élaborer le cadre chronologique des variations observées. Le croisement des diverses sources autorise la reconstitution de l'évolution du milieu alluvial, en relation avec les fluctuations climatiques, les activités anthropiques ou la néotectonique, et donc de restituer la construction des dépôts deltaïques au cours du temps, et ce en relation avec les variations du niveau marin, que ce soit sur les parties est (Rey *et al.* 2005 ; 2009 ; Rey 2010 ; Amorosi *et al.* 2013), ouest (Arnaud-Fassetta et Provansal 1999 ; Maillet *et al.* 2005), ou pour l'ensemble du delta (Provansal *et al.* 2003 ; Arnaud-Fassetta 2004b ; Boyer *et al.* 2005 ; Vella *et al.* 2005 ; Berné *et al.* 2007 ; Vella *et al.* 2008 ; Fanget *et al.* 2013).

3.1.4. *Grandes synthèses et pourtour méditerranéen*

En parallèle du nombre important d'études que l'on a pu citer, le bassin versant du Rhône dans sa totalité a fait l'objet de travaux spécifiques. On peut citer la mise en évidence de la métamorphose fluviale provoquée par le Petit Âge Glaciaire grâce au croisement de sources historiques écrites aussi bien que cartographiques avec des observations géomorphologiques (Bravard 1989). Le recensement des épisodes de gel du Rhône, surtout dans le Vaucluse et entre Lyon et Tarascon, bien que fortement dépendant de la qualité et de la conservation des sources historiques, permet d'apporter des informations sur les modalités de la réaction du Rhône à la dégradation du Petit Âge Glaciaire, ainsi que sur les fluctuations internes à cette péjoration (Jorda et Roditis, 1993). D'autres publications concernent principalement la période antique, comme le dossier, très complet, sur le Rhône romain paru en 1999 (Leveau 1999), dans lequel on peut, par exemple, citer l'article de synthèse sur le climat et les réactions du fleuve de la frontière suisse au delta, de l'Antiquité au haut Moyen Âge (Provansal *et al.* 1999). Plus récemment, cette question de la dynamique alluviale rhodanienne a été rediscutée dans le cadre d'une réflexion sur les modalités d'implantation des franchissements antiques dans leur cadre paléoenvironnemental (Bravard et Provansal 2011). L'élaboration d'un atlas du paléoenvironnement de la frontière franco-suisse jusqu'à la mer Méditerranée le long de la vallée du Rhône illustre les apports de la recherche géoarchéologique sur de nombreuses années et sur un bassin versant donné. En effet, cet ensemble de documents, consultable par tous², outre

² Les cartes sont consultables à l'adresse suivante :

<http://www.planrhone.fr/front/index.php?lvlid=291&dsgtypid=253&pos=10>

son usage initial de caractérisation du risque inondation, permet de visualiser l'histoire du lit majeur sur le temps long (Bravard *et al.* 2007 ; 2008). Les diverses études menées sur l'ensemble du tracé du Rhône ont mis en évidence les principales variables contrôlant le fonctionnement du fleuve avant les dragages massifs puis les installations de barrages hydroélectriques (Bravard 2010). Du point de vue archéologique, des synthèses avec d'autres cours d'eau français sont possibles pour comparer les phases d'activité accrue du fleuve et tenter d'approcher le lien entretenu entre les populations du passé et les fleuves, notamment lors des périodes d'instabilité des chenaux et de fortes crues (Arnaud-Fassetta *et al.* 2010).

Les fleuves côtiers du pourtour méditerranéen français, qui encadrent le delta du Rhône, ont également fait l'objet de nombreuses études géoarchéologiques (Leveau *et al.* 2002 ; Bruneton *et al.* 2002). On peut ainsi citer, en guise d'ouverture dépassant le seul cadre rhodanien, les travaux menés sur le Tech (Wuscher et Pezin 2010 ; Carozza *et al.* 2012), la moyenne vallée de l'Hérault (Devillers et Provansal 2003), le Lez dans la plaine de Lattes (Blanchemanche 2000 ; Daveau 2007), la vallée de la Vidourle (Berger *et al.* 2004 ; 2010), la Vistre aux alentours de la ville de Nîmes (Fabre et Monteil 2001 ; Chevillot *et al.* 2010), la calanque du Lacydon à Marseille (Morhange *et al.* 1996 ; 2001), ou encore le Bas Argent et son delta aux alentours de Fréjus (Dubar 2004 ; Bony *et al.* 2011), où la dynamique alluviale est, à l'interface entre continent et milieu marin, approchée de la dynamique littorale et des fluctuations du niveau marin.

3.2. ÉTAT DE LA RECHERCHE SUR LE BASSIN VERSANT DE LA SEINE

La vallée de la Seine a fait l'objet de nombreuses études visant à reconstituer la dynamique alluviale passée et les facteurs ayant pu contrôler les transformations des systèmes alluviaux à l'échelle du Quaternaire. L'analyse bibliographique des travaux relevant de la géoarchéologie alluviale montre ici une approche plus orientée sur les données naturalistes et les périodes anciennes que dans le système rhodanien où il est beaucoup question de l'Antiquité et des périodes postérieures.

3.2.1. Bassin versant amont de la Seine et ses affluents

La plaine alluviale de la Seine amont, non loin de la ville de Châtillon-sur-Seine où se trouve l'oppidum protohistorique de Vix sur le Mont Lassois, a récemment fait l'objet d'une étude géoarchéologique, dans le cadre du doctorat de F. Cruz (2012). La modélisation de l'occupation

au cours du temps est basée sur l'analyse spatiale des données archéologiques anciennes et récentes intégrées dans une base de données, ainsi que sur l'analyse des coupes archéologiques, réalisées sur une phase des remparts de l'oppidum de Vix, qui ont permis de quantifier les apports sédimentaires issus de l'érosion des versants au cours du temps. Du point de vue de la géoarchéologie alluviale, le lit majeur de la Seine a également été analysé. Les tracés du fleuve ont ainsi été comparés à l'aide de documents modernes à récents, et les anciens chenaux mis en évidence tant par l'analyse d'un cliché satellitaire infrarouge, de l'acquisition de cartes géophysiques électromagnétiques, ainsi que des mesures très fines des variations de l'altitude (LiDAR). Des observations sédimentologiques ont été réalisées sur les berges de la Seine actuelle, complétées par des sondages ponctuels à la tarière et des tranchées effectuées dans des secteurs-clés du comblement de la plaine alluviale (Cruz et Petit 2012, p. 91). Ces dernières fenêtres d'observations ont livré une vision en continu des dépôts du lit majeur, et des mesures de la susceptibilité magnétique de la succession sédimentaire y ont été effectuées. Un carottage a fait l'objet d'une analyse palynologique, et les teneurs en matière organique et carbonates ont été évaluées par la méthode de la perte au feu (Cruz 2012, p. 389). Des datations radiocarbone fournissent le cadre chronologique, précisé grâce aux données archéologiques. L'évolution du milieu, déterminée grâce aux observations à haute résolution sur un secteur restreint peut ensuite être comparée aux résultats acquis à proximité de la fenêtre choisie ainsi qu'à l'échelle régionale (Cruz et Petit 2012, p. 96), et des réflexions plus larges menées tant sur le plan de la conservation des structures archéologiques que de l'impact des activités humaines sur le milieu (Cruz 2012, pp. 402-431).

La Laigne est un affluent de rive gauche de la Seine, dont la confluence se situe une quinzaine de kilomètres en aval du site de Vix. Le bassin versant de la Laigne a fait l'objet d'études géoarchéologiques dans le secteur de Molesme, commune située à une dizaine de kilomètres à l'ouest de Vix. Ces travaux ont débuté au milieu des années 1990, principalement autour d'un site laténien puis romain proche de l'agglomération antique de *Vertilium* (Vertault), au lieu-dit « Sur-les-Creux » (Petit 2005). Ces travaux visent à synthétiser l'occupation archéologique à l'échelle du bassin (Petit *et al.* 2005 ; Goguey 2005), et à la restituer dans son contexte paléoenvironnemental, ce dernier étant élaboré à partir d'analyses palynologiques (Gauthier *et al.* 2005) et malacologiques (Puisségur 1976 dans Petit *et al.* 2005 p. 30). La cartographie géophysique puis la fouille géoarchéologique du site de Molesme a permis le croisement des résultats issus de cette approche pluridisciplinaire et a mené à la reconstitution de la dynamique alluviale holocène en lien avec l'occupation humaine, surtout centrée sur la période antique (Petit *et al.* 2005 ; 2006).

On peut également mentionner l'étude géoarchéologique menée lors des fouilles de sauvetage à Verrières près de Troyes en 1988 (Krier *et al.* 1992, p. 47). En effet, des observations sédimentologiques et micromorphologiques, complétées par l'étude palynologique et malacologique, ont pu être réalisées, autorisant une reconstitution assez précise de la dynamique alluviale de la Seine au cours de l'Holocène sur ce site (Krier *et al.* 1992, pp. 57-58).

3.2.2. Seine moyenne et ses affluents

La plaine d'interfluve entre la Seine et l'Yonne a fait l'objet de nombreuses fouilles, qui ont permis de nourrir la réflexion quant à l'occupation des fonds de vallée à l'époque antique (Séguier 2001). L'habitat semble en effet migrer sur certains sites implantés en amont de la confluence Seine-Yonne, et l'évolution de la dynamique alluviale est fortement soupçonnée d'avoir provoqué ces déplacements (Séguier 2005, p. 119).

Les dépôts quaternaires de l'Yonne elle-même ont été particulièrement étudiés à partir du milieu des années 1990, notamment dans les carrières de granulats situées sur les terrasses de cet important affluent de la Seine (Chaussé *et al.* 2004, p. 53). Les informations issues des forages géotechniques réalisés lors de grands travaux linéaires (routes, voies ferrées), ainsi que dans les gravières, ont été regroupées et corrélées sur un profil en long synthétique (Chaussé 2003, pp. 26-30). Pour le compléter, de nombreuses observations pédosédimentaires ont été réalisées directement sur les exploitations de granulats, ainsi que sur des sites archéologiques (principalement paléolithiques), et des analyses complémentaires menées ensuite en laboratoire, comme la micromorphologie, l'analyse granulométrique (parfois traduite en conditions de dépôt par l'utilisation de l'image CM), l'étude palynologique et malacologique des sédiments, ou encore l'étude des restes de grande ou petite faunes mammaliennes (Chaussé 2003 pp. 30-31 et 190-205). Le cadre chronologique, repose sur des âges radiocarbone, la datation isotopique U/Th ainsi que par résonance de spin électronique ou ESR (Voinchet *et al.* 2004 ; Chaussé *et al.* 2004). La comparaison des résultats avec ceux obtenus à l'échelle du bassin parisien dans sa totalité permet d'interpréter la réponse des systèmes fluviaux de la Somme, de la Seine et de l'Yonne comme étant principalement liée aux cycles climatiques du Quaternaire et influencée par un lent soulèvement tectonique, sans pour autant négliger l'impact des variations du niveau marin sur le profil en long de ces cours d'eau (Antoine *et al.* 2007, pp. 2716-2719).

Les remplissages postglaciaires des petits bassins versants des affluents de la Seine moyenne ainsi que les plus importants, comme la Marne et l'Oise, n'ont pas fait l'objet de nombreuses

recherches avant la multiplication des chantiers d'archéologie préventive au début des années 1990 (Kuzucuoglu *et al.* 1992 ; Pastre *et al.* 1997a, p. 292). Des observations ont de plus eu lieu dans des gravières et sur des forages ponctuels, et les assemblages malacologiques, palynologiques et des macro-restes végétaux ont été étudiés sur de nombreuses séquences sédimentaires (Pastre *et al.* 2006). Des analyses complémentaires ont également été menées, comme par exemple sur les successions sédimentaires du bassin de la Beuvronne, où les mesures de granulométrie et de teneur en matière organique ont été réalisées en parallèle de l'analyse de la minéralogie par diffraction des rayons et la spectroscopie infrarouge (Orth *et al.* 2004, p. 287). Le grand nombre de données acquises, replacées dans le temps à l'aide de datations radiocarbone, a rapidement autorisé une réflexion plus globale, à l'échelle de l'ensemble de la Seine moyenne, certains travaux se concentrant uniquement sur les grands affluents, comme la Marne (Le Jeune *et al.* 2005 ; 2012), ou les affluents de l'Oise (Coutard *et al.* 2010). À plus grande échelle, l'analyse de presque 1500 spectres polliniques permet de proposer la synthèse régionale de l'évolution du couvert végétal du Bassin parisien et de son anthropisation (Leroyer et Allenet 2006). La dynamique alluviale d'une bonne partie du Bassin parisien a ainsi pu être reconstituée précisément et a fait l'objet de publications uniquement centrées sur le Tardiglaciaire (Pastre *et al.* 2000 ; 2003) ou l'Holocène (Pastre *et al.* 2002a ; 2006), ainsi que d'articles retraçant l'évolution des fonds de vallées pour l'ensemble de la période suivant la dernière glaciation (Pastre *et al.* 1997a ; 2002b ; Coutard *et al.* 2010).

3.2.3. Seine aval et estuarienne

Dès les années 1970, les alluvions quaternaires de la basse vallée ont été étudiées à partir des forages réalisés dans les formations superficielles (Porcher 1977), ainsi que dans les sédiments de l'estuaire (Lechevalier 1977 ; Lefebvre 1977a ; 1997b). Beaucoup plus récemment, la synthèse des travaux réalisés depuis 50 ans dans l'estuaire de la Seine a été proposée en intégrant les nombreux forages réalisés le long de deux profils de conductivité électromagnétique et datés par radiocarbone. Ils ont permis de mieux comprendre la réponse de l'estuaire de la Seine à la remontée du niveau marin postérieure au dernier maximum glaciaire (Frouin *et al.* 2007 ; Frouin *et al.* 2010). Les phases de sédimentation détritiques holocènes ont été mises en évidence à l'échelle de l'ensemble de la Seine aval et de son estuaire, traduisant l'impact de l'activité anthropique et des fluctuations climatiques sur le budget sédimentaire du fleuve (Sechi *et al.* 2010).

3.2.4. *Grandes synthèses sur la Seine et le Bassin parisien*

Le système alluvial de la Seine dans son ensemble a fait l'objet d'une synthèse importante retraçant son évolution depuis le Pliocène (Lautridou *et al.* 1999). Plus récemment, les modèles d'évolution élaborés sur le bassin de la Somme ont été comparés à ceux de la Seine pour le Pléistocène (Antoine *et al.* 2007). Les synthèses malacologiques, associées aux résultats acquis sur les mammifères et les insectes, ainsi que sur les sédiments pour le Tardiglaciaire et l'Holocène dépassent également le seul cadre de la Seine (Limondin-Lozouet 2002 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2002 ; 2006). À l'échelle du Bassin parisien dans son ensemble, on peut également indiquer que les systèmes fluviaux normands ont récemment fait l'objet d'études géoarchéologiques (Germain-Allée et Lespez 2006 ; 2011 ; Lespez *et al.* 2005 ; 2008 ; 2010 ; Lespez 2012a ; 2012b), de même que certains cours d'eau du Nord de la France (Deschodt *et al.* 2006 ; Deschodt et Salvador 2006 ; 2009).

3.3. BILAN

L'analyse de la bibliographie disponible sur les bassins du Rhône et de la Seine dégage deux types d'approches liées à la qualité des enregistrements disponibles. Sur le bassin de la Seine, de nombreuses études concernent le début de l'Holocène et le Tardiglaciaire, mieux enregistrés que les périodes postérieures, et les méthodes mises en œuvre sont souvent tournées vers l'analyse des assemblages paléobiologiques habituellement utilisées pour caractériser les environnements pléistocènes. Cette orientation de la recherche s'explique par la présence de séquences alluviales particulièrement bien développées, permettant d'éclairer les modalités alluviales de la sortie de la dernière glaciation pour le Nord de la France (Antoine 1997a ; 1997b, Antoine *et al.* 2002 ; Pastre *et al.* 2000 ; 2003). Sur le Rhône, les travaux concernent souvent la seconde partie de l'Holocène, et recourent à un ensemble très diversifié de sources et de disciplines. L'ensemble des travaux évoqués et ceux menés sur d'autres bassins versants montrent de nombreuses variations dans la dynamique alluviale au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Elles sont parfois particulièrement bien corrélées avec les fluctuations climatiques, notamment les dégradations qui engagent parfois les tracés fluviaux dans des métamorphoses alluviales. Les activités humaines agissent de façons très variables sur les bassins versants français. Les premières introductions significatives de sédiments dans le continuum fluvial débutent dès le Néolithique, mais leur stockage ralentit l'arrivée des effets de l'anthropisation sur des cours d'eau, encore majoritairement contrôlés par les fluctuations climatiques. L'emprise anthropique et surtout le franchissement de seuils morphologiques, par

conséquent le dépassement de la résilience, ne joue qu'à partir du premier millénaire avant notre ère à l'échelle de l'Europe, et ne fait que s'aggraver avant la généralisation du contrôle et de la gestion des écoulements par l'ingénierie (Lespez 2013, pp. 61-62).

4. CHOIX DES CADRES DE L'ÉTUDE

4.1. QUATRE TERRITOIRES HYDROLOGIQUES MARQUÉS PAR LES CHANGEMENTS GLOBAUX

Pour différents cours d'eau européens, les comparaisons menées entre les phases de forte activité alluviale, certains enregistrements des fluctuations climatiques, ainsi que la fréquence des crues, permettent de réfléchir aux disparités de la réaction fluviale aux échelles nationales et internationales (Arnaud-Fassetta *et al.* 2010). Il convient de nuancer ces comparaisons afin d'éviter de comparer à trop grande distance des enregistrements dont les variations n'ont pas forcément le même sens (Blaauw 2012). Les fenêtres d'études traitées dans le cadre de la thèse ont été choisies dans le but de comparer à une échelle régionale l'évolution de la dynamique alluviale sur le temps long à partir de cours d'eau présentant une dynamique différente. Ils se situent de part et d'autres des limites orientales et occidentales de la Bourgogne, dans un rectangle d'approximativement 200 km par 150 km (Fig. 31).

Les tracés concernés appartiennent aux bassins versants de la Loire et du Rhône. Il s'agit du fleuve Loire, de la Saône (principal affluent du Rhône), ainsi que du Doubs (principal affluent de la Saône). Quatre fenêtres d'étude ont été choisies, deux sur la Loire, une sur la Saône et une sur le Doubs (Fig. 31). L'étude la plus détaillée concerne l'amont de la Loire, où l'évolution de la dynamique alluviale était particulièrement perceptible.

Les différentes hydro-écorégions actuelles établies pour la France métropolitaines, sur des critères géologiques, géomorphologiques et climatiques (Wasson *et al.* 2002, pp. 12-14), montrent la diversité de l'origine des écoulements étudiés, et par conséquent l'héritage de la dynamique amont à prendre en compte (Fig. 32). D'une manière générale, la Loire est fortement influencée par les conditions climatiques montagneuses et méditerranéennes qui prévalent dans sa partie amont, tandis que les hauts bassins de la Saône et du Doubs subissent une influence continentale (Fig. 33). Ces deux derniers cours d'eau n'ont toutefois pas le même régime, celui de la Saône étant considéré comme pluvio-évaporal océanique tandis que celui du Doubs est nivo-pluvial à pluvio-nival océanique dans sa partie amont, puis pluvio-évaporal océanique jusqu'à sa confluence avec la Saône (Giret 2012, pp. 281-283). Actuellement, les sources des trois cours d'eau considérés se situent dans des zones particulièrement bien arrosées à l'échelle du territoire (Wasson *et al.* 2002, p. 100). Toutefois, les précipitations restent importantes toute l'année dans les Vosges et le Jura (avec des pics en hiver), où la Saône et le Doubs prennent

leur source, tandis que le bassin amont de la Loire, et notamment le flanc nord des Cévennes près de sa source, est caractérisé par des précipitations principalement automnales qui peuvent être très abondantes (Wasson *et al.* 2002, pp. 101-109).

Au cours de l'Holocène, les reconstitutions climatiques disponibles sont bien moins précises et continues à l'échelle nationale ou régionale. L'évolution des températures, élaborée par rapport aux valeurs actuelles à partir des données polliniques à l'échelle de l'Europe (Davis *et al.* 2003), montre les variabilités rencontrées à la fois dans le temps et l'espace (Fig. 34). Les événements froids de l'Holocène sont soupçonnés d'être marqués, aux latitudes moyennes européennes (donc sur le territoire français), par un accroissement de l'humidité, tandis que les régions septentrionales et méridionales subissent des phases climatiques plus sèches. Cette hypothèse a d'abord été formulée par l'analyse de l'événement climatique à 8200 BP, humide entre 43 et 50° de latitude nord environ, les enregistrements disponibles à l'extérieur de cette zone révélant un climat plus sec (Magny *et al.* 2003, p. 1592). Pour les autres événements froids de l'Holocène, la zone climatique de conditions humides accrues pourrait être plus étendue au nord et au sud que celle de 8200 BP (Magny *et al.* 2003, pp. 1593-1594 ; 2007 p. 1959 ; 2011 p. 2460 ; Magny et Bégeot 2004, p. 188).

On voit que si les dynamiques alluviales sont sujettes à des variabilités importantes selon les bassins considérés, les tendances globales de l'Holocène concernent tous les cours d'eau de la zone étudiée.

4.2. QUATRE FENÊTRES AUX CARACTÉRISTIQUES D'ANTHROPISATION PARTICULIÈRES

La caractéristique commune des fenêtres d'étude est la présence, dans le lit actuel des cours d'eau, de vestiges marquant l'utilisation et le franchissement du chenal à l'Antiquité ou au cours du Moyen Âge. Il s'agit dans tous les cas vestiges de structures fixes et non d'objets isolés. Elles permettent de caler précisément la position du chenal dans l'espace et dans le temps puisqu'elles sont en partie composées de bois, matériau datable par radiocarbone ou, lorsque le nombre de cernes disponibles le permet, par dendrochronologie. La conservation de tels vestiges, particulièrement problématique en milieu aérobie, est assurée par la présence permanente de la nappe d'eau jusque dans les sédiments de la charge de fond dans lesquels ils sont enfoncés. Les sites subaquatiques des fenêtres d'étude examinées ici ont tous été découverts ou étudiés récemment, lors d'opérations de prospections et de sondages archéologiques dans les lits mineurs actuels. L'inventaire de ce type de structures à l'échelle

nationale est loin d'être systématique, alors que ces démarches révèlent un très grand potentiel de nouvelles découvertes. Ainsi, pour prendre l'exemple, sur le territoire français, des ponts romains en bois ou mixtes (de pierre et de bois), les structures dont la datation est sûre, grâce à des analyses radiocarbone et/ou dendrochronologiques, ne sont qu'au nombre de vingt-sept, dont cinq ont d'ailleurs été étudiées et datées lors d'opérations subaquatiques menées depuis 2002 (Dumont *et al.* 2011a, p. 609). L'étude de la dynamique alluviale à proximité de telles structures présente un double intérêt. D'une part, les vestiges de ponts, pêcheries ou aménagements de berge indiquent clairement où était le fleuve à l'époque de leur fonctionnement, et donnent une valeur minimale de la largeur du chenal, ainsi que des éléments de réflexion concernant l'orientation générale de l'écoulement. D'autre part, l'étude géoarchéologique du lit majeur, aux alentours immédiats des sites, livre des informations sur les conditions de conservation de l'information archéologique dans la stratigraphie complexe que forment les dépôts alluviaux.

La réflexion a été fondée sur un échange avec les archéologues pour essayer de restituer au mieux l'évolution des milieux alluviaux en lien avec les vestiges découverts. Bien que la fourchette chronologique de l'étude envisagée ait été la plus ouverte possible, les enregistrements observés dans les vallées actuelles de la Loire, de la Saône et du Doubs sont principalement holocènes, et par surcroît bien souvent datés de la seconde partie de cette période, entre la fin de la Protohistoire et l'actuel.

En guise de bilan quant au choix des fenêtres d'étude, on peut faire remarquer qu'en plus des données propres qu'elles apportent, elles permettent de comparer l'évolution de la dynamique alluviale régionale selon plusieurs angles d'approches, dont la pertinence est inhérente à la qualité et à l'accessibilité aux archives alluviales qui ont pu être observées sur des secteurs restreints. Ainsi, Les fenêtres de la Loire amont et de la Loire moyenne permettent une réflexion sur l'évolution du fleuve en amont et en aval de sa confluence avec l'Allier, qui en double le débit (Gautier *et al.* 2003, p. 141). Les fenêtres de la Saône et du Doubs permettent d'étudier le principal affluent du Rhône, pour lequel de nombreuses données renseignent la dynamique alluviale sur le temps long (Berger *et al.* 2008). Il est donc pertinent de les confronter avec les résultats acquis sur le bassin versant de la Saône, afin de caractériser les convergences et les divergences du comportement alluvial.

Les origines différentes des écoulements du Doubs, de la Saône ainsi que de la Loire et de l'Allier, qui circulent selon des axes opposés dans le Fossé bressan et dans les Fossés de

Roanne-Montbrison ou de Limagne, permettent des comparaisons à l'échelle régionale de cours d'eau en partie alimentés par des dynamiques climatiques très différentes.

Dans un premier temps, il est nécessaire de présenter les sources et méthodes utilisées avant d'aborder les caractéristiques générales des bassins versants étudiés ainsi que l'état de la recherche géoarchéologique pour les secteurs considérés pour enfin développer les contextes naturels et les occupations archéologiques connues.

CHAPITRE II – SOURCES ET MÉTHODES

Les vallées alluviales que l'on peut aujourd'hui observer sont le fruit d'une combinaison complexe de processus divers, dont on ne peut espérer approcher la reconstitution que par le croisement du plus grand nombre d'informations possibles. Les résultats des travaux présentés sont issus de cette volonté de synthèse, dans l'espace et dans le temps, d'informations issues de données déjà disponibles avant le doctorat et acquises au cours de ces années de recherche. L'origine et la nature des principales sources et méthodes font ici l'objet d'une présentation de leurs caractéristiques et de leurs limites d'utilisation pour décrire l'évolution des trois cours d'eau choisis au cours de l'Holocène.

1. DONNÉES ARCHÉOLOGIQUES ET HISTORIQUES

1.1. LES SOURCES ARCHÉOLOGIQUES

En plus des sites immergés récemment découverts, qui forment la base de la réflexion au sein des secteurs étudiés, on a exploité toutes les autres données enregistrées par les Services Régionaux de l'Archéologie. Toutefois, les plaines alluviales étudiées ici sont généralement peu documentées dans les inventaires de la Base Patriarche. Parmi les découvertes recensées, on note surtout des objets isolés et non des sites structurés. Ces derniers sont pourtant essentiels afin de mieux comprendre l'évolution de la plaine alluviale sur le temps long. En effet, les implantations terrestres comme aquatiques étudiées et datées fournissent autant de jalons permettant de connaître la position du chenal à un instant t , et l'exclusion des objets isolés, pouvant provenir d'autres contextes que ceux constituant une implantation, paraît un préalable indispensable. Il est vrai que le degré d'usure des objets isolés peut indiquer ou infirmer un transport alluvial, mais il ne renseigne pas avec certitude une implantation sur le lieu de sa découverte. Même en présence d'une concentration d'objets, d'autres paramètres doivent être pris en compte avant d'affirmer la présence d'un site d'occupation. Le transport fluvial, en cas de traces d'usure sur l'objet, a pu être polyphasé et ne fournit pas de date plus précise qu'un terminus *ante quem* correspondant à l'âge de la création du vestige. Même imprécise, cette information est tout de même à enregistrer lorsque l'on a pu observer le contexte sédimentologique renfermant l'objet, mais est bien trop sujette à caution lors de la seule mention de sa découverte sur la carte archéologique, le plus souvent par ramassage de surface

et donc sortie de tout contexte stratigraphique. Il faut la plupart du temps se tourner vers la bibliographie pour renseigner les occupations découvertes tant dans les lits majeurs étudiés qu'à leur proximité immédiate. Dans certains cas, nous avons mené des prospections géophysiques comme préalable à des sondages près des points de franchissements connus dans les fenêtres d'étude, afin de détecter les implantations humaines anciennes, qu'elles soient liées au point de traversée du chenal à une époque donnée ou non.

La fiabilité des informations archéologiques est très variable, mais l'étude poussée de la bibliographie permet parfois d'obtenir des données relativement fiables, bien datées et donc des points venant renforcer le maillage de l'évolution du lit majeur dans l'espace et le temps. Au-delà du très réducteur « présence-absence » d'un chenal à un instant t sur ou aux abords d'une occupation ancienne, il est bien évident que les sites archéologiques peuvent livrer des informations beaucoup plus complexes sur la dynamique alluviale. Dans les cas étudiés elles sont toutefois souvent locales, et ne prennent donc pas part à la présentation générale esquissée ici. En plus des caractéristiques des sites immergés pris en compte, notamment les structures de franchissement qui forment le pivot de l'étude, les informations importantes sont mises en relief et confrontées aux autres données acquises par ces travaux dans les différentes parties du texte présentant les résultats et les grands axes de réflexion qu'ils dégagent.

1.2. DONNÉES CARTOGRAPHIQUES

Les cartes sont les documents historiques qui ont été les plus utilisés dans cette étude pour ce qui concerne les époques moderne et contemporaine. La cartographie connaît un essor important au XVII^e siècle et surtout au XVIII^e siècle, tant en termes de couverture du territoire que de qualité de la représentation géométrale (Verdier 2009, p.7). Ils représentent, avec plus ou moins de précision, la projection du paysage en plan, avec parfois l'emprise du ou des lits actifs des cours d'eau. La quantité de ces documents augmente fortement lorsqu'on approche de la période actuelle, ce qui permet théoriquement des comparaisons de tracés fluviaux au cours des trois derniers siècles. Les photographies aériennes de la seconde moitié du XX^e siècle et des images satellitaires et aériennes du XXI^e siècle complètent alors la vision livrée par les cartes anciennes.

1.2.1. *Cartes des Cassini*

Cet ensemble de documents couvrant entièrement le territoire a initialement été commandé en 1747 par le roi Louis XV à César-François Cassini de Thury. Il s'agit du troisième Cassini

à travailler pour l'Observatoire de l'Académie Royale des Sciences créée en 1666 par Colbert, ses deux prédécesseurs s'étant particulièrement consacrés aux observations astronomiques, notamment en préalable à l'amélioration de la cartographie terrestre (Pelletier 2002, pp. 66-70). Le projet cartographique commence réellement en 1747, mais est l'héritier des travaux d'établissement de la méridienne, complétée par sa perpendiculaire, puis par l'établissement d'un canevas de triangles servant de base à la « description géométrique de la France » et publiée par Maraldi II et Cassini III en 1744. Les levés de la « Carte générale et particulière de la France », ainsi que ses auteurs baptiseront ce qui deviendra par la suite « Carte de(s) Cassini », commence par une densification du réseau de triangles constituant le canevas publié en 1744.

Ce réseau sert ensuite de support aux campagnes de levés, qui durent six mois, puis les ingénieurs doivent retourner à Paris afin de mettre au propre leurs calculs et en déduire les distances séparant les points d'observation. Ils doivent enfin fournir deux registres à l'Observatoire, l'un contenant les données de calcul et l'autre regroupant toutes les informations toponymiques et les unités administratives dont dépendent les lieux visités (paroisse, diocèse, élection, généralité, province). Les calculs servent à établir les minutes des feuilles, complétées grâce à une carte réalisée lors des levés pour conserver les observations sur la configuration des lieux visités (Pelletier 2002, pp. 123-125). Des vérifications systématiques sont exercées, sur les parties non géométriques des levés (aspect du terrain, routes et toponymes), par des spécialistes dont c'est la seule tâche et qui interrogent dans ce but les seigneurs et les curés qui doivent en retour signer des certificats confirmant l'exactitude des documents (Pelletier 2002, p. 128). Il résulte de ces travaux, achevés par Cassini IV après la mort de son père en 1784, un ensemble de 180 cartes dont l'unité est la toise, chaque feuille comprenant un rectangle représentant 40000 par 25000 toises, ce qui correspond à une échelle de 1/84600 en système métrique (Pelletier 2002, p. 141). Les cartes présentent une bonne précision géométrique pour ce qui est des points mesurés, et une grande qualité des toponymes. En revanche, on déduit aisément d'un texte de Cassini III que la précision de la représentation des éléments du paysage tels que le relief, l'hydrographie, l'occupation du sol et les chemins n'était pas l'objectif principal de ce document : « ...il falloit, sur l'idée qu'ils avoient prise de la situation du pays, dessiner à peu près les hauteurs, les vallons, le contour des bois, la direction des chemins, le cours des rivières, la nature du terrain ; enfin faire la carte du pays tandis qu'ils étaient sur les lieux à portée de reconnoître si elle étoit exacte, et de la corriger si elle étoit défectueuse » (Cassini de Thury dans Pelletier 2002, p. 124).

Étant donné les erreurs au niveau des proportions, ce document n'a pas été utilisé pour dessiner l'emprise des cours d'eau au XVIII^e siècle. Toutefois, on l'a exploité à titre de comparaison avec les tracés plus précis. En effet, si l'hydrographie est plutôt schématique, les principaux cours d'eau sont plus détaillés que les ruisseaux, et on y distingue les différents chenaux et les îles qui les séparent (Costa *et al.* 2009, p. 24). Ces cartes, suffisamment géométriques pour être géoréférencées, ont également été utilisées pour décrire l'occupation des plaines alluviales étudiées, car les habitats y sont très bien représentés, même si leur sémiologie reste parfois délicate à interpréter (Cavanna 2012). L'exemplaire utilisé ici, en couleur, a été mis en ligne par l'École des Hautes Études en Sciences Sociales³, et les caractéristiques des levés sont indiquées en annexe 2. Pour l'ensemble des zones étudiées, les dates maximales entre le premier levé et la dernière vérification sont respectivement 1754 et 1760. Ces documents forment donc un aperçu du territoire sur une fenêtre de temps assez brève.

1.2.2. Cadastre napoléonien

Le Cadastre napoléonien, parfois aussi nommé Cadastre parcellaire, Cadastre impérial ou encore Ancien cadastre, est issu de la volonté d'améliorer la répartition de l'impôt sur l'ensemble du territoire en se basant sur un document cartographique précis, des tentatives dans ce sens ayant déjà été faites, au cours de l'Ancien Régime, sur certaines zones comme la Généralité de Limoges (Pelletier 2002, p. 248). L'impôt foncier unique est institué en 1790 pour toutes les propriétés bâties et non bâties en fonction de leur revenu net, et un bureau du cadastre, rattaché ensuite en 1802 au Ministère des Finances, est créé par l'Assemblée nationale (Blumenfeld 2009, p. 31). Cette même année 1802, il est décidé de la création d'un « cadastre général par masse de culture au 1/5000 » sur mille neuf cent quinze communes (Pelletier 2002, p. 249). Cette entreprise est stoppée et remplacée, le 15 septembre 1807, par la loi ordonnant le levé d'un cadastre comprenant les limites de « cent millions de parcelles », complétées par le degré de fertilité du sol, le produit imposable qui en découle et les noms des propriétaires (Costa *et al.* 2009, p. 37). Les levés commencent la même année pour s'achever dans les années 1850 pour la France métropolitaine. Le résultat est, pour chaque commune, un volume relié comprenant les feuilles cadastrales, organisées par sections, levées du 1/2500 pour les zones rurales au 1/200 pour les surfaces très denses, et précédées par un tableau d'assemblage au 1/10000. Le volume cartographique est accompagné du registre de matrice cadastrale, qui récapitule les biens et leur évaluation par propriétaire (Costa *et al.* 2009, p. 37). Le relief est

³ Consultables à l'adresse suivante : <http://cassini.ehess.fr>

absent de ces documents particulièrement soignés et d'une très grande uniformité dans la représentation. En revanche, ils figurent avec une grande précision l'ensemble du réseau viaire, du bâti et du parcellaire, ainsi que l'hydrographie surfacique, même les fossés bordiers (Costa *et al.* 2009, p. 37). D'après les études réalisées dans le Val d'Oise sur le géoréférencement de trois cent quarante-six feuilles cadastrales, la qualité des documents est inhérente aux conditions locales des levés (corrélation de l'erreur avec l'auteur et la date des relevés), et l'imprécision augmente proportionnellement à la surface relevée et aux variations topographiques (Cavanna 2012).

Compte tenu de la grande précision de ces documents, la durée de leur traitement est particulièrement longue, ce qui a conduit, dans un souci d'efficacité, à ne les utiliser qu'en nombre limité. De plus, si les observations que l'on peut y faire sont particulièrement intéressantes, se pose parfois le problème du temps écoulé entre deux levés, pour des feuilles représentant les communes situées de part et d'autre d'un cours d'eau. En effet, dans les secteurs étudiés, cette période peut représenter près de vingt ans ; la dynamique alluviale a pu évoluer dans ce laps de temps, si bien que la forme du lit actif en plan sera quelle que peu différente entre les deux rives. Dans ce cas, des zones d'incertitude ont été dessinées. Il reste que ce document est d'une grande aide pour repérer les tracés des cours d'eau au début du XIX^e siècle. De plus, il propose une vision unique et à haute résolution de l'exploitation du lit majeur avant la mécanisation de l'agriculture, et permet dans bien des cas de repérer les héritages historiques que sont les parcellaires anciens ou bien encore l'emplacement de sites artificiels disparus, comme les mottes castrales. Toutes les planches des fenêtres d'étude ont été examinées mais seules les feuilles indiquées en annexe 2 ont fait l'objet d'une analyse approfondie.

1.2.3. Dessins-minutes de la Carte d'état-major

Dès 1808, Napoléon I^{er} souligne la nécessité d'établir une nouvelle carte de France, volonté concrétisée en 1817 par la création d'une commission interministérielle regroupant des membres de l'Institut Royal, des Ponts et Chaussées, des Mines et carrières, du Corps royal du Génie, des Ingénieurs géographes militaires, de la Marine, de l'Administration du Cadastre et de la Direction des Forêts. Leur but est de réaliser une carte utilisable par tous les services publics et en adéquation avec le levé du cadastre, dont on réduit les tableaux d'assemblage au 1/10000. On y ajoute les altitudes mesurées par les militaires lors de l'achèvement du nouveau canevas géodésique de la France en 1827, basé sur la projection équivalente de Bonne, qui restitue bien les surfaces mais déforme les angles (Blumenfeld 2009, p. 33-34). D'abord levées au 1/10000 aux environs de Paris, puis au 1/20000 dans l'Est de la France, les cartes de terrain

transformées en dessins-minutes sont ensuite réalisées au 1/40000 sur le reste du territoire, le tout entre 1818 et 1866 (dès 1825 pour les documents au 1/40000). À partir de levés des points géodésiques, les officiers du Dépôt de la guerre reportaient sur les différents calques des communes les informations cadastrales et celles des Ponts et Chaussées ; ensuite, ils les assemblaient, puis relevaient des points cotés et des précisions planimétriques sur le terrain, pour enfin passer des esquisses aux dessins-minutes (Costa *et al.* 2009, p. 42). Ce sont ces documents mis au net, accessibles *via* le Géoportail de l'IGN, qui ont été utilisés. Largement annotés et modifiés jusqu'en 1889 pour inclure les nouvelles infrastructures telles que le chemin de fer, les feuilles au 1/40000 ont été groupées par quatre pour former les 274 feuilles de la Carte d'état-major au 1/80000. Ces dernières ont un niveau de détail moins important que les dessins-minutes, pour lesquels la couleur permet une meilleure lisibilité. Tous les degrés du réseau viaire sont représentés sur ces documents, l'habitat bien détaillé en zones peu denses, tandis que le réseau hydrographique est considéré comme relativement précis (Costa *et al.* 2009, p. 42). Le relief est figuré sous forme de hachures suivant la ligne de plus grande pente par tranche de 2,5 m de dénivelé, espacées par des courbes de niveau de 10 m d'intervalle. Ce document indique également la nature de l'occupation du sol et décline même quelques types de culture, bien que seuls les vignes, les jardins et les vergers présentent des limites parcellaires internes. La précision géométrique de ce document autorise son géoréférencement (Costa *et al.* 2009, p. 42). La qualité du tracé de l'hydrologie surfacique le rend particulièrement pertinent et lisible dans le cadre de ces travaux. Cependant, le tracé manque de détails à très petite échelle en raison de son échelle de 1/40000. Les dates de levés et de vérifications des cartes consultées sont listées en annexe 2.

1.2.4. Carte de la Loire ou Carte de Coumes

Ce document de 74 feuilles, levé sous la direction de l'ingénieur en chef Coumes sur l'ensemble du cours du fleuve entre 1848 et 1854 est souvent nommé « Carte de 1850 ». Il avait pour but de décrire en détail le lit majeur suite à la crue de 1846 (Temam et Grivel 2009, p.70). Ces cartes figurent un grand nombre de données sur le milieu alluvial ligérien aussi bien au niveau du fleuve lui-même (type de berge, hydrographie surfacique, bancs de sables et graviers, îles boisées, oseraies) que du lit majeur (type de culture, roches, marais, dunes,...). Réalisé au 1/20000, ce document est d'une bonne précision, et détaille les aménagements utiles à la navigation (vannes, levées, digues, canaux, fanaux, ponts, bacs,...), les différents niveaux de limites administratives et privées (jusqu'au parcellaire), ainsi que l'ensemble du réseau routier jusqu'aux sentiers. Il comprend les hachures déjà évoquées pour les dessins-minutes de la Carte

d'état-major afin de figurer les variations topographiques, ainsi que le niveau atteint par l'inondation de 1846. À ce dernier titre, la Carte de Coumes peut ressembler aux actuels documents de prévention du risque inondation, et marque le début d'une nouvelle période dans la gestion du fleuve (Temam et Grivel 2009, p. 70), qui nécessite la réalisation de documents actualisés et précis. Sur la fenêtre de la Loire amont, les feuilles 10 à 13, publiées en 1855, ont été utilisées, tandis que sur la fenêtre de la Loire moyenne, à La Charité sur-Loire, seules les feuilles 24 et 25, éditées en 1852, ont été prises en compte.

1.2.5. Carte de la Saône

Cette carte de la Saône au 1/10000 est à rapprocher de la Carte de Coumes, car elle sert le même objectif. Publiée entre 1862 et 1866 selon les dates indiquées sur les documents, elle comprend quarante-quatre feuilles représentant les lits mineur et majeur de la source à la confluence avec le Rhône. Elle a été levée par le Service de Navigation de la Saône suite à la crue de 1840, dont la limite est portée avec une grande précision, comme pour la crue de 1846 sur la Loire. Géométriquement exacte, elle est basée sur les coordonnées « du méridien de la Carte de France passant par l'arête aval de la Culée rive gauche du pont de la Mulatière ». Le niveau de détail est très important sur ces documents, il concerne aussi bien les aménagements, la nature du terrain, les limites administratives, et le réseau routier que la topographie. Les feuilles utilisées dans le cadre de cette étude sont, pour la fenêtre de la Petite Saône, numérotés de 30 à 31 et sont parues en 1864. Pour la fenêtre du Doubs immédiatement en amont de sa confluence avec la Saône, les planches 20 à 22, éditées en 1862 et 1863, ont été particulièrement étudiées.

1.2.6. Cartes d'état-major et données IGN

Les Cartes d'état-major au 1/80000 extraites des dessins-minutes ont été éditées jusqu'en 1878, puis remplacées par une seconde carte d'état-major, dite de « type 1889 », qui sera tirée jusqu'en 1952. Ce document consiste en une révision complète du précédent à partir de photographies agrandies (Costa *et al.* 2009, p. 49). Il est souvent délicat d'utiliser ce dernier document car le réseau hydrographique, déjà peu détaillé du fait de l'échelle, semble parfois ne pas faire l'objet de révisions, aucun changement de tracé n'étant souvent observable entre les deux versions établies à soixante ans d'intervalle.

Le Service Géographique des Armées, créé en 1884, laisse place à l'organisme civil de l'IGN en 1941 (Blumenfeld 2009, p. 33). Cet institut est à l'origine du document cartographique le plus récent de cette étude, la carte IGN au 1/25000, levée à partir de 1956. Elle est construite à

partir de levés stéréoscopiques sur les photographies aériennes, vérifiés ensuite sur le terrain (Costa *et al.* 2009, p. 67). Très précise, cette carte en couleurs est régulièrement mise à jour, et la version utilisée ici date de 2011. Les photographies aériennes de l'IGN, orthorectifiées ou non, fournissent une bonne couverture sur la seconde moitié du XX^e siècle. Les campagnes sont en effet assez fréquentes, et fournissent des clichés instantanés sur la forme des cours d'eau.

1.2.7. Bilan

On constate un saut temporel important dans les données cartographiques entre la fin du XIX^e siècle et les années 1950, où les campagnes de photographies aériennes deviennent régulières. Il a fallu, dans la mesure du possible, combler cette lacune avec des documents plus locaux, ou au moins nuancer le propos sur cette période, les cartes anciennes n'ayant pas toujours été conservées.

1.3. MENTIONS TEXTUELLES ET DONNÉES HYDROLOGIQUES

En plus des cartes mentionnées précédemment, on a collecté des données historiques dont la plupart sont issues de sources publiées. Elles concernent l'occupation de la plaine alluviale, ainsi que les chroniques de crue et plus généralement tout autre renseignement permettant de décrire la dynamique du fleuve à un moment donné. On ne détaillera pas cette bibliographie dans ce chapitre, les références se trouvant réparties dans le texte ; on peut simplement citer, à titre d'exemple, les écrits de C. Courtépée et H. Béguillet, publiés en six tomes de 1775 à 1781 sous le titre de « Description générale et particulière du Duché de Bourgogne ».

Les données hydrologiques récentes sont disponibles sur la Banque Hydro⁴, qui regroupe les mesures de toutes les stations implantées sur le territoire depuis leur mise en service, celle-ci pouvant remonter au XIX^e siècle. Ces données numériques sont particulièrement intéressantes pour caractériser et quantifier les écoulements récents.

Parmi les différentes chroniques de crues, on peut citer celle publiée par Maurice Champion de 1848 à 1864, rééditée en 2002 sous forme électronique⁵. Réalisée il y a cent cinquante ans, cette compilation est loin de contenir tous les événements, essentiellement identifiés dans des publications anciennes et non sur des sources directes. Cependant, elle reste exploitable et l'on

⁴ <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

⁵ Et consultable via : <http://hydrologie.org/BIB/champion/default.htm>

peut y adjoindre les événements dénombrés par d'autres (Coeur 2002, pp. 7-26). L'ensemble des événements a été mis en forme sous forme de tableau disponible en annexe 3.

2. ACQUISITION ET TRAITEMENT DE DONNÉES SPATIALISÉES

Dans le cadre général de l'étude de l'évolution de la dynamique alluviale, on a croisé toutes les données et les observations disponibles dans l'espace et dans le temps, afin de faire émerger de nouvelles informations au sein d'un Système d'Information Géographique (SIG). On dispose alors de points fixes pour décrire ces objets mouvants que sont les cours d'eau, ce qui permet d'approcher la reconstitution en quatre dimensions de la dynamique fluviale et des occupations humaines évoquée par Brown (2008).

2.1. NUMÉRISATION DES DONNÉES ET FORMATS UTILISÉS EN SIG

Quelle que soit leur nature, les données utilisées doivent tout d'abord être numérisées pour être intégrées dans le SIG. Les formes de numérisation sont diverses et ont été adaptées en fonction de la nature de la source. On a ainsi exploité les deux structures de données pouvant être intégrées à un SIG : les rasters et les vecteurs (Conolly et Lake 2006, pp. 24-32). Une fois passées en format numérique, les données ont toutes été traitées par le logiciel ArcGis Desktop, développé par la société ESRI, dans ses versions 9 et 10. Quelles que soient leurs natures et structures, il fallait que les données soient spatialisées pour pouvoir faire l'objet de traitements logiciels. Par ailleurs, il était indispensable de tout intégrer dans un système de coordonnées commun afin d'éviter les erreurs de positionnement. En ce qui concerne les positions planimétriques, le système géodésique officiel pour la France métropolitaine est désigné sous le nom de RGF93. Il s'agit de la projection Lambert 93, associée à l'ellipsoïde IAG GRS 1980. Le système altimétrique officiel pour la France métropolitaine est connu sous le nom d'IGN 69 (ou parfois NGF). Toutes les données spatialisées de cette étude sont donc exprimées en fonction de ces deux systèmes de coordonnées vertical et planimétrique, conformément au décret n° 2006-272 du 3 mars 2006 paru au journal Officiel de la République Française le 10 mars 2006 (n° 59, Texte 12 sur 200).

2.2. LES DONNÉES RASTER PLANIMÉTRIQUES : GÉORÉFÉRENCEMENT DES IMAGES AÉRIENNES OU SATELLITAIRES ET DES PLANS ANCIENS

La plupart des images étaient déjà numérisées, et un certain nombre déjà géoréférencées, c'est-à-dire que les coordonnées des cellules des fichiers raster étaient déjà indiquées pour un système de coordonnées donné. Lorsque ce dernier n'était pas le système RGF93, les données ont été converties pour se retrouver dans le même système. Les cartes de prospections géophysiques ont été géoréférencées à l'aide des coordonnées des emprises investiguées, acquises par GPS différentiel. Dans le cas des cartes anciennes et des photos aériennes disponibles sur le site du Géoportail, des documents provenant des archives départementales, de publications ou de prospections géophysiques, le géoréférencement a été effectué manuellement.

2.2.1. *Spécificités de la démarche engagée pour le géoréférencement*

La méthode choisie, courante, consiste en l'utilisation de points d'amer, ou points de contrôle, au niveau d'éléments existants tant sur le document à géoréférencer que sur un ou des documents de références (Conolly et Lake 2006, p. 86), ici fournis par l'IGN. Il s'agit des photos aériennes de la BD ORTHO acquises entre 2006 et 2011 selon les départements, ainsi que, dans une moindre mesure, les cartes IGN SCAN 25 (version 2011). Les points d'amer ont été le plus souvent sélectionnés au niveau de limites parcellaires, de chemins, de bâtiments, d'arbres, ou de tout point reconnaissable à la fois sans équivoque et avec un minimum d'imprécision sur les deux documents. Il a fallu se garder, notamment pour les photographies aériennes, des ombres et surtout des déformations engendrées par la focale et l'angle de prise de vue. Pour les cartes anciennes, le fond IGN au 1/25000, bien que parfois trop imprécis pour des documents très détaillés comme le cadastre napoléonien, a largement contribué au géoréférencement des documents à relativement grande échelle, comme les dessins-minutes de la Carte d'état-major au 1/40000. Pour éviter de cumuler des erreurs de géoréférencement d'une image à l'autre, les documents de référence ont toujours été les mêmes (BD ORTHO et SCAN 25), et pas ceux dont le géoréférencement a été réalisé manuellement, bien qu'ils aident parfois à vérifier la position d'un point. Le nombre des points de contrôle utilisés dépend de l'échelle, de la résolution et du niveau de détail du document originel. Par exemple, pour les photographies aériennes anciennes, qui présentent souvent une échelle aux alentours de

1/20000, le nombre de points d'ancrage est le plus souvent de l'ordre de cinquante par photographie. Ce chiffre peut paraître très important par rapport à celui préconisé pour le géoréférencement de documents scannés (neuf pour Conolly et Lake 2006, p. 80). Cependant, ce maillage autorise des opérations de géoréférencement beaucoup plus robustes pour compenser les déformations dues à la focale de prise de vue sur les photos aériennes anciennes non orthorectifiées ni redressées, où seul le tiers central n'est pas altéré (Malavoi et Bravard 2010, p. 163). Or, de nombreux clichés aériens ne se chevauchent pas assez pour autoriser un découpage du seul tiers central, puis le géoréférencement de ces clichés redécoupés, alors que la continuité des images prises dans un intervalle de temps le plus court possible est cruciale lorsqu'on cherche à décrire la morphométrie planimétrique d'un cours d'eau à un instant t .

Dans la mesure du possible, les points d'amer ont été répartis le plus régulièrement possible sur le document, avec un nombre accru de points de contrôle près des berges, afin de contraindre le plus précisément possible la position du chenal. En aucun cas le lit actif lui-même, ou les berges immédiatement au contact de l'eau, n'ont été utilisés comme points d'ancrage, et ce afin de ne pas utiliser l'objet d'étude lui-même comme point de référence pour analyser sa forme, le but étant de visualiser l'évolution en plan du chenal actif au cours du temps. Les positions des points d'amer ont été stockées dans des fichiers textes afin de pouvoir facilement revenir sur ces données de référence si nécessaire.

2.2.2. Principes du géoréférencement et prise en compte de l'erreur quadratique moyenne

Le processus de géoréférencement lui-même est une transformation mathématique des coordonnées du raster par translation, mise à l'échelle ou rotation, ces trois opérations basiques devant souvent se combiner pour passer des coordonnées originelles aux positions finales choisies. Pour exécuter en même temps les trois opérations de base, les logiciels de SIG utilisent des fonctions polynomiales à plusieurs inconnues, afin de confondre le mieux possible les positions en entrée et sortie du processus de géoréférencement.

Les fonctions polynomiales peuvent être de plusieurs degrés, et engendrent différentes échelles d'erreurs entre les positions des points d'amer voulues et les coordonnées réelles après la transformation (Conolly et Lake 2006, pp. 86-89) :

- La transformation est de premier ordre ou orthogonale si les trois opérations basiques (rotation, mise à l'échelle et translation) sont appliquées uniformément sur la carte, ne modifiant pas sa forme.

– Les fonctions polynomiales de second ordre ajustent indépendamment l'échelle des axes X et Y avant d'appliquer la translation et la rotation du document, déformant l'image originale pour l'adapter aux coordonnées d'arrivée.

– Les transformations engendrées par les polynômes de troisième ordre sont plus importantes. En effet, les trois opérations de base sont opérées à différentes échelles sur l'ensemble de la carte, impliquant une déformation plus importante sur certaines zones que sur d'autres.

Parmi les outils proposés par le logiciel, il existe également deux autres types de transformation, qui tendent à confondre les positions des points d'ancrage en entrée et sortie et impliquent donc une erreur théorique nulle ou très faible (Aide ArcGIS 10.0⁶) :

– Le Spline, ou « méthode d'étirement caoutchouté réel », utilise une fonction polynomiale segmentée. La précision des pixels éloignés des points de contrôle est faible, ce qui implique pour l'image une bonne précision locale mais diminue la précision globale.

– L'Ajustement emploie une combinaison de transformation polynomiale et d'interpolation du réseau triangulé irrégulier (TIN). La transformation polynomiale est effectuée avec les deux jeux de coordonnées des points d'amer, et ajuste leur positionnement final par une technique d'interpolation TIN.

Il est évident qu'une distorsion minimale est souhaitable pour conserver, dans la mesure du possible, les caractéristiques du document original. Le choix de l'une ou l'autre des transformations est loin d'être anodin si l'on considère que le document modifié servira de base à d'autres analyses, et qu'il est donc nécessaire de limiter les imprécisions dès le départ afin de ne pas les cumuler. À cet égard, la prise en compte de l'erreur quadratique moyenne, ou erreur QM (RMSE en anglais), est un critère important (Conolly et Lake 2006, pp. 80-83) :

Lors de l'opération de résolution des fonctions polynomiales de degrés 1, 2 ou 3, le logiciel a peu de chances de découvrir la formule autorisant la correspondance exacte des positions en entrée avec les coordonnées finales souhaitées. Il résulte le plus souvent de l'opération des valeurs « résiduelles », qui correspondent au décalage final en latitude et longitude par rapport aux coordonnées visées. Pour l'ensemble des points d'ancrage, l'erreur QM se calcule de la façon suivante : $QM = \sqrt{(\sum (x_0 - x_t)^2) / n}$, où x_0 et x_t sont respectivement les coordonnées

⁶ Rubrique « Notions de base du géoréférencement d'un jeu de données raster »

originelles et transformées (en latitude et longitude), et n le nombre de points d'ancrage. D'une manière générale, il est préférable de ne pas avoir une erreur QM dépassant $1/3000$ du document d'origine (Conolly et Lake 2006, p. 83). Par exemple, si le document à géoréférencer a une échelle de $1/20000$, il ne devrait pas présenter, suite au géoréférencement, une erreur QM supérieure à $20000/3000$ soit à peu près 6,67. Lorsque QM dépasse la valeur maximum tolérable, il convient de vérifier les points d'ancrage utilisés, et éventuellement en supprimer et/ou en rajouter, ou encore de changer de transformation géographique.

Le tableau de l'annexe 2 présente les caractéristiques disponibles pour chaque image géoréférencée, comme le nombre de points d'ancrage, la transformation utilisée, l'erreur QM résultante et l'erreur QM maximale souhaitable à partir de l'échelle originelle du document. Les photographies aériennes anciennes, non orthorectifiées, ont nécessité des transformations utilisant des polynômes de deuxième et troisième ordre. Il est envisageable que l'orthorectification de tous les clichés eût été souhaitable, mais les lits majeurs sont plutôt plans et ne montrent pas de grandes variations topographiques. De plus, des comparaisons ont été faites entre les mêmes clichés orthorectifiés ou uniquement géoréférencés, et ne montrent pas de décalage au niveau du lit mineur. Les plans cadastraux napoléoniens, parfois issus de clichés directement réalisés aux archives départementales (et donc non verticaux), et non scannés comme ceux issus des archives en ligne, ont souvent nécessité une transformation de type « Ajustement », et donc un grand nombre de points d'ancrage.

2.3. DONNÉES VECTEUR : ACQUISITION ET UTILISATION D'INFORMATIONS PONCTUELLES, LINÉAIRES OU SURFACIQUES

2.3.1. Acquisition de données vectorielles

De nombreuses entités vectorielles ont été créées lors de ces travaux et il ne serait pas pertinent de toutes les lister. Certaines ne sont en effet que des points de localisation de forage ou des polygones représentant les surfaces prospectées à l'aide d'appareils de mesures géophysiques, et leur intérêt principal se trouve dans leur positionnement vis-à-vis d'autres documents ou entités géoréférencés. Leurs natures, lors de leur apparition sur les cartes servant de support à la présentation et à la discussion des résultats, sont toujours explicitées dans les légendes correspondantes.

Le principal point à développer ici est l'utilisation des données vecteur dans le but de digitaliser des formes dérivant de la dynamique alluviale, visibles sur un ou plusieurs

documents. Il s'agit principalement des traces de paléochenaux et de l'emplacement du lit actif au cours du temps.

Les chenaux abandonnés ont souvent laissé une marque dans le paysage, matérialisée soit par des différences de croissance des végétaux en surface, soit par le découpage parcellaire, ou bien encore, par une légère dépression topographique parfois mise en évidence lors d'épisodes de crue. La méthode utilisée a consisté en une vectorisation des limites visibles des anciens tracés dans le SIG à partir du plus grand nombre de données possibles : cartes historiques, actuelles, plans cadastraux, photographies aériennes et satellitaires, MNT à plus ou moins haute résolution. Les relevés LiDAR et leurs dérivés, comme les courbes de niveau et les cartes d'exposition et des pentes, sont particulièrement utiles pour mettre en évidence les paléochenaux (Howard *et al.* 2008 p. 1046 ; Arnaud-Fassetta *et al.* 2010 p. 99 ; Stinchcomb *et al.* 2012 p. 230).

La digitalisation des paléoméandres n'a pas été automatisée, de façon à éviter au maximum de prendre en compte les formes issues d'autres phénomènes que ceux liés à l'évolution du milieu alluvial, comme les faits anthropiques de type fossés ou chemins par exemple. L'erreur de positionnement est d'ordre métrique à plurimétrique, notamment pour certains chenaux tracés à partir de plans anciens géoréférencés mais relativement imprécis, ce qui est acceptable dans le cas de lits majeurs larges de plusieurs centaines de mètres, comme le sont ceux du Doubs et de la Saône, voire de un à plusieurs kilomètres, comme celui de la Loire. Une autre difficulté à mentionner est l'éventuelle reprise, totale ou partielle, d'un bras abandonné par un chenal postérieur, ce qui rend parfois délicat la compréhension de la succession, et nécessite une réflexion et une prise de décision qui ne pourraient être envisagées en cas d'automatisation de la digitalisation.

Les dimensions originelles des tracés dessinés selon cette méthode ne peuvent pas être digitalisées avec une très grande exactitude, car les anciennes berges ont pu en partie disparaître par enfouissement, et seule l'observation directe de la géométrie des dépôts permettrait de restituer exactement la morphologie précise de ces anciens lits.

L'emplacement du chenal actif au cours du temps a été digitalisé grâce aux documents raster préalablement géoréférencés. Toutes les surfaces en eau et en connexion directe avec le lit mineur au moment de la création du document ont été prises en compte, à l'exception des affluents. Il est évident que les conditions hydrologiques au moment de l'enregistrement du document, particulièrement pour les photographies aériennes, influent largement sur la forme en plan du cours d'eau, et particulièrement sur les largeurs apparentes. Il a pourtant été décidé

de toujours dessiner l'emprise réelle de l'eau à un instant t plutôt que d'estimer la surface que le tracé aurait occupée au moment du débit à plein bord. En effet cette dernière méthode, hautement interprétative, paraissait constituer une source d'erreurs en l'absence d'un semis de points d'altitudes contemporain du document utilisé (comme réalisé avec succès sur le Danube par Hohensinner *et al.* 2007, pp. 58-59).

Cette question s'est surtout posée pour la digitalisation des tracés de la Loire amont, qui a fait l'objet d'une analyse plus complète, avec des photographies espacées d'une dizaine d'années à partir des années 1940. Les dates de prises de vue ont donc été confrontées aux données de la station hydrologique la plus proche, située à Digoin. On peut ainsi connaître les particularités du régime au moment du cliché, et discuter de l'aspect de la forme en plan du cours d'eau. Les caractéristiques hydrologiques des stations et les débits correspondant aux diverses prises de vue de la fenêtre d'étude de la Loire amont ont été indiquées figure 35. La plupart des photographies ont été prises en période de basses eaux, et aucune ne correspond avec des débits élevés. Les variations de la largeur du chenal avec les débits au cours de l'année sont prises en compte lors de la mesure de ce paramètre morphométrique. On a consulté le document original pour être certain de ne pas prendre en compte une sous-largeur causée par un faible débit. De plus, ces mesures ont été prises au niveau des points d'inflexion des sinuosités, ce qui réduit le risque d'erreur, ou aux points généralement préconisés afin de ne pas mesurer de sur- ou sous-largeurs (Valette et Cunillera 2010, p. 70).

D'une manière générale, il ne faut pas perdre de vue que la réalité du niveau de détail des données vectorisées à partir de différents documents dépend principalement de la précision originelle et de la qualité du géoréférencement des données de base. Les formes vectorielles peuvent ainsi avoir un caractère trompeur, puisqu'elles sont elles-mêmes caractérisées par une position très précise dans l'espace, qui autorise la comparaison de données à différentes échelles. Cette précision absolue masque pourtant le fait que l'on a parfois tracé les limites sur la base de documents présentant une certaine marge d'erreur. Il faut donc se garder d'utiliser des zooms très précis de zones vectorisées à partir de documents à grande échelle, à moins de mentionner l'origine du vecteur et l'imprécision des documents d'origine.

2.3.2. *Données vectorielles existantes*

Les principales informations et caractéristiques de ces données ont été systématiquement listées dans les légendes des cartes ou dans le texte associé aux figures. Il s'agit principalement des données de l'IGN, du BRGM, des DREAL Centre, Franche-Comté et Bourgogne, ainsi que du SANDRE pour les données hydrologiques.

2.4. LES DONNÉES ALTITUDINALES LIDAR

Il s'agit de mesures très précises de l'altitude d'une emprise donnée, couramment désignées par l'acronyme « LiDAR » pour « Light Detection And Ranging ».

2.4.1. Principe et applications géoarchéologiques

L'acquisition de données LiDAR est basée sur le principe de mesure de distance entre un télémètre laser et le terrain analysé. Un miroir oscillant permet le balayage à haute fréquence de la surface de la terre, la distance entre le point d'émission et le sol étant calculée grâce au temps de retour des impulsions laser de l'objet réfléchissant au capteur (Fig. 36 A). On mesure en temps réel la position du point d'émission à l'aide d'un système de positionnement par satellites (GPS) embarqué, position corrigée par des bases fixes au sol, et une unité de mesure inertielle (IMU). Cette dernière permet la correction des données GPS en mesurant les mouvements du support, le dispositif LiDAR étant aéroporté et donc sujet à des mouvements inhérents à la trajectoire de l'avion dans l'air. Le nuage de point obtenu comprend tous les objets rencontrés par le faisceau laser à haute fréquence sur une surface donnée, y compris la végétation, qui atténue le faisceau qui la traverse mais permet la mesure de l'altitude du sol avec une intensité plus faible. La fréquence utilisée est directement corrélée avec la résolution du modèle, et peut aller de cent points au mètre carré à un point pour plusieurs mètres carrés (Nuninger *et al.* 2011, pp. 13-14).

L'ensemble du nuage de points est filtré pour séparer la végétation, le bâti, les points aberrants ou non pertinents comme le trafic routier ou même les oiseaux en vol du terrain « nu » (Fig. 36 B). Les algorithmes utilisés réalisent principalement ce tri en se basant sur les différences de progression distance planimétrique/distance altimétrique entre les points. Par exemple, un point mesuré au pied d'un muret sera très proche d'un point situé au sommet de cette structure d'un point de vue planimétrique, mais formera une rupture très nette d'un point de vue altimétrique. Cette anomalie sera confirmée en confrontant cette différence avec les points environnants. Il est donc évident que les paramètres de filtrage utilisés sont cruciaux pour comprendre les données LiDAR, car ils influenceront sur le jeu de données final. L'acquisition et le traitement des données LiDAR est un champ de recherche à part entière et fait l'objet de nombreux travaux (Nuninger *et al.* 2010, p. 36).

De nombreuses disciplines scientifiques utilisent ces données, notamment la géomorphologie, qui interroge directement les formes du paysage (Roering *et al.* 2013). Selon L. Nuninger (Nuninger *et al.* 2011 p.11), les premières mesures de distance basées sur le laser

datent des années 1960, mais c'est au cours des années 1990 que la technologie LiDAR voit réellement le jour avec le développement des appareils GPS permettant des mesures de coordonnées aéroportées précises et à haute fréquence. Depuis, le LiDAR semble intéresser de plus en plus de chercheurs ou de gestionnaires, mais aussi des acteurs privés.

Dans le domaine de l'archéologie, divers programmes intègrent désormais des données LiDAR (Nuninger *et al.* 2011, pp. 15-16). Dans le champ précis de la géoarchéologie, on peut notamment mentionner les recherches menées sur les données acquises autour du site protohistorique de Vix (Cruz 2012), sur la côte viticole et la limite ouest du Fossé bressan (Guery 2013), et les travaux menés sur la Loire moyenne dans le Val orléanais (Froquet *et al.* 2006-2007 p.2, Castanet 2008, Arnaud-Fassetta *et al.* 2010 p.97).

2.4.2. Description et caractéristiques techniques des données LIDAR utilisées

Deux jeux de données LIDAR ont été utilisés. Ils concernent les fenêtres de la Loire amont et de la Loire moyenne. En effet, dans le cadre du Plan Loire Grandeur nature, l'État a financé deux grandes campagnes de mesures des altitudes du lit majeur de la Loire qui ont été mises à disposition par la DREAL Centre. Pour la Loire amont, la prise de mesures a été effectuée en 2009 tandis que pour la Loire moyenne, les mesures utilisées ont été réalisées, sur le secteur Nevers/Saint-Laurent-des-Eaux, en 2002. L'appareil utilisé est un ALTM 3025 de la société Optech, d'une fréquence de 25000 Hz. L'entreprise néerlandaise TerraImaging a réalisé et traité les mesures, et fourni à l'Établissement Public Loire toute une série de jeux de données comprenant notamment les données brutes, le Modèle Numérique d'Élévation (MNE, qui comprend tous les points hors les points aberrants et les objets isolés comme les panneaux ou les piétons) et le Modèle Numérique de Terrain (MNT, qui comprend le modelé du terrain nu affecté par les activités anthropiques comme les fossés et les digues, mais dont on a ôté les anomalies induites par l'eau, le bâti, le couvert végétal, les objets isolés et les points aberrants). Le prestataire a fourni les caractéristiques suivantes : la couverture minimale, y compris sous végétation, est d'un point pour 4 m², la précision altimétrique absolue est de 12 cm pour 75 % des mesures et de 15 cm pour 95 % des mesures, avec un écart-type inférieur à 15 cm.

Tous les produits fournis ont fait l'objet d'un contrôle extérieur par la société Geomexpert. Cette évaluation a consisté en des mesures directes sur les données et des confrontations sur le terrain. Dans l'ensemble, les données sont jugées fiables malgré quelques erreurs, la plupart dues à la présence de bâtiments sous zones boisées ou à des zones inondées au moment de la

mesure. La précision planimétrique est de 50 cm, et l'écart moyen entre les mesures altimétriques est de 10 cm en zone dégagée contre 18 cm sous couvert végétal.

Pour exploiter ces données, on a utilisé le produit 12, « GRID MNT ASCII », que l'on a intégré dans le logiciel ArcGIS. Il s'agit de dalles d'1 km² au maximum, constituées uniquement de terrain nu. Les fichiers fournis par la DREAL correspondaient à des dalles où le pixel mesure 1 m x 1 m, après interpolation des données brutes par la méthode des triangles irréguliers ou TIN (Triangular Irregular Network) - interpolation réalisée en amont de la fourniture des données.

2.4.3. Méthodologies des traitements réalisés

Les dalles LiDAR utilisées sur la Loire amont et la Loire moyenne ont été traitées de façon uniforme afin de pouvoir comparer directement les résultats. Trois manipulations ont été réalisées.

La première a consisté à effectuer le mosaïquage des dalles pour un traitement uniforme. Comme les fichiers fournis étaient prédécoupés en emprises d'un km² au maximum, certains traitements globaux sur plusieurs kilomètres auraient pu être automatisés par l'élaboration ou la modification de codes de programmation informatique. Cependant, cette automatisation aurait posé le problème de la différence de distribution des valeurs dans chaque jeu de données aurait pu générer des réponses différentes aux traitements appliqués. Les dalles ont donc été fusionnées pour obtenir un fichier unique de la zone étudiée, solution qui permettait d'échantillonner par la suite des surfaces plus réduites pour y appliquer un traitement ponctuel différent et unique, si nécessaire. La fusion des dalles a impliqué des temps de calcul importants, et le caractère parfois expérimental de certains traitements a nécessité de nombreuses itérations.

La visualisation des données MNT a été la seconde manipulation. Cette question se pose souvent pour les jeux de données LiDAR, dont la taille et la résolution sont très importantes et impliquent par conséquent des échelles de couleur souvent peu lisibles. Dans le domaine de l'archéologie, les données sont généralement représentées sous forme d'ombrage (Nuninger *et al.* 2010), résultant d'une illumination paramétrée du modèle avec des valeurs choisies d'élévation et d'azimut pour la source lumineuse, qui met en évidence le relief du terrain. Le principal problème qui se présente alors est la disparition de certains reliefs dans l'axe de la source lumineuse. Afin d'éviter ce problème, certains auteurs combinent plusieurs sources lumineuses artificielles sur le même fichier final afin de bien mettre en évidence le modelé (Mark 1992 p. 1). Ce processus, nommé MDOW (Multi-Directionnal Oblique Weighting), présente toutefois un défaut important, puisque les valeurs d'altitudes n'apparaissent plus dans

le fichier final, où cette donnée est remplacée par une valeur qui correspond au degré d'illumination selon les différents angles d'éclairage.

Des traitements plus avancés sont utilisés pour mettre en évidence les petites variations topographiques, dues par exemple à la présence de structures archéologiques. Ce sont, pour ne parler que des plus utilisés, l'analyse en composante principale (ACP) de nombreux modèles d'ombrages (Devereux *et al.* 2008), l'indice Sky View Factor (Kokalj *et al.* 2011, Zakšek *et al.* 2011), la visualisation « openness » (Yokohama *et al.* 2002, Doneus *et al.* 2013) et les modèles de reliefs locaux (local relief model ou LRM, Hesse 2010). Ils ont été ponctuellement utilisés pour dessiner les paléochenaux sur des secteurs problématiques, mais n'ont pas fait l'objet de généralisation à l'échelle des fenêtres considérées, en raison de la complexité des traitements qui n'autorise ce travail que sur de petites zones. Or, dans le cadre de l'étude d'une vallée alluviale à l'échelle plurikilométrique, il est important de ne pas manipuler trop de fichiers différents en même temps, ni d'appliquer des traitements sur des dalles séparées, car elles ne seront pas cohérentes entre elles.

Il n'existe pas de solution permettant de visualiser toutes les nuances topographiques à toutes les échelles (Doneus 2013 p. 6427). Après de nombreux essais sur des jeux de données LiDAR à différentes échelles, il est ressorti que la meilleure façon de représenter ces données est celle préconisée par E. Imhof (Imhof 2007 pp. 166-192), notamment la représentation « Swiss view ». Ce type de représentation combine un fichier d'ombrage classique filtré par la médiane avec un autre fichier d'ombrage dont on a exagéré les extrêmes, le but étant de renforcer les contrastes (Barnes 2002 pp. 5-11). Ces deux fichiers sont ensuite surmontés du fichier des valeurs altitudinales auquel on a appliqué un effet de transparence pour faire apparaître le modelé du terrain obtenu par les fichiers d'ombrage.

On a conservé l'idée de transparence des valeurs altitudinales surmontant un fichier représentant le modelé. La seule différence avec la représentation « Swiss view » réside dans l'utilisation la méthode MDOW pour réaliser un fichier d'ombrages combinant 16 directions d'éclairage à l'aide d'un outil développé par une équipe slovène⁷ (Kokalj *et al.* 2011, Zakšek *et al.* 2011, Doneus 2013). La carte finale représente, en niveaux de gris, la rugosité du terrain surmontée des valeurs d'altitudes en couleurs (Fig. 37).

Le troisième type de traitement mis en œuvre consiste en l'élimination des variations topographiques dues à la pente du fleuve pour mettre en évidence les grandes phases d'incision

⁷ « Relief Visualization Toolbox », disponible sur cette page : <http://iaps.zrc-sazu.si/index.php?q=en/svf>

et de remblaiement de la vallée de la Loire. Les terrasses alluviales étagées se forment sous l'action conjuguée des fluctuations du climat et du soulèvement de la croûte terrestre (Bridgland *et al.* 2009 p. 19). Dans le cadre de l'analyse géomorphologique d'une vallée alluviale, la mise en évidence et le classement des terrasses par altitude est donc crucial. Un MNT précis permet d'effectuer des analyses plus fines (Evans 2012), qui peuvent mettre en évidence des séquences à plus haute résolution et des familles de paléochenaux au sein de ces formes typiques des grandes vallées alluviales (Howard *et al.* 2008). De plus certaines terrasses sont emboîtées et/ou peu étagées, et donc difficiles à mettre en évidence sans MNT précis (Lespez 2013, p. 50).

Pour discriminer les formes, il faut tout d'abord s'affranchir de la pente de la vallée, car certaines formes de l'aval sont plus basses que celles de l'amont, alors qu'elles présentent la même altitude relative par rapport au fleuve. La méthode choisie ici pour résoudre ce problème, déjà utilisée par d'autres auteurs, a consisté en la soustraction du MNT originel par un MNT intégrant la pente le long de l'axe de la vallée (Alber et Piégay 2011 p. 347). Un relevé de la pente indépendant du relevé LiDAR a été utilisé afin d'éviter de le lisser artificiellement et de faire disparaître de faibles variations topographiques en lui soustrayant ses propres mesures. De plus, les mesures LiDAR sont parfois imprécises à la surface de l'eau, voire inexistantes si la profondeur est trop importante.

Dans le cas de la fenêtre Loire amont, il a été décidé de se fier aux mesures de l'altitude des lignes d'eau réalisées par des topographes et disponibles sur le site de la DREAL Centre⁸. Ces mesures ont pour objectif d'enregistrer l'altitude de la tranche d'eau lors des débits des crues, des étiages et des modules (débits moyens interannuels). Ces relevés, indépendants du MNT, permettent de soustraire la pente moyenne de la vallée, le sommet de la tranche d'eau du thalweg suivant bien entendu cette pente. Le maillage des sites de mesure semble assez serré avec 31 points pour 42,43 km de tracé. Cependant, quand on examine les données disponibles, seuls treize ont fait l'objet de mesures régulières (Fig. 38 A). Ils s'échelonnent, le long du tracé, tous les 3,54 km en moyenne avec un écart-type de 1,33. Les relevés ont eu lieu entre novembre 1996 et novembre 2008 (Fig. 38 B). Ces mesures sont cohérentes entre elles et montrent les mêmes évolutions de pente d'amont en aval lors des étiages et des modules, au contraire des épisodes de crue (Fig. 38 C). Ces derniers ont donc été écartés, d'une part parce que les mesures étaient trop fragmentaires le long du tracé, d'autre part parce que les altitudes mesurées lors des

⁸ http://www2.centre.ecologie.gouv.fr/SIEL/html/DESC_LST_r_Ideau.htm

inondations dépendent de l'intensité de l'événement ainsi que de la topographie et de la largeur du lit majeur au niveau des sites de mesure.

Pour connaître la direction moyenne d'écoulement de la vallée on calcule la droite de régression des points mesurés, c'est-à-dire situés sur le centre du chenal de la BD Carthage⁹ au droit des sites de mesure. Cette droite, qui servira d'axe de la vallée pour retirer la pente du MNT, présente un azimut de N 346°, soit une direction NNO.

Les valeurs de pente s'échelonnent entre près de 0 et 1 m par kilomètre selon les tronçons et les dates considérés (Fig. 38 D). On a utilisé la moyenne calculée sur l'ensemble des mesures à l'étiage et au module entre mars 2000 et juillet 2005, les écart-types montrant que cette valeur moyenne varie peu (moins de 10 cm/km, à part pour le dernier tronçon près de Digoin).

On a ensuite créé un MNT d'azimut N 346 avec les altitudes échelonnées selon les pentes calculées auparavant (Fig. 39). On a soustrait ce raster à la mosaïque LiDAR initiale, pour obtenir ainsi un nouveau MNT représentant l'élévation de la vallée par rapport à la moyenne de l'altitude du lit à l'étiage et au module. La figure 40 montre la différence entre le raster initial et celui dont la pente moyenne a été soustraite. On constate, pour les dépôts du lit majeur, l'intérêt de cette correction qui met bel et bien en évidence différentes zones de dépôt en fonction de l'altitude. Il est tout à fait possible que la correction ne soit pas parfaite étant donné le faible nombre de sites de mesures, qui empêche de suivre les fines variations de la pente du fleuve. Cependant, en l'absence de nouvelles données indépendantes de la mesure LiDAR, et à plus haute résolution que ces mesures des lignes d'eau, il ne semble pas possible d'aller plus loin dans la correction de la pente. Seules d'autres mesures perpendiculaires à l'axe de la vallée alluviale permettraient de corriger les pentes dans les trois dimensions.

La fenêtre de la Loire moyenne, bien plus réduite, n'a pas fait l'objet d'un redressement du MNT LiDAR car elle présente une pente très faible. Par ailleurs, le fleuve franchit un seuil de près d'1 m sous un pont routier actuel, et le sommet de la tranche d'eau présente donc une brutale diminution d'altitude qui aurait été répercutée sur l'ensemble de l'enregistrement redressé.

2.4.4. Autres traitements de données altitudinales

D'une manière générale, les données d'altitudes ont été largement utilisées, notamment la BD ALTI 25 m de l'IGN, moins précise que le LiDAR, mais disponible sur toutes les fenêtres d'étude. Les données ont subi divers traitements et mesures visant principalement à mettre en

⁹ Disponible sur le site internet de l'IGN à l'adresse suivante : <http://professionnels.ign.fr/bdcarthage>

évidence les grands paramètres morphométriques des vallées alluviales étudiées, en particulier utilisés dans la mise en contexte des fenêtres étudiées. Les méthodes employées s'inspirent de celles qui ont été développées dans le cadre du projet SYRAH-CE ou SYstème Relationnel d'Audit de l'Hydromorphologie des Cours d'Eau (Valette et Cunillera 2010). La détermination de l'emprise du lit majeur est réalisée par l'étude conjointe des rasters de distance de coût et des limites des alluvions récentes des cartes géologiques (codes Fz voire Fy). Les rasters de distance de coût sont établis à partir de l'emplacement de la ligne d'eau du thalweg, les coûts cumulés étant calculés grâce aux pentes extraites des données altitudinales de la BD ALTI 25m, elle-même utilisée comme raster de valeurs en entrée et permettant de calculer les distances réelles entre les pixels de pente. Plus concrètement, la distance de coût représente la somme minimale des valeurs de pente ayant à s'accumuler pour atteindre, à partir du chenal actuel, chaque point du raster. Les zones de pente très faible et proche du chenal, c'est-à-dire le lit majeur, sont celles qui montrent les valeurs les plus basses (Fig. 41 A). La valeur limite du lit majeur représente ainsi souvent un plateau dans la courbe cumulée de la distribution des données (Fig. 41 B). On l'estime également en comparant la limite mise en évidence par le raster de distance de coût avec l'emprise des alluvions modernes à actuelles portée sur la carte géologique au 1/50000 (Fig. 41 C). Pour finir, cette limite est digitalisée automatiquement sous forme de vecteur en extrayant l'emprise de la valeur limite de distance de coût calculée auparavant, puis saisie manuellement pour lisser l'effet « crénelé » engendré par la résolution de la BD ALTI, dont les pixels mesurent 25m de côté.

Grâce aux limites de la bordure du lit majeur, transformées en points également répartis le long des lignes figurant les bords du lit majeur, il est assez simple de calculer la ligne qui représente le centre moyen de la vallée à l'aide de la tessellation de Thiessen (Fig. 42). Les polygones de Thiessen sont bâtis à partir d'une distribution de points dans l'espace. Chaque polygone représente la zone plus proche du point qu'il contient que des autres points (Conolly et Lake 2006, p. 211).

La ligne représentant le centre moyen de la vallée permet ensuite de générer à intervalles réguliers, de l'amont vers l'aval, d'autres entités linéaires qui lui sont perpendiculaires. Une fois redécoupées grâce au polygone d'emprise du lit majeur et triées pour éliminer les mesures non pertinentes, elles forment autant de lignes de mesure de la largeur du lit majeur également réparties d'amont en aval (Fig. 43). La ligne centrale du lit majeur permet également d'extraire la pente de la vallée à intervalles réguliers à partir des données de la BD ALTI IGN, et de la comparer à celles extraites le long de la ligne de thalweg du lit actif.

3. CARACTÉRISTIQUES MORPHOMÉTRIQUES DES TRACÉS

Il s'agit de l'ensemble des mesures et des calculs basés sur la forme en plan du cours d'eau à un instant t , représentée par un des documents géoréférencés. Les mesures sont ensuite comparées entre elles afin d'étudier l'évolution des caractéristiques morphologiques du cours d'eau au cours du temps, de l'amont vers aval, et son fonctionnement hydromorphologique (Malavoi et Bravard 2010, p. 64). Certaines d'entre elles peuvent également être comparées aux mesures effectuées sur de très nombreux cours d'eau par de nombreux auteurs. Le tracé et la mise en évidence des différentes variables morphométriques effectués ici sont parfois relativement empiriques, notamment au regard du développement de méthodes particulièrement pointues de caractérisation à l'échelle du réseau hydrologique (Alber et Piégay 2011). Toutefois même ces traitements ne permettent pas, pour le moment et malgré leur potentiel, de traduire complètement la complexité et la variabilité des systèmes alluviaux, et continuent de nécessiter certaines manipulations manuelles (Alber et Piégay 2011, p. 348). Le fait, notamment, que les différentes variables morphologiques soient interdépendantes rend délicate toute subdivision du système hydrologique et de sa vallée (Alber et Piégay 2011, p. 358), divisions indispensables à toute mesure sériée à haute résolution. Dans ces conditions, et considérant que le but des travaux présentés ne consistait pas à développer l'étude des paramètres morphologiques des cours d'eau modernes et actuels, l'utilisation des mesures classiques présentées par J.-P. Bravard et C. Petit (1997) aussi bien que Malavoi et J.-P. Bravard (2010) semblait pertinente ; les résultats obtenus sont ainsi directement comparables à ceux acquis par ces auteurs et par bien d'autres. Les processus et méthodes ayant guidé les tracés permettant l'acquisition des paramètres sont suffisamment clairement explicités pour être discutés par la suite. Seule la fenêtre de la Loire moyenne, qui a fait l'objet d'études récentes du point de vue de la dynamique alluviale moderne à contemporaine (Grivel 2008 ; Temam 2012 ; Nabet 2013), n'a pas été analysée du point de vue morphométrique. Les autres fenêtres présentent des lits uniques sinueux ou méandrique. Les paramètres morphométriques analysés pour cette catégorie de cours d'eau sont indiqués figure 44. Outre le tracé des berges réalisé à l'aide des documents disponibles, que l'on nuance dans la mesure du possible avec le débit mesuré à la date d'acquisition du document, il faut également tracer la ligne représentant le milieu du chenal (L_{dev}). Pour définir précisément ce tracé, les meilleurs résultats sont fournis par les mesures bathymétriques, qui permettent de localiser où l'écoulement principal se produit. Cependant, en l'absence de ces données pour l'ensemble des secteurs et documents concernés, il a été décidé de tracer la ligne représentant le thalweg au centre du chenal actif.

L'automatisation de ce processus a été rendu possible grâce à l'utilisation des polygones de Thiessen, avec une méthode analogue à celle permettant de tracer la ligne médiane du lit majeur (Fig. 42). La ligne de thalweg L_{dev} est donc tracée selon le centre médian défini par la tessellation de Thiessen. Des lignes supplémentaires sont ajoutées si des chenaux secondaires entourant une île ou un banc de sable sont présents, mais L_{dev} passe toujours par le bras principal, choisi manuellement. Le processus des mesures morphométriques suit le tracé de l'enveloppe de méandrage, qui est formée par les tangentes englobant l'extérieur des courbes ou des méandres du lit actif, même si certains auteurs prennent également en compte les méandres abandonnés (Allen 1982b, p. 60). L'objectif fixé étant la mesure des paramètres du lit actif au cours du temps, les anciens lits ont été ignorés puisqu'ils font l'objet d'autres investigations, notamment sédimentologiques. L'amplitude A , qui correspond à la largeur de l'enveloppe de méandrage, a été mesurée au droit du croisement des tangentes avec l'axe opposé de l'enveloppe, et ce pour chaque méandre (Fig. 44). En reliant les bases de ces axes à l'opposé de la zone d'apex des méandres, on obtient les points d'inflexion de ceux-ci au niveau du croisement avec la ligne L_{dev} . Le tronçon de L_{dev} entre les points d'inflexion est la longueur d'arc L_{arc} . C'est au niveau des points d'inflexion qu'est mesurée la largeur à pleins bords w (Fig. 44), afin d'éviter les effets de surlargeur (Malavoi et Bravard 2010, p. 65). La largeur à plein bords est mesurée à partir des documents géoréférencés originaux et non du seul tracé de l'emprise du chenal qui en a été extrait, ce afin d'être certain de ne pas mesurer une largeur erronée, liée aux conditions hydrologiques au moment de l'acquisition du document.

La longueur d'onde λ des méandres est obtenue en mesurant le segment compris entre les deux points de croisement de l'axe A et de la rive concave se suivant sur une même rive. L'axe de l'enveloppe de méandrage L_{em} est obtenu en reliant les centres des axes A (Fig. 44) Elle donne l'orientation générale du cours d'eau à une date donnée. Un autre axe, légèrement différent, est important ; il s'agit de celui qui relie les points d'inflexion entre eux, L_{inflex} (Fig. 44). Il permet de délimiter les barres de méandres, qui forment des surfaces entre L_{inflex} et L_{arc} . La détermination de leur centroïde C se fait automatiquement sur le logiciel ArcGIS, ce qui est potentiellement intéressant pour modéliser la migration des méandres au cours du temps (Brice 1974a dans Allen 1982b, p. 60). Dans notre cas, le centroïde permet de mesurer le rayon de courbure des méandres, R_c , en réalisant la moyenne des longueurs de R_c mesurée entre L_{dev} et C sur vingt tronçons régulièrement espacés pour chaque méandre (Fig. 44). Ce dernier chiffre de vingt mesures a été choisi empiriquement, car il permet un assez bon compromis entre le nombre de manipulations nécessaires et la restitution la plus exacte possible de la forme

du méandre. Des calculs sont ensuite possibles afin de restituer au mieux l'évolution de la dynamique alluviale, et surtout de la comparer avec des résultats déjà acquis sur d'autres cours d'eau.

3.1. L'INDICE DE SINUOSITÉ (IS)

Cet indice précise le degré de divagation d'un cours d'eau, qui dépend notamment du rapport largeur/profondeur et de la proportion de silts et d'argiles présents dans les berges. On distingue deux grands types de chenaux : rectilignes ou sinueux. L'indice de sinuosité peut se calculer de deux façons d'après Malavoi et Bravard (2010, p. 66) :

– Par le rapport entre la pente du cours d'eau et la pente de la vallée. Dans le cas de ces travaux cette méthode n'est pas pertinente puisqu'il s'agit de comparer l'évolution de la sinuosité au cours du temps, et que les données de pente ne sont pas disponibles pour chaque jeu de documents.

– Par le rapport de la longueur déroulée du tracé L_{dev} avec la longueur de la bande de méandrage L_{em} , ou encore par le rapport L_{dev}/L_{inflex} . Dans la mesure où ces grandeurs étaient nécessaires à l'acquisition d'autres paramètres, les deux calculs ont été réalisés.

Les différents types de chenaux correspondant aux résultats des rapports sont ceux proposés, par Malavoi et J.-P. Bravard (2010, p. 67). On a donc un cours d'eau :

- rectiligne si $Is < 1,05$
- sinueux si $1,05 < Is < 1,25$
- très sinueux si $1,25 < Is < 1,5$
- méandrique si $Is > 1,5$

L'indice de sinuosité a également été calculé à l'échelle de chaque sinuosité en effectuant le rapport entre L_{arc} et la distance entre les deux points d'inflexion qui la bornent.

3.2. LARGEUR DU LIT ACTIF, LONGUEURS D'ONDE, AMPLITUDES, RAYON DE COURBURE ET LONGUEUR D'ARC DES SINUOSITÉS

L'évolution de la largeur du fleuve au cours du temps est un autre paramètre pris en compte, car elle implique des changements de fonctionnement du fleuve, notamment l'enfoncement du lit. De plus, elle rentre dans le calcul de nombreux rapports adimensionnels qui permettent de préciser le fonctionnement hydrologique à l'échelle d'un méandre ou d'un tronçon important.

La mesure de la longueur d'onde pour chacun des documents géoréférencés, ainsi que la projection de cette valeur le long de l'axe général de la vallée, permettent de percevoir les

fréquences d'occurrence des sinuosités au cours du temps, depuis l'amont vers l'aval. Le rapport λ/w , adimensionnel, permet de juger la valeur relative de la longueur d'onde. Comme l'indice de sinuosité, la longueur d'onde dépend de la nature lithologique des berges (Malavoi et Bravard 2010, pp. 69-70).

L'amplitude des sinuosités représente la largeur de l'enveloppe de méandrage entre deux méandres dont les rives concaves sont opposées. De la même façon que pour la longueur d'onde, le rapport A/w donne des indications sur le degré de stabilité du cours d'eau.

Le rayon de courbure, outre des informations sur les paramètres d'évolution des méandres, permet d'indiquer leur « maturité » par le calcul du rapport Rc/w . Dans le cadre de ces travaux, pour un seul méandre, le rayon de courbure moyen est calculé à partir de plusieurs mesures réalisées par rapport au centroïde de la barre de méandre. La largeur w utilisée dans le rapport Rc/w est établie sur la moyenne des deux points d'inflexion entourant le méandre. Les taux d'érosion sont forts lorsque le rayon de courbure relatif est compris entre 2 et 3 (Malavoi et Bravard 2010, p. 71). De la même façon que pour les autres mesures et rapports, les calculs ont été effectués pour toutes les sinuosités et documents, afin de pouvoir comparer les résultats d'un même document ou de l'ensemble des périodes mesurées depuis l'amont vers l'aval. La longueur d'arc peut également être utilisée, mais le rapport L_{arc}/w présente des valeurs très variables selon les systèmes (Malavoi et Bravard 2010, p. 72).

3.3. MODÉLISATION DES SURFACES ÉRODÉES

L'un des objectifs visés était de visualiser et de quantifier le degré de remaniement des archives sédimentaires, grâce aux documents modernes à contemporains, afin de mieux comprendre la taphonomie des sites archéologiques. Le logiciel ArcGIS permet de nombreux calculs de surface qui sont fort utiles pour quantifier les superficies érodées au cours du temps. De plus, la répartition de l'érosion dans l'espace est aisément visualisable en plan. La profondeur atteinte par les chenaux n'est pas indiquée sur les documents utilisés et les points où la profondeur a pu être enregistrée, comme les stations hydrologiques, sont trop dispersés temporellement et spatialement les uns des autres pour fournir une image fiable de l'évolution en trois dimensions du lit. Pour ce qui concerne la dimension verticale, il faut également indiquer que le degré d'aggradation de la plaine alluviale ou des barres actives n'est pas quantifiable sur les documents cartographiques. Par conséquent, une surface non érodée depuis l'époque moderne peut se trouver profondément enfouie sous les dépôts de cette période. Le

degré d'enfouissement devra être évalué par l'observation directe des successions sédimentaires (sondages).

3.4. BILAN

Même si les mesures proposées ici sont sujettes à un certain nombre de biais, d'ordre méthodologique ou liés aux caractéristiques des documents de base, les informations fournies par les différentes méthodes sont particulièrement utiles en termes de description de l'évolution de la dynamique alluviale à l'échelle centennale. Avec quelques réserves, notamment relatives à l'accentuation de la pression anthropique aux époques modernes et contemporaines, il peut être possible de rapprocher la dynamique récente de certaines observations réalisées pour les périodes anciennes. Les modifications observées pour les périodes passées peuvent également être utiles dans les projections réalisées pour évaluer l'évolution future des systèmes alluviaux.

4. PROSPECTIONS GÉOPHYSIQUES : RECHERCHE DE SITES ARCHÉOLOGIQUES

Il n'est pas question ici de présenter dans le détail tous les principes physiques relatifs à ce type de prospections, qui font l'objet de nombreuses publications par les spécialistes et les constructeurs des appareils. On n'évoque donc ici que les informations jugées utiles à la compréhension générale de ce type de mesure et à l'interprétation des résultats obtenus. Les objectifs poursuivis lors de la mise en œuvre de telles mesures sont la détection de sites archéologiques inconnus sur les berges des cours d'eau étudiés, ainsi qu'une meilleure connaissance de la géométrie et de la lithologie des dépôts alluviaux du lit majeur. Le principal avantage de ce type de prospection est leur caractère non destructif, tandis que leur principale limite réside dans l'interprétation des mesures obtenues, parfois difficile.

4.1. MESURE DE LA RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

Cette grandeur a été mesurée en plan et sur des coupes dans le cadre de ces travaux. La résistivité électrique représente la résistance d'un tronçon de matériau d'un mètre de longueur et d'un mètre carré de section au passage du courant électrique, et s'exprime en $\Omega.m$. On la mesure au moyen d'un jeu de quatre électrodes nommées A, B, M et N.

A et B sont généralement utilisées pour injecter un courant d'intensité I dans le sol, tandis que M et N, les électrodes de mesure, permettent d'obtenir la différence de potentiel électrique en sortie. La résistivité électrique du sol se calcule à partir de l'intensité du courant injecté, de la différence de potentiel mesurée et du facteur géométrique. Ce dernier paramètre dépend de la configuration géométrique des électrodes (Fig. 45), qui implique différentes qualités de mesure selon l'objet recherché (Fig. 46). Les configurations utilisées dans notre étude ont été le dipôle-dipôle et le Wenner-Schlumberger pour les coupes de tomographie électrique et le dispositif pôle-pôle pour la cartographie en plan de la résistance.

Les natures des matériaux traversés par le courant électrique injecté ont une très grande influence sur la valeur de résistivité en sortie, ce qui permet de proposer des hypothèses quant à la lithologie des milieux traversés (Fig. 47). La porosité du matériau a également un effet important sur la résistivité apparente. En effet, dans le cas d'un milieu poreux et saturé d'eau, la résistivité sera très faible, l'eau étant très conductrice, tandis que si ce liquide est absent et la

porosité importante, le vide des espaces intergranulaires engendrera une résistivité très forte en sortie.

4.1.2. La tomographie électrique

Le but de ce procédé est d'obtenir une pseudo-section de la résistivité. L'appareil utilisé, un Syscal Junior de la société Iris Instruments, injecte un courant électrique dans le sol par le biais d'électrodes reliées entre elles par un câble et disposées en ligne. Le courant est injecté en différents points du profil selon la géométrie contrôlée par le dispositif choisi, ici des mesures dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger uniquement. L'appareil mesure la réponse induite par la résistance des matériaux traversés par ce courant dans le sol, et la console renvoie en sortie les variations de résistivité électrique apparente en $\Omega.m$ correspondantes.

Le montage utilisé est constitué de deux lignes de câbles sur lesquelles on relie deux séries de vingt-quatre électrodes plantées dans le sol. Ces câbles, reliés à une console, conduisent le courant, injecté dans le sol par le biais d'une batterie (Fig. 48). La résistivité apparente est mesurée pour chaque quadripôle en utilisant deux électrodes d'injection et deux électrodes de mesure parmi les quarante-huit, dont la position est définie par le protocole que l'on programme préalablement grâce au logiciel Electre II. Plus on écarte les électrodes, plus le profil sera profond. La console stocke les valeurs au fur et à mesure, ainsi que les coordonnées des quadripôles correspondants. Les données sont enregistrées et affichées une première fois sur ordinateur avec le logiciel Prosys II, dans lequel il est possible d'insérer la topographie du profil et d'appliquer divers filtres sur les données si besoin. Ces filtrages ont été limités à l'élimination des valeurs de résistivité apparente négatives, qui sont aberrantes, ainsi que celles qui présentaient un écart-type supérieur à 1 par rapport au reste des mesures, et qui risquaient de perturber l'image finale. Un second logiciel a ensuite permis de traiter les résultats : Res2Dinv.

L'opération suivante consiste à passer des mesures de résistivité apparente, qui représentent chacune le volume de sol où la circulation est significative entre deux électrodes, aux réelles valeurs de résistivité. Ces dernières s'obtiennent par le processus d'inversion des données que l'on peut réaliser grâce au logiciel Res2DinV, qui prend également en compte la topographie du profil pour limiter les effets du modelé. De nombreux paramètres peuvent être introduits dans le calcul pour retrouver le modèle de résistivité ayant pu aboutir aux données mesurées. Bien qu'un modèle donné ne puisse livrer qu'un seul résultat, un résultat peut être le fruit d'une infinité de modèles différents (Simon 2012, p. 59). Ce dernier point illustre la complexité de la transformation réalisée. Les principaux paramètres utilisés dans ces travaux sont indiqués sur les coupes, ainsi que l'erreur quadratique moyenne du modèle choisi. Le résultat de toutes ces

manipulations est une coupe représentant la résistivité du sous-sol le long d'un profil en fonction de la profondeur.

4.1.3. Résistivité électrique en plan

Cette mesure repose sur les mêmes principes que la tomographie électrique, mais permet de réaliser des cartes. Le dispositif choisi ici est de type pôle-pôle, ce qui implique de disposer une électrode d'injection à proximité d'une électrode de mesure, les deux électrodes plus lointaines devant être séparées, entre elles, d'au moins vingt fois la distance entre les deux premières pour générer une erreur d'approximation inférieure à 5 % (Simon 2012, p. 58). L'appareil utilisé dans le cadre de ces travaux est un RM15-D de la société Geoscan Research, qui mesure la résistance et non directement la résistivité. Deux des électrodes sont montées sur un portique et espacées, dans notre cas, d'un mètre (Fig. 49), ce qui permet une détection des structures jusqu'aux environs d'un mètre de profondeur, parfois plus si l'anomalie est importante (Geoscan Research 2009, section 6-4 ; Cruz 2012, p. 91). Selon les recommandations du constructeur, les deux électrodes placées à distance du portique ont été séparées d'une distance de trente fois celle séparant les électrodes du portique, soit 30 m dans notre cas (Geoscan Research 2009, section 5-9). Les mesures sont acquises par carrés de 10, 20 ou 30 m de côté et parcourus de lignes transversales où l'on plante les électrodes du portique tous les mètres, obtenant une mesure par mètre carré. Les données enregistrées dans la console sont ensuite déchargées sur ordinateur *via* le logiciel Geoplot. La conversion des mesures de résistance en Ω vers la résistivité apparente ρ_a en $\Omega.m$ se fait par la formule (Geoscan Research 2009, appendice H-2) :

$$\rho_a = 2\pi \cdot R \cdot d$$

Où R est la résistance mesurée et d la distance séparant les deux électrodes du portique en mètres, soit 1 ici, ce qui simplifie la formule en $\rho_a = 2\pi \cdot R$.

Une seule carte de la résistivité électrique sur cinq a pu donner des résultats exploitables. Aucun traitement particulier n'a été nécessaire pour mettre en évidence les anomalies du sous-sol sur ce document. Le fait qu'un seul relevé ait livré des informations pertinentes s'explique par l'enfouissement des structures en contexte de plaine alluviale, l'unique carte pertinente ayant justement été acquise immédiatement au-dessus de la limite du lit majeur du Doubs dans sa basse vallée.

4.2. CARTOGRAPHIE DES VARIATIONS FINES DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE

En archéologie, l'objectif de la prospection magnétique par magnétomètres à protons, testée pour la première fois dans les années 1950 (Hesse 1978, p. 67), est de mesurer le plus finement possible les variations du champ magnétique sur une surface donnée. La direction du champ magnétique terrestre, généré par la rotation de la terre sur elle-même, est verticale au pôle et horizontale à l'équateur. En France, l'inclinaison de ce champ est comprise entre $+58^\circ$ et $+66^\circ$, et son intensité est comprise entre 46000 et 48000 nanoteslas ou nT (Garcia 1996, p. 13). Cette valeur varie selon les zones, en fonction de la nature des roches présentes dans la croûte terrestre et de leurs épaisseurs avant d'atteindre l'isotherme de Curie, après lequel les roches perdent leur aimantation. En plus de ces variations dues à la lithologie, l'intensité du champ magnétique varie au cours de la même journée de quelques dizaines à une centaine de nanoteslas sous l'influence des vents solaires. Si une tempête magnétique se produit, et elles sont relativement fréquentes, l'intensité du champ pourra être modifiée de plusieurs milliers de nT (Breiner 1999, pp. 6-7).

L'ensemble des mesures présentées dans ces travaux a été effectué avec un magnétomètre Geometrics G858 de l'Université de Bourgogne (Fig. 50). Cet appareil mesure le champ magnétique à l'aide de deux capteurs verticaux contenant de la vapeur de césium 133 non radioactif, placés à l'avant de l'appareil et toujours dans le sens de la prospection. Les gradiomètres à vapeur de césium utilisent les propriétés des alcalins, dont cet élément fait partie, et permet de calculer le module du champ magnétique en mesurant l'émission du signal électromagnétique causé par le dédoublement des niveaux d'énergie des électrons des atomes de césium en présence d'un champ magnétique (Simon 2012, p. 65).

Le premier capteur, le plus haut, mesure le champ magnétique « régional », c'est-à-dire le champ magnétique total affecté par les variations régionales. Le second, proche du sol, mesure également le champ magnétique total et « régional », mais modifié par les anomalies contenues dans le sous-sol à faible profondeur. On opère la soustraction des valeurs du capteur du bas par celles du capteur du haut (*bottom-top*), ou inversement (*top-bottom*), et l'on divise le résultat obtenu par la distance séparant les deux capteurs, en mètres, pour obtenir le pseudo-gradient en nT/m. On a ainsi toujours trois mesures, le champ total en hauteur, le champ total près du sol et le pseudo-gradient magnétique qui correspond à la perte ou au gain en nT/m au fur et à mesure que l'on s'éloigne du sol. L'erreur sur la mesure, effectuée ici toutes les 0,2 secondes, est de 0,3 nT (Geometrics 2001, p. 106).

Sur le terrain, il est nécessaire de définir la zone de prospection en délimitant une surface de forme carrée, rectangulaire, voire trapézoïdale si l'on effectue quelques ajustements sur les mesures par la suite. Une fois le repère mis en place, les coordonnées X et Y de la zone à étudier doivent être rentrées dans le magnétomètre, ainsi que l'espacement entre les lignes de mesures successives conditionnant la qualité de la carte. L'opérateur prospecte ensuite sur la zone prédéfinie en suivant des lignes droites et en essayant de marcher le plus régulièrement possible. En comptant une mesure toutes les 0,2 s et une vitesse de marche de 5 km/h, on a une mesure tous les 28 cm environ. Cette approximation peut être affinée en prenant en compte le temps écoulé entre le début et la fin de chaque ligne de mesure, durée enregistrée dans la console de l'appareil en même temps que les valeurs du champ. Certaines mesures ont été réalisées en mode bidirectionnel, c'est-à-dire par des allers et retours le long des lignes parallèles découpant la parcelle, afin de prospecter des surfaces importantes en un minimum de temps. Dans ce cas, les mesures doivent être traitées afin de lisser le décalage entre les allers et les retours. Pour obtenir une carte plus précise sans avoir besoin d'appliquer de filtre, la prospection a parfois été réalisée en mode unidirectionnel, c'est-à-dire que le manipulateur est toujours parti du même côté du carré.

L'espacement entre les lignes de passage a été de 50 cm ou 1 m en fonction de la précision voulue et de la configuration du terrain. On estime que la profondeur d'acquisition des anomalies archéologiques n'excède pas le mètre, sauf en cas d'objet provoquant une très grande perturbation du champ magnétique.

Une fois les mesures enregistrées sur le disque dur de la console, elles sont transférées dans un ordinateur par le biais du logiciel Magmap 2000. Celui-ci permet diverses modifications sur les mesures et de visualiser d'éventuelles erreurs. En outre, il propose d'exporter les données dans un format de fichier lisible à partir du logiciel Wumap 5.6, développé par Jeanne Tabbagh, de l'UMR 7619 Sisyphe de l'Université Pierre et Marie Curie¹⁰, où il est possible de traiter les données via divers filtres. Les fichiers exportés par ce programme comme par Magmap 2000 sont ensuite ouverts sous le logiciel Golden Software Surfer. Par l'intermédiaire de ce dernier, on obtient la visualisation des résultats sous forme d'un plan ou d'une surface, l'avantage de ce logiciel étant de permettre de nombreux ajustements sur les échelles de couleur, et de mettre ainsi en évidence les anomalies susceptibles d'être anthropiques.

¹⁰ <http://www.sisyphe.jussieu.fr/~jtabbagh/wumap.htm>

Les irrégularités détectables sont très variées (Fig. 51), et leur interprétation nécessite beaucoup de prudence. En effet, cette méthode de prospection ne permet pas de déterminer avec précision la taille, la profondeur et l'aimantation exacte d'un objet. De plus, sous nos latitudes, l'emplacement de l'objet ne correspond pas au centre de l'anomalie dipolaire du magnétogramme (Simon 2012, p. 63). L'interprétation des magnétogrammes passe donc surtout par l'analyse de la forme en plan et de l'intensité du signal des anomalies.

5. OBSERVATIONS SÉDIMENTAIRES ET RECONSTITUTIONS PALÉOENVIRONNEMENTALES

Le but des analyses sédimentaires est de reconstituer la succession des processus ayant mené à la morphologie actuelle du lit majeur. La corrélation de ces observations avec un cadre chronologique fiable permet de comprendre les conditions de dépôt à différentes périodes et leur évolution dans le temps. Des analyses supplémentaires sur la sédimentation permettent également d'apporter des informations supplémentaires sur le mode de dépôt.

5.1. LA SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS : DE LA DESCRIPTION DES UNITÉS À LA CARACTÉRISATION DES MILIEUX DE DÉPÔT

La reconnaissance des dépôts alluviaux et continentaux en général, qui fait partie de la sédimentologie, a fait l'objet de très abondantes publications de synthèse depuis de nombreuses années (Allen 1965 ; 1982a ; b, Walker et James 1994 ; Miall 2006). La compréhension des processus à l'origine des dépôts observés passe par la détermination de leurs caractéristiques physiques et biologiques, leurs faciès. Le croisement de différentes caractéristiques amène le plus souvent à déterminer le processus de dépôt auquel on a affaire, ce qui conduit naturellement à renseigner la ou les dynamiques pouvant être responsables de l'accumulation sédimentaire observée.

Une des meilleures manières de résumer ce processus est de s'intéresser aux classements proposés par A. G. Miall (2006). Le premier niveau de détermination est le faciès, classé en une vingtaine de principaux lithofaciès dont la première lettre indique la granulométrie dominante : G pour « *gravel* », S pour « *sand* », f pour « *fine* », c'est-à-dire les sables très fins, les silts et les argiles (Miall 2006, p. 78). (Fig. 52). Les différents assemblages de lithofaciès constituent le second niveau de détermination, soit les éléments architecturaux principaux des dépôts alluviaux (Fig. 52). Pour aller plus loin, il est également possible, toujours au sein de ce second niveau, de distinguer différents éléments architecturaux uniquement inféodés aux plaines alluviales (Fig. 52). Le troisième niveau de classement est constitué d'associations d'éléments architecturaux, et permet d'arriver au style fluvial responsable des dépôts étudiés (Fig. 53). Ces trois niveaux de dépôts se mettent en place à des échelles temporelle et spatiale très différentes (Fig. 53).

Les tableaux généraux extraits de la publication d'A.G. Miall ne donnent bien entendu qu'une idée partielle des paramètres à observer et des faciès et systèmes fluviaux correspondants. Il n'est pas rare d'observer des phénomènes qui ne sont que des formes intermédiaires de faciès typiques, ou encore des cas particuliers n'entrant pas dans la description générale, ce qui est d'ailleurs admis par l'auteur lui-même (Miall 2006, p. 78). Dans les fenêtres étudiées, deux modes d'observation des dépôts ont été utilisés, les forages et les coupes.

5.1.1. Les forages ponctuels

L'observation ponctuelle des sédiments déposés dans le comblement des plaines alluviales est moins précise que l'étude de la stratigraphie en continu, mais permet de couvrir des surfaces plus importantes. Soixante-quinze forages inédits ont été réalisés, les plus informatifs principalement au niveau de paléochenaux préalablement repérés grâce à l'étude des cartes, des photographies aériennes ou satellitaires, et des données LiDAR. Les anciens lits, qui se transforment en marais lors de leur dernier abandon, sont des milieux propices à la décantation d'argiles et à la conservation de matière organique par manque d'oxygène (Miall 2006 p. 178). Ils fournissent donc assez souvent du matériel pouvant faire l'objet de datations par radiocarbone. Les observations ponctuelles dans les remplissages tourbeux ou suffisamment meubles ont été menées grâce à une sonde russe, ce qui autorise le prélèvement d'une assez grande quantité de sédiment non remanié. Dans les autres cas, une tarière à têtes interchangeables a été utilisée. Ce dernier outil est particulièrement adapté à l'étude des sédiments fluviaux, très variés, grâce aux différentes têtes permettant de s'adapter aux divers faciès rencontrés.

Sauf exception, les figures sédimentaires n'ont pas pu être observées dans les forages, en raison du faible diamètre de la tête de tarière et du carottier (10 cm maximum). Les coordonnées des forages ont pour la plupart été acquises par GPS différentiel, les autres ayant été extraites de documents géoréférencés à partir de plans précis dressés sur le terrain.

Ces observations ont été complétées par d'autres informations. Il s'agit principalement des données de forage de la Banque du Sous-Sol, mise en ligne par le BRGM¹¹. Les plus complètes ont souvent été acquises dans le cadre de la cartographie géologique au 1/50000, mais la plupart sont issues de forages hydrologiques ou géotechniques, et n'indiquent le plus souvent que la succession lithologique, plus ou moins précise et harmonisable selon les descriptions. La corrélation de ces données, et par conséquent l'attribution d'un niveau rencontré dans plusieurs

¹¹ Disponibles à l'adresse suivante : <http://infoterre.brgm.fr/>

forages à une unité plus large au sein de la plaine alluviale, ne peut se faire que sur des critères lithologiques, ce qui requière la plus grande prudence pour les dépôts pléistocènes et holocènes. En effet, pour des périodes aussi récentes, il n'est pas toujours possible de distinguer des niveaux repères pertinents, car les différentes lithologies et granulométries (tourbes, argiles, silts, sables et graviers) peuvent être contemporaines au sein d'une plaine alluviale.

5.1.2. Les coupes

Ces relevés, au nombre de quinze, ont été effectués sur les berges et dans des sondages. Les premières forment des points d'observation naturels qui n'ont besoin que d'être rectifiés à la main pour fournir des informations sur les sédiments proches du chenal actuel. Cependant, elles ne renseignent souvent que sur la dynamique la plus récente. Elles sont toutefois particulièrement pertinentes quand il s'agit de détecter et décrire des macroformes sédimentaires, comme les paléochenaux ou les barres de tresse et de méandre fossilisées sous les dépôts de la plaine alluviale. Ces derniers niveaux représentent la succession chronologique des différents événements de crue venant colmater le lit majeur des cours d'eau.

Les sondages, qui ont parfois nécessité l'intervention d'une pelle mécanique, offrent l'avantage du choix du point d'observation et la possibilité d'investigations plus profondes. Il s'agit de l'acquisition de relevés géoarchéologiques de la stratigraphie en continu dans des secteurs clefs définis au préalable. L'observation directe des corps sédimentaires par sondage permet, à la différence des forages ponctuels, de décrire les figures sédimentaires et d'en déduire, avec différents degrés de précision, les faciès et conditions de dépôt des sédiments. Il n'est cependant pas possible de la mettre en œuvre sur de trop longues distances pour des questions évidentes de moyens et d'accessibilité aux parcelles concernées. Ces campagnes ont donc été limitées à des sites précis, susceptibles de contenir à la fois des informations archéologiques et des archives alluviales, secteurs d'investigation définis au préalable par la présence d'indices collectés dans la bibliographie ou par l'acquisition de données géophysiques. Deux campagnes de sondages ont ainsi été menées sur les fenêtres d'étude de la Loire amont et du Doubs aval en 2011.

Quel que soit le mode d'accès aux archives sédimentaires, la démarche engagée s'est voulue simple en ce qui concerne l'analyse sédimentologique. Les niveaux n'ont fait l'objet que d'observations relevant de la sédimentologie de faciès, ce qui a, la plupart du temps, suffi à caractériser les processus et le milieu de dépôt. En revanche, de nombreuses datations radiocarbone ont été effectuées pour replacer ces observations dans leur cadre chronologique. Cette méthode était particulièrement adaptée dans le cadre de l'étude de plusieurs fenêtres sur

trois cours d'eau différents, dont la sédimentation était peu ou pas connue, même si des analyses complémentaires apporteraient sans nul doute des informations supplémentaires.

5.2. CADRE CHRONOLOGIQUE DES UNITÉS SÉDIMENTAIRES

Cette étape est cruciale pour la reconstitution de l'histoire des plaines alluviales. Lorsque cela était possible, on s'est servi des âges d'unités décrites dans la bibliographie, avec toujours une approche critique afin de ne pas intégrer des chronologies imprécises ou douteuses. Ces âges déjà publiés peuvent être aussi bien issus d'objets archéologiques que de datations dendrochronologiques, radiométriques ou de datation stimulée optiquement (OSL).

5.2.1. Datation par radiocarbone : l'outil privilégié dans le cadre de cette étude

La datation radiocarbone a été l'outil majeur de cette étude pour l'élaboration du cadre chronologique. Elle a été choisie, comme dans de nombreuses études paléoenvironnementales (Cubizolle 2009, p. 140), dans la mesure où elle permet de donner des âges à des dépôts alluviaux holocènes, dont le faciès peut sembler rigoureusement semblable, alors que plusieurs milliers d'années séparent leurs mises en place. Cette méthode est particulièrement pertinente pour cartographier l'évolution des dépôts dans les quatre dimensions, dans la mesure où peu d'informations étaient disponibles sur les dépôts holocènes des lits majeurs étudiés. Ces datations, remises dans leurs contextes, constitue un des apports de ce travail qui pourra être réutilisé par d'autres chercheurs et faire l'objet de discussions. Elles sont adaptées pour dater les remplissages de paléochenaux, souvent riches en matière organique, car le début de la sédimentation argileuse marque la fin du fonctionnement du bras comme chenal actif. Dater les premiers dépôts fins devient alors particulièrement pertinent puisqu'ils donnent l'âge de l'abandon définitif d'un chenal. Dans le double but de contrôler la datation réalisée au début du remplissage d'un bras mort et de phaser les différentes séquences de dépôt distinguables, plusieurs analyses ont été réalisées à diverses profondeurs sur la même accumulation, lorsque cela était possible. Certains contextes sont en effet particulièrement peu propices au piégeage de la matière organique, comme la fenêtre de la Charité-sur-Loire sur la Loire moyenne, où la sédimentation est essentiellement sableuse et, de surcroît, récente (époques moderne et contemporaine). Un autre type de problème a été rencontré à Pontailler-sur-Saône, sur la fenêtre de la Saône amont, où plusieurs datations ont été réalisées sur de la matière organique remaniée.

Dans ce dernier cas, une réflexion plus poussée a permis d'écarter les âges déterminés à partir de sédiments remaniés.

Un grand soin a été apporté au prélèvement des échantillons, réalisé le plus souvent en laboratoire pour les carottes. Les prélèvements ont été découpés sur une faible épaisseur, afin d'éviter au maximum de récupérer une accumulation sur une longue période. L'échantillonnage est de plus réalisé au milieu de la carotte, diminuant ainsi le risque de pollution de l'échantillon par des infiltrations de matière organique en surface par frottements lors du carottage. Les datations ont pour la plupart été effectuées sur des argiles organiques, des fragments de végétaux (tiges, feuilles, graines) des charbons et des fragments de bois (Fig. 54). L'étiquetage des carottes comme des échantillons à dater a été vérifié à chaque manipulation en dehors du réfrigérateur où sont conservés tous les prélèvements effectués au cours du doctorat. Les échantillons devant faire l'objet d'analyses radiocarbone n'ont été sortis du froid que pour l'envoi postal au laboratoire de Poznań, en Pologne, où toutes les datations ont été effectuées par AMS.

Les quatre-vingt-trois prélèvements analysés, identifiés chacun par un code unique, ont été organisés en base de données spatialisées, disponible sous forme de tableur en annexe 4. Dans le cas où ces recherches viendraient à être poursuivies, ces données peuvent aisément être complétées par de nouvelles entrées. Les informations du tableau comprennent, entre autres, les coordonnées géographiques (Lambert 93 et WGS 84), les âges non corrigés (BP) et corrigés exprimés en cal BP et cal AD/BC, le contexte de prélèvement, la nature de l'échantillon et l'altitude de ce dernier en m NGF.

La correction des âges a été effectuée par le laboratoire, puis recommencée par nos soins afin d'harmoniser les corrections faites sur différentes courbes d'étalonnage s'étant succédé au cours du temps. La méthode utilisée est l'analyse bayésienne de la probabilité de la distribution des âges par le logiciel Oxcal¹² (Bronk Ramsey 2009), en utilisant la courbe de correction de l'hémisphère Nord. Les courbes de correction (ou d'étalonnage) utilisées sont désignées sous le code IntCal09 et IntCal13, et utilisent les données établies par dendrochronologie de 1950 cal AD à 10600 cal BC, puis des séries marines et des macrofossiles végétaux jusqu'à presque 50000 cal BC (Reimer *et al.* 2009 et 2013). Les courbes utilisées sont presque toujours indiquées, et lorsque cela n'est pas le cas, c'est la courbe IntCal13 qui a été utilisée. Le résultat fourni par le logiciel Oxcal est présenté sous forme d'intervalles de datation, au sein desquels

¹² Utilisable en ligne à l'adresse suivante : <https://c14.arch.ox.ac.uk/embed.php?File=oxcal.html>

on a 95,4 % (2σ) ou 68,2 % (1σ) de probabilité de trouver l'âge de l'échantillon analysé. Il est également possible d'extraire les valeurs de probabilité d'une date pour chaque année testée par le logiciel, c'est-à-dire les données brutes qui permettent éventuellement des analyses sur un grand nombre de datations afin d'étudier la distribution d'ensembles de dates selon les contextes. Les données de correction ont été détaillées sous forme de tableur en annexe 5.

5.2.2. *Présentation des données chronologiques de l'étude*

Sauf mention contraire, toutes les datations radiocarbone corrigées sont exprimées avec les intervalles de confiance à 2σ (95,4 %). Même si beaucoup de publications concernant l'évolution des paléoenvironnements utilisent la notation en cal BP, les intervalles d'âges sont ici, dans la mesure du possible, toujours exprimés en cal BC/AD pour faciliter les comparaisons archéologiques. Les âges arrondis ou correspondant à une année unique sont indiqués en av. et ap. J.-C. Sur les figures spécifiquement créées pour ce travail de doctorat, les datations absolues issues d'autres méthodes que l'analyse radiocarbone sont exprimées en BC/AD. Sur les figures de synthèse, les deux échelles cal BC/AD et cal BP sont indiquées pour faciliter les rapprochements paléoenvironnementaux. Certaines données disponibles dans la littérature sont parfois uniquement indexées en BP, qu'il s'agisse de datations radiocarbone ou non. Dans le premier cas, on a corrigé et converti cet âge en années calendaires, du moins lorsque l'on était certain d'avoir affaire à une datation radiocarbone non corrigée. Dans le second cas, il a fallu évaluer si l'âge mentionné correspondait à des années calendaires (date OSL, dendrochronologie), ou à un autre système.

Ces questions de systèmes de notation sont loin d'être anodines, une datation radiocarbone non corrigée exprimée en BP pouvant s'écarter très largement de son équivalent en cal BP, et de nombreuses publications témoignent de la confusion qui est parfois engendrée par ces différents systèmes de présentation des données chronologiques (Miallier et Lefèvre 2013).

5.2.3. *Modèle âge-profondeur*

Un autre problème inhérent à l'étude des successions sédimentaires datées par radiocarbone ou par d'autres méthodes, est l'estimation de l'âge des dépôts entre deux points datés. Sur des coupes, il est bien plus aisé que sur un forage d'observer l'évolution des corps sédimentaires, et donc la nature des relations stratigraphiques qu'ils entretiennent. De nombreux chercheurs utilisent des modèles âge-profondeur pour estimer l'âge des sédiments entre deux datations sur les carottages. Le plus gros problème qui se pose alors est que ces modèles ne prennent pas en compte les éventuels hiatus dans la sédimentation entre deux niveaux datés, ni les variations

dans le taux d'accumulation entre les fractions minérales et organiques, variations qui peuvent également survenir de façon importante et distinctement au sein même de chaque fraction (Macaire *et al.* 2005 ; 2006). Il faut également remarquer que les datations radiocarbone présentent souvent une distribution multimodale et asymétrique, ce qui rend particulièrement problématique la construction d'un modèle âge-profondeur en réduisant une datation à une unique valeur entourée d'une barre d'erreur, ou même en ne prenant en compte que l'intervalle à un sigma (Blaauw 2010, p. 512).

Dans le cadre de ces travaux, un seul remplissage, situé sur la fenêtre d'étude de la Loire amont, a fait l'objet d'un nombre suffisant de datations pour justifier de l'élaboration d'un tel modèle (cinq, ce qui est déjà relativement maigre pour un modèle robuste). Afin d'éviter de construire des modèles trop éloignés de la réalité, tout en proposant des hypothèses pour les âges des niveaux non datés, le code « clam » fonctionnant sous le logiciel R, et élaboré par M. Blaauw (2010)¹³, a été utilisé. Il s'agit d'une modélisation classique, n'utilisant pas l'approche bayésienne, cette dernière étant la plupart du temps choisie pour des séquences très bien datées (20 à 40 datations dans les exemples choisis par Blaauw et Christen 2011). Avec un faible nombre de dates radiocarbone, des tests menés sur des séquences de varves lacustres, dont l'âge était connu par comptage des lamines, semblent montrer que les modèles basés sur l'interpolation linéaire étaient ceux qui comportaient le moins d'erreur, si tant est que les changements dans le taux de sédimentation pouvaient être repérés, par exemple en se basant sur les changements lithologiques (Telford *et al.* 2004, pp. 3 et 5).

Le code utilisé ici, créé par M. Blaauw, se base sur le lancement de nombreuses itérations qui utilisent les distributions de la correction de chaque datation pour créer, au final, un modèle âge-profondeur basé sur un grand nombre de modèles calculés pour chaque point entre deux datations. Il est possible de choisir des modèles basés sur les régressions linéaires ou polynomiales, ou encore les splines cubiques pour n'en citer que quelques-uns, mais c'est l'interpolation linéaire qui a été choisie au regard du faible nombre de dates au sein du remplissage. Il est possible de fournir au programme, en entrée, des informations sur les hiatus sédimentaires ou d'autres éléments de datation (année en surface par exemple), afin d'affiner le modèle final.

¹³ Téléchargeable à l'adresse suivante : <http://chrono.qub.ac.uk/blaauw/clam.html>

5.2.4. Utilisation de la chronologie relative

Cette notion repose sur les principes de la stratigraphie, et servent à de donner un âge et/ou un ordre chronologique aux unités stratigraphiques en se basant sur leurs relations dans l'espace. Ce principe participe aux observations sédimentologiques réalisées ici en coupe et en plan, ainsi qu'à la compréhension générale de l'histoire des plaines alluviales. En effet, on peut tout à fait envisager de lire en plan l'histoire de ces dernières par le biais des relations spatiales entre les chenaux qui s'y succèdent. Plus ou moins visibles dans les lits majeurs actuels, les paléochenaux représentent en effet différentes phases de l'histoire alluviale et sont souvent en partie recoupés par des chenaux postérieurs, ce qui permet d'établir une chronologie relative de leur fonctionnement selon le principe de recoupement. On applique donc, en plan, un des principes de la stratigraphie. Dans cette étude, l'établissement de cette chronologie est particulièrement robuste pour la Loire amont. En effet, les recoupements y sont particulièrement nets et permettent d'établir assez facilement la chronologie relative des chenaux actifs. Les tracés des différents paléochenaux sont issus de la digitalisation des marques encore visibles de ces formes, témoins de la dynamique alluviale passée¹⁴.

5.3. ANALYSES PALÉOÉCOLOGIQUE ET GÉOPHYSIQUE DES SUCCESSIONS SÉDIMENTOLOGIQUES

5.3.1. Palynologie

Un des carottages les plus révélateurs de l'évolution holocène du lit majeur de la Loire amont a fait l'objet d'une analyse palynologique, réalisée par le laboratoire Chrono-Environnement de l'Université de Franche-Comté en tant que prestataire de service. Les détails concernant cette étude sont présentés avec l'ensemble des résultats acquis dans ce secteur. On peut toutefois formuler ici quelques précisions concernant les données palynologiques en général et leur utilisation en contexte alluvial, plus précisément dans le remplissage de paléochenaux. La représentativité des restes de pollens emprisonnés au cours du temps dans un remplissage de bras mort, et donc l'intérêt que peut représenter une analyse palynologique dans un tel contexte dépendent de plusieurs facteurs.

La pluie pollinique varie selon les taxons considérés en un même endroit, des espèces produisant beaucoup plus de pollens que d'autres, certains grains pouvant voyager beaucoup

¹⁴ méthode présentée Chapitre II : 2.3.1.

plus loin que les autres, et les végétaux ne produisant pas la même quantité de pollens chaque année. De nombreuses études ont permis le développement d'outils utilisés pour corriger ces effets (Lézine 2009, pp. 24-28). On peut aussi indiquer que les conditions locales telles que les variations spatiales et d'intensité des circulations d'air, les courants au sein des lacs et des marais, la présence de rideaux d'arbres et le couvert végétal en général ont une grande influence sur la répartition de la pluie pollinique (Richard 2005, p. 15).

Les paramètres concernant la pluie pollinique ont été mesurés sur des analogues actuels, et ne traduisent pas la quantité de pollens étant archivés par la sédimentation fine d'un paléochenal chaque année (Lézine 2009, p. 25). D'autant plus que se pose la question de la position du bras mort au sein de la vallée alluviale. Dans le cas où il est situé hors d'atteinte des crues, par exemple sur une terrasse alluviale, l'enregistrement pollinique sera bel et bien représentatif du milieu environnant, avec les réserves habituelles inhérentes à toute étude palynologique. En revanche, ce type d'analyse, mené sur un remplissage situé dans le lit majeur, potentiellement atteint par les dépôts de crue, pose beaucoup plus question. L'enregistrement des pollens est alors en partie affecté par les apports de l'amont du bassin, d'autant plus si le paléochenal se situe en position distale du chenal actif, ne recevant à ce titre presque que des sédiments fins, et plus généralement la charge en suspension dans le courant dont peuvent faire partie des pollens issus de l'amont.

De nombreux grains de pollens ne se conservent pas, et disparaissent au fur et à mesure du temps au sein des enregistrements sédimentaires, notamment en l'absence d'un milieu anoxique empêchant la décomposition, bien que certains milieux secs favorisent la conservation des grains de pollens (Richard 2005, pp. 15-16). Il peut résulter des conditions de conservation une représentation anormale d'essences plus résistantes que les autres. Cette question se pose également en milieu alluvial, les bras morts pouvant être sujets à des fluctuations de niveau de la nappe phréatique, se traduisant par la marmorisation des dépôts réduits accumulés antérieurement en milieu anoxique. Ce phénomène est toutefois aisément distinguable sur les accumulations par la présence de taches d'oxydation, ce qui autorise une lecture critique des résultats palynologiques.

Malgré les réserves formulées en ce qui concerne le contexte alluvial du prélèvement analysé dans le cadre de ces travaux, les études polliniques obtenues sur les séquences lacustres et tourbeuses faisant partie des bassins versants étudiés ici sont amplement évoqués dans les parties traitant des résultats et des corrélations régionales, car ils apportent des données sur

l'évolution du milieu et particulièrement sur l'impact des activités humaines en amont du bassin, pouvant avoir un effet non négligeable sur la dynamique des versants et, à ce titre, fortement affecter le réseau hydrographique (Goldberg et Macphail 2006, pp. 193–210, Hoffman *et al.* 2010 p. 91).

5.3.2. Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique, exprimée en 10^{-5} SI, correspond à la faculté d'aimantation d'un matériau (Dearing 1999, p. 5). Elle dépend largement de sa teneur en minéraux paramagnétique et diamagnétiques. Plus généralement de nombreux facteurs peuvent intervenir pour altérer ou amplifier la valeur de la susceptibilité magnétique (feux, pédogenèse, activités agricoles,... ; Simon 2012, pp. 46-57). Dans le cadre de ces travaux, l'enregistrement du signal magnétique des matériaux n'a été réalisé que sur trois carottages particulièrement bien datés et porteurs d'informations intéressantes du point de vue de la dynamique alluviale holocène. Les mesures ont été effectuées, en laboratoire, à l'aide d'un susceptibilimètre de surface Bartington MS2-E, avec un pas de 1 cm. Chaque carotte a fait l'objet de deux à trois séries de mesure afin d'essayer de s'affranchir des variations journalières. La mesure ayant, la plupart du temps, eu lieu sur des accumulations de sédiments très fins, les valeurs de susceptibilité en sortie représentent un mélange de réponses représentatives des différentes natures de l'échantillon. La figure 55 montre une idée de ce que peuvent représenter les valeurs mesurées par cette méthode. La susceptibilité magnétique peut ainsi mettre en évidence l'arrivée de sédiments extérieurs depuis le chenal alors actif dans le bras mort (Vannière et al. 2004, p. 798 à 799 et Walter-Simonnet et al. 2008, p.119 à 120). L'appareil mesure la réponse magnétique d'un matériau lorsque ce dernier est traversé par un champ magnétique, et cette réponse augmente lorsque le matériau est riche en minéraux paramagnétiques, comme des oxydes de fer ou des silicates (Walter-Simonnet et al. 2009, p. 255 – 256).

La matière organique étant diamagnétique, sa présence en quantité importante, comme dans une tourbière, se traduira par une valeur faible, voire négative, de susceptibilité en sortie. Toutefois, la prudence s'impose puisque l'arrivée de sables quartzeux grossiers pourra également se traduire par des valeurs très faibles (Dearing 1999, pp. 38-39). Le contexte est alors particulièrement important puisque les natures des matériaux issus de l'amont du bassin versant permettront de démêler en partie le signal enregistré.

6. BILAN

Dès la définition du sujet de thèse, il est apparu que le nombre de secteurs à étudier, sur trois cours d'eau différents, ne permettrait pas de réaliser des analyses exhaustives, notamment des études multiproxy sur l'ensemble des prélèvements sédimentaires. On a donc choisi de privilégier, en fonction des moyens disponibles, la datation radiocarbone, afin de construire un cadre chronologique fiable reposant sur quatre-vingt-trois échantillons issus de l'observation des dépôts holocènes. Sur des secteurs encore peu connus, on s'est fondés sur les analyses de la sédimentologie de faciès afin de mettre en évidence les grandes phases d'évolution des environnements de dépôt, dont la datation permet par la suite d'avancer des hypothèses sur les changements de la dynamique alluviale.

Le croisement de résultats datés et spatialisés issus de données bibliographiques, de l'analyse de cartes anciennes, de clichés aériens, de données altitudinales, des prospections géophysiques et des interprétations environnementales issues de l'étude sédimentologique de multiples points permet à la fois d'avancer des observations inédites, mais aussi d'établir des corrélations avec d'autres chercheurs quant au fonctionnement de la dynamique alluviale holocène de trois grands cours d'eau en Bourgogne, sur quatre fenêtres d'étude dont les contextes vont maintenant être présentés.

CHAPITRE III - FENÊTRES D'ÉTUDE DU BASSIN VERSANT DE LA LOIRE

1. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES

1.1. RELIEF ET GÉOMÉTRIE

Le bassin versant de la Loire est le plus vaste de France avec une superficie de 117480 km² (Giret 2012, p. 14). La position de la Loire au sein de ce bassin est assez particulière, puisque le fleuve longe d'assez près, et jusqu'aux environs d'Orléans, la bordure est puis nord de la ligne de partage des eaux avec le Rhône, puis la Seine. En outre, la Loire forme un coude important entre Nevers et Tours, passant d'un axe sud-nord à une direction résolument est-ouest. Le seul affluent de rive droite relativement important, avant la confluence avec la Maine, est l'Arroux, qui draine une partie du Morvan (Fig. 56). Ce fait souligne la position excentrée de la Loire au sein de son propre bassin-versant. La Loire et l'Allier prennent tous deux naissance sur le contrefort nord des Cévennes, puis coulent parallèlement dans des fossés incisant profondément le Massif Central, et finissent par se rejoindre près de Nevers, où le relief est déjà bien moins accentué. Jusqu'à l'estuaire, cette tendance de faible gradient altitudinal se poursuit, tandis que le fleuve circule dans le Bassin parisien, particulièrement bien alimenté par des affluents de rive gauche qui drainent une grande surface depuis les contreforts septentrionaux du Massif Central, puis par la Maine et ses affluents qui occupent une bonne part du Bassin parisien en rive droite. Le profil longitudinal de la Loire actuelle montre une concavité plutôt régulière, avec de nombreuses variations de faibles amplitudes dans la partie amont, où l'on distingue sur le profil l'effet important des deux barrages de Grangent et Villerest (Fig. 57).

1.2. HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET LITHOLOGIES

L'histoire des roches composant le bassin versant de la Loire (Fig. 58), commence entre 540 et 280 Ma, au moment de la mise en place de la chaîne des montagnes hercyniennes qui a alors occupé une grande partie de l'Europe occidentale (Nehlig 2010, p. 19). Les climats rubéfiants du Permien et du Trias ont altéré les roches en profondeur lors du démantèlement de ce massif, dont les racines montagneuses métamorphiques et plutoniques actuellement observables en

Armorique et dans le Massif Central constituent les derniers vestiges. Elles sont épaisses et affectées de soulèvements tectoniques chroniques, à l'inverse des roches composant la croûte amincie reliant ces deux massifs, fracturée et étirée. Cette dernière a permis la transgression marine triasique du début de Mésozoïque et la subsidence consécutive d'épais dépôts marins principalement de 250 à 65 Ma, qui constituent aujourd'hui le plus gros du remplissage du Bassin parisien (Peulvast *et al.* 2013, pp. 6-7). Ce dernier, d'une puissance de plus de 3000 m, est en partie remanié au cours du Tertiaire, lorsque se mettent en place les orogénèses alpine et pyrénéenne, qui soulèvent le Bassin parisien et favorisent l'érosion d'une partie des roches accumulées précédemment. Les fossés d'effondrement des Limagnes d'Allier, du Forez et de Roanne se mettent en place dans le Massif Central au cours de l'Oligocène, et le jeu des failles normales les ceinturant s'achève vers 20 Ma avant le présent, ces effondrements s'accompagnant de dépôts lacustres et marins sur 2500 m d'épaisseur au maximum. Une phase volcanique intense, surtout concentrée vers 15 Ma, suit la mise en place des Limagnes dont elle affecte en partie les dépôts. Le volcanisme est contemporain d'une phase de soulèvement du Massif Central sur plus de 1000 m, favorisant l'érosion d'une partie du remplissage des Limagnes et soulignant leurs bordures (Nehlig 2010, pp. 19-20). La disposition particulièrement excentrée du fleuve au sein de son bassin versant est à la fois l'héritage de la formation des Limagnes et de la surrection du Massif Central. Ces bassins d'effondrement soulignent également l'ancien axe d'écoulement de la paléo-Loire, qui rejoignait une paléo-Seine avant de se jeter dans la Manche en passant dans l'actuelle vallée du Loing et ses environs. Beaucoup d'hypothèses ont été formulées quant aux périodes de fonctionnement de cet ancien système (Nehlig 2010, p. 21). Un consensus général semble être établi sur les Sables de Lozère, qui auraient été déposés dans le Bassin parisien par une paléo-Loire entre le Burdigalien inférieur (*ca* 20,4 Ma) et le Pliocène inférieur vers 5,3 Ma (Étienne et Larue 2011, Tableau 1). Au même moment, vers 15 Ma, se développe la mer des Faluns, dont un bras a occupé le futur emplacement du fleuve Loire entre Nantes et Blois (Nehlig 2010, p. 20). Les dépôts fluviatiles qui suivent sont les Sables de Sologne et du Bourbonnais, respectivement datés du Miocène moyen/Pliocène inférieur et du Pliocène supérieur (Étienne et Larue 2011, Tableau 1). Les âges de ces formations, comme pour les Sables de Lozère, sont assez mal contraints mais semblent indiquer, au vu des minéraux lourds qu'ils contiennent, que les systèmes de la Loire et de la Seine aient évolué séparément à partir du Miocène moyen (Larue et Étienne 2002 ; Larue 2003a). Toutefois, certains auteurs contredisent ce schéma et déduisent de la présence d'augite, clinopyroxène d'origine volcanique, dans les formations alluviales de la Seine au cours du Pléistocène, plusieurs phases de fonctionnement d'une paléo-Loire-Seine se jetant dans la

Manche (Tourenq et Pomerol 1995). Parallèlement à ce système, une paléo-Loire atlantique aurait existé au cours du Pléistocène, prenant sa source aux alentours de Gien et réalisant la capture de la paléo-Loire se dirigeant vers le Bassin parisien, à la faveur de la surrection d'un axe Perche-Morvan vers 200 000 voire vers 115 000 BP (Tourenq et Pomerol 1995, p.118 ; Nehlig 2010, p. 21). Cette reconstitution a été de nouveau contredite récemment, la présence d'augites dans le Bassin parisien étant attribuée à un phénomène d'érosion régressive de dépôts antérieurs par le Loing, et la nappe alluviale la plus haute contenant ces minéraux, au niveau de la ligne de partage des eaux, étant attribuée à une période forcément antérieure au Quaternaire (Étienne et Larue 2011, paragraphes 28 à 31). Pour ces auteurs, le fleuve Loire ne rejoint déjà plus le Bassin parisien avant le Pliocène supérieur. Plus récemment encore, des datations ESR sur le sommet des « Sables et Argiles de Sologne », entre le Sancerrois et l'Orléanais, indiquent des âges entre 850 000 et 650 000 BP (Tissoux *et al.* 2013, p. 147), soit du Pléistocène moyen, alors que cette formation est généralement datée entre le Miocène moyen et le Pliocène inférieur. Sans écarter la possibilité d'un remaniement quaternaire du sommet des dépôts antérieurs, l'absence de dépôts antérieurs à 600 000 BP en rive gauche de la Loire pourrait confirmer l'écoulement vers le bassin de la Seine d'une paléo-Loire jusqu'au Pléistocène moyen (Tissoux *et al.* 2013, pp. 151-152). Au cours du Quaternaire, sous l'effet des cycles glaciaires et interglaciaires, un réseau de terrasses alluviales, plus ou moins bien développé le long du tracé, se met en place sur la Loire (Larue 2003b, p. 141), ainsi que sur ses affluents (Despriée *et al.* 2011).

La Loire actuelle traverse des terrains géologiques d'âges et de natures lithologiques très différentes (Fig. 59). Cette dernière variable conditionne aussi bien les capacités de migration latérale que d'incision du fleuve. On distingue ainsi quatre grands domaines lithologiques d'amont en aval : le Massif Central, composé de granites et, dans une moindre mesure, de roches volcaniques ; les limagnes, qui forment des accumulations fluvio-lacustres sableuses et surtout argileuses ; Le Bassin parisien, principalement formé de complexes, plus ou moins massifs, carbonatés, marneux ou crayeux. Les environs d'Orléans, entre Loire et Cher, sont caractérisés, au moins en surface, par la présence de dépôts fluviatiles et/ou marins de natures argileuse et sableuse (déposés entre le Miocène et le Pléistocène). Enfin, le Massif Armoricaïn, dont la plus grande surface drainée par le bassin versant de la Loire est occupée par des schistes, ainsi que, dans une moindre part, par des granites.

1.3. HYDROLOGIE ET INFLUENCES CLIMATIQUES

À son estuaire, la Loire apporte, de nos jours, en moyenne 29,2 km³ d'eau par an à l'Océan Atlantique, soit 10,4 % de la quantité drainée sur l'ensemble du territoire (280 km³/an). Au regard des autres grands cours d'eau français, le taux de l'augmentation du débit d'amont en aval en fonction de l'aire drainée est assez faible en ce qui concerne la Loire, la droite présentant le même coefficient directeur que la Seine (Giret 2012, p. 135). Lorsque l'on compare l'évolution conjointe du débit brut et du module spécifique d'amont en aval (Fig. 60), on observe bien entendu le premier grossir à mesure que la surface drainée augmente, tandis que la quantité d'eau par seconde et kilomètre carré de bassin diminue du fait des pertes par évapotranspiration, auxquelles seuls les cours d'eau montagnards échappent en partie. Ainsi, le débit spécifique est très important au plus près de la source en raison des précipitations abondantes et de la faible surface drainée. Lorsque l'on compare la perte de puissance des modules spécifiques en fonction de la taille du bassin versant des cours d'eau français, on observe sur la droite représentant la Loire que le module diminue très lentement avec l'accroissement du bassin versant, en raison de la répartition régulière des affluents venant soutenir le fleuve (Giret 2012, p.136).

Les précipitations annuelles dans le bassin indiquent une nette prépondérance du Massif Central en termes quantitatifs (Fig. 61). Il est cependant intéressant de comparer les relevés saisonniers des précipitations en différents points du bassin. Les précipitations automnales près des sources de la Loire et de l'Allier sont majoritaires, relayées par des précipitations principalement centrées au cours la saison chaude à Clermont-Ferrand et à Vichy, bien que ces deux dernières stations de mesure ne reflètent pas l'importance du manteau neigeux hivernal, particulièrement important plus en altitude. En Sologne, dans le Berry ainsi que dans l'Orléanais, les précipitations de la saison chaude avoisinent celles de la saison froide. Cette tendance préfigure l'influence du climat océanique qui prévaut ensuite dans le reste du bassin, y compris dans le Limousin, avec des précipitations maximales en saison froide (Giret 2012).

Les régimes fluviaux du bassin ligérien ont été analysés récemment par A. Giret d'un point de vue quantitatif à partir des données des stations hydrologiques (Giret 2012 pp.266-269). Près de la source de la Loire, le régime est pluvio-nival méditerranéen, et présente donc des doubles *minima* et *maxima*, les premiers étant respectivement dus à l'évapotranspiration estivale et à la rétention nivale hivernale, tandis que les seconds sont principalement causés par les précipitations automnales et, dans une moindre mesure, par la fonte des neiges associée à une influence pluviale au tout début du printemps. L'influence du climat méditerranéen s'estompe

en aval (Dacharry 1974), avec la disparition progressive des variations causées par les précipitations automnales au profit de celles de la neige, avec des maximums printaniers correspondant à la fonte du manteau neigeux. Le régime est nivo-pluvial océanique au moins jusqu'à Feurs, puis l'influence de la neige diminue.

Le climat devient pluvio-évaporal océanique à partir de Grangent et surtout à Digoin, avec les apports de l'Arroux venant du Morvan, où les sommets ne sont pas assez élevés pour se traduire par un régime même partiellement nival. La vallée de l'Allier, parallèle à la Loire, présente un régime plutôt pluvio-nival océanique. Cette dernière tendance disparaît ensuite après la confluence Allier-Loire, bien que l'importance des débits d'avril et de mai jusqu'à Gien traduise peut-être encore un écho de la fonte des neiges du Massif Central, ou plus probablement l'influence des abondantes pluies de printemps à Clermont-Ferrand et à Vichy.

Plus aucune station ne révèle d'influence nivale après Gien, même si l'absence de gros affluents ne modifie pas radicalement le régime avant la confluence avec le Cher, ce qui explique la persistance des hauts débits d'avril et de mai. Le régime est ensuite strictement pluvio-évaporal océanique pour la Loire comme pour ses affluents, même ceux prenant source dans les contreforts septentrionaux du Massif Central, ces derniers n'étant pas situés suffisamment en altitude pour fournir un manteau neigeux assez important pour influencer les régimes.

D'une manière générale, les étiages sont assez importants sur le bassin de la Loire, les débits de l'été représentant moins de 10 % du débit annuel tandis que l'hiver concentre à lui seul 40 % des écoulements annuels (Fig. 62).

1.4. BILAN : LA SECTORISATION DE L'ESPACE LIGÉRIEN

L'ensemble des caractéristiques développées ci-dessus a permis le découpage du fleuve en plusieurs zones au fonctionnement particulier. Généralement, on divise le cours de la Loire en trois grandes parties (Latapie 2011, p. 49 ; Grivel et Gautier 2012, tableau 1) : la Loire amont (ou supérieure), qui comprend le tracé entre la source et le Bec d'Allier, et correspond donc au Massif Central ; la Loire moyenne, qui traverse le Bassin parisien, entre le Bec d'Allier et le Bec de Maine ; la Loire aval ou Basse Loire, à partir de la confluence avec la Maine et jusqu'à l'Océan Atlantique, ce qui correspond plus ou moins au Massif armoricain.

Plus finement, d'autres subdivisions ont été mises en place par le croisement de critères variés à différentes échelles spatiales (Bethemont *et al.* 1996, p. 314), afin de fournir des divisions cohérentes morphologiquement aux différents gestionnaires devant administrer

l'ensemble du bassin en termes de ressources écologiques et humaines. Il s'agit des « morphorégions » ou « hydro-écorégions » (Bethemont *et al.* 1996 ; Wasson 1996) qui ont donné lieu à un découpage en sept morphorégions majeures de niveau 1 et dix-huit de niveau 2 (Bethemont *et al.* 1996, p. 316). Plus récemment, cette approche a été généralisée à l'échelle du territoire français grâce au traitement statistique des jeux de données sous SIG (Wasson *et al.* 2002, pp. 15-17). Il en ressort que le bassin de la Loire recoupe huit des vingt-deux hydro-écorégions françaises de niveau 1 (Fig. 32). Un découpage plus fin, les hydro-écorégions de rang 2, a été réalisé afin de prendre en compte les variations locales au sein des entités de rang 1, et sont au nombre de vingt-quatre dans le bassin de la Loire.

La morphologie du lit de la Loire évolue d'amont en aval, en réponse aux modifications de pente, de débit, de substrat et à la construction d'aménagements anthropiques. En amont du barrage de Villerest, la Loire s'écoule dans 190 km de gorges coupées par la plaine du Forez qui autorise une certaine divagation sur 97 km de tracé (Rodrigues 2004, p. 51). Au niveau de Roanne, la Loire entre dans une zone de « vals libres » où elle développe des méandres, et ce presque jusqu'à la confluence avec l'Allier. Le lit devient alors bien plus large, voire multiple, et semé d'îles végétalisées, les berges étant rehaussées par des digues plus ou moins continues jusqu'à Briare. C'est ensuite la Loire moyenne « corsetée », très endiguée, qui présente quelques méandres divaguant dans une large vallée en amont d'Orléans, puis un lit globalement unique jusqu'au niveau des confluences avec le Cher et la Vienne, où la Loire présente plusieurs chenaux actifs. Après le Bec de Maine, le fleuve est très large et fortement aménagé, dans un contexte de pente particulièrement faible, et avec une influence non négligeable des marées sur la sédimentation à partir de Montjean-sur-Loire (Fig. 63).

2. FENÊTRE DE LA LOIRE AMONT

Ce secteur est majeur dans le cadre du doctorat. Il forme le pivot de nombreuses réflexions menées sur l'ensemble des autres fenêtres d'étude en raison des résultats qui ont pu être acquis dans cette zone. En effet, les témoins de la dynamique alluviale, ici bien préservés, ont permis une description de l'évolution fluviale sur le temps long à relativement haute résolution. L'étude géoarchéologique proprement dite a été réalisée entre Baugy et Digoin (Fig. 64), seule l'analyse des cartes anciennes a concerné le tracé entre Iguerande et Digoin, qui forme un tronçon homogène (Epteau 1997).

2.1. CONTEXTE NATUREL

L'emprise choisie est située à la limite entre les régions Auvergne et Bourgogne, d'où l'utilisation fréquente du nom de Loire bourguignonne pour le lit fluvial circulant en partie en Saône-et-Loire et dans la Nièvre. L'appellation de Loire bourbonnaise, plus précise, est également utilisée. Elle comprend le tracé ligérien entre les cantons de Marcigny et de Bourbon-Lancy, ou parfois, selon les auteurs, l'ensemble du val formant en partie la limite orientale de l'ancien Duché de Bourbon. Du point de vue géomorphologique, le fleuve s'écoule ici dans une dépression sédimentaire incisée dans le nord du Massif Central (Fig. 64). Après la traversée de la plaine du Forez, la Loire franchit le seuil de Neulise, ensemble de reliefs de 400 à 500 m d'altitude, qui correspond à une rupture importante du point de vue géologique (Gagny *et al.* 1988a et b, p.5). La lithologie du bassin passe en effet, alors, d'un socle primaire composé de granitoïdes porphyroïdes (formés au Carbonifère inférieur, entre le Tournaisien et le Viséen, il y a environ 345 Ma, Donzeau *et al.* 2006b, p.15), à des dépôts sédimentaires fluvio-lacustres tertiaires et quaternaires accumulés dans le bassin d'effondrement de Roanne-Montbrison (Fig. 65). Ce dernier, profond de plusieurs centaines de mètres et comblé au fur et à mesure de son approfondissement (Donzeau *et al.* 2006b, p.130), est ceinturé par un jeu de failles de direction NNW-SSE. Une partie de celles-ci seraient préexistantes (varisques) et auraient joué à l'Oligocène (entre $33,9 \pm 0,1$ et 23,03 Ma) en raison d'un taux d'ouverture plus important de l'Atlantique central par rapport à l'Atlantique Nord (Donzeau *et al.*, 2006b, p.130). Plus généralement ce phénomène est à l'origine de la création des rifts intracontinentaux de la Limagne et de Roanne-Montbrison, dans lesquels circulent l'Allier et la Loire à partir du Plio-Quaternaire. Le fleuve coule donc au sein de ses propres dépôts, plutôt meubles, ce qui permet un certain degré de divagation. On distingue toutefois plusieurs tronçons géomorphologiques

distincts entre le seuil de Neulise et la confluence avec l'Allier, qui marque la sortie de la Loire amont (Epteau 1997, pp. 10-11).

Le premier tronçon, compris entre le barrage de Grangent et la confluence avec le Sornin, est caractérisé par une pente assez forte (entre 0,7 et 1 m/km). Le lit est sinueux et le lit majeur large de 2 à 3 km.

Le second comprend le lit enserré par les roches secondaires du « défilé d'Iguerande », des calcaires argileux du Bajocien supérieur qui réduisent la largeur du lit majeur sur les deux rives jusqu'aux environs du pont d'Iguerande, où l'affleurement secondaire disparaît en rive gauche mais est toujours présent en rive droite. Le lit majeur passe d'une largeur de presque 1000 m, au droit de la confluence avec le Sornin, à 650 m, voire moins, là où il est le plus reserré. Le chenal est ici caractérisé par une très faible sinuosité, voire un tracé quasi-rectiligne.

Le troisième tronçon, qui a été choisi pour cette étude, constitue la réelle entrée dans le « val libre » de la Loire, et est caractérisé par une assez forte migration latérale remaniant des dépôts plutôt meubles. La limite amont de ce secteur est située au niveau de l'élargissement du lit majeur, près du lieu-dit les Gallands (commune de Melay) en rive gauche à 2,5 km en aval du pont d'Iguerande. On peut toutefois faire remarquer que, si le lit est actuellement resserré jusqu'aux Gallands, l'affleurement calcaire a déjà laissé place, en rive gauche, à une terrasse alluviale au niveau du pont d'Iguerande, ce qui porte la limite amont du tronçon étudié à ce niveau, puisque la dynamique alluviale a débordé du « défilé d'Iguerande » dans ce secteur au cours du Quaternaire (Fig. 66). La limite aval de ce tronçon se situe à la confluence de la Loire avec l'Arroux. En rive gauche, le fleuve est la plupart du temps bordé de terrasses alluviales, sauf entre Bourg-le-Comte et le pont de Bonnard à Luneau, où le lit majeur est directement en contact avec les marnes et calcaires oligo-miocènes remplissant le fossé d'effondrement dans lequel circule la Loire. En rive droite, le bord du lit majeur n'est constitué que des terrasses alluviales quaternaires sauf à Baugy, où l'écoulement actuel est contraint sur quelques centaines de mètres par un affleurement de roches secondaires, puis, à presque deux kilomètres en aval, par un pointement basaltique (neck de foïdite d'après Donzeau *et al.* 2006b, p. 92), hérité de la dynamique volcanique éocène contemporaine du soulèvement général du Massif Central (Nehlig 2010, pp. 19-20). Depuis le coude formé par l'Arconce jusqu'à sa confluence avec la Loire, les deux cours d'eau circulent parallèlement, séparés par des dépôts de terrasses quaternaires et, en amont, par les sédiments fluvio-lacustres des Sables et argiles du Bourbonnais, d'âge Plio-Quaternaire. Cette formation se retrouve également en rive droite de la Loire, entre les confluences avec l'Arroux et avec l'Arconce.

Le quatrième tronçon correspond au coude formé par la Loire au niveau de sa confluence avec l'Arroux en raison de la présence des grès permien plus ou moins altérés au nord, vite relayés en aval par les roches cristallines du Morvan méridional. Son axe d'écoulement sud-est/nord-ouest perdure jusqu'aux environs de Diou, et la plaine alluviale, bien que contrainte, autorise le développement d'un système à nombreuses sinuosités.

Immédiatement à l'aval de Diou, la confluence avec la Besbre marque une nouvelle réorientation de l'axe d'écoulement de la Loire vers une direction nord nord-est. Jusqu'à Decize, ce tronçon est celui qui présente la plus grande capacité d'évolution latérale et le lit majeur le plus large.

Le dernier tronçon du « val libre » de la Loire, en amont de son endiguement plus ou moins continu à partir de Nevers, présente un lit actif qui a tendance à tendre vers le système en tresse, parfois associé à un second chenal en anabranchement séparé de l'écoulement principal par une ou plusieurs îles (Gautier *et al.* 2000, p. 49).

Sur le troisième tronçon, situé entre Iguerande et Digoin, le tracé de la Loire forme une limite administrative à la fois régionale, départementale et communale (Fig. 64). Le relief de cette fenêtre d'étude est compris entre 200 et 500 m NGF environs, plus généralement entre 200 et 300 m NGF si l'on exclut les massifs méso et cénozoïques de la partie sud-est de l'emprise. La rive gauche est presque toujours, à l'exception du massif déjà mentionné, plus élevée que la rive droite. La vallée actuelle présente les caractéristiques géométriques indiquées sur la figure 67. Le seul affluent remarquable est l'Arconce, en rive droite, puisque la confluence avec l'Arroux forme la limite aval de l'emprise et exclut de l'étude cet important cours d'eau morvandiau. L'Arconce, d'abord orientée nord-est/sud-ouest, coule vers le nord nord-ouest après le contournement d'une avancée de calcaire aalénien en amont d'Anzy-le-Duc. Le changement d'orientation de l'écoulement est de toute évidence une conséquence de l'étagement des alluvions fluviales au Quaternaire ou à partir de la fin du Pliocène, qui a déconnecté le fleuve de son affluent, très probablement au niveau de l'éperon calcaire. L'Arconce a par conséquent dû inciser les dépôts fluviaux quaternaires pour rejoindre la Loire vers le nord, suivant en cela l'orientation donnée par la structuration et la pente générale du bassin d'effondrement.

Seules les stations sur la Loire de Digoin (avant la confluence avec l'Arroux) et, pour l'amont, de Villerest, ont été ici utilisées.¹⁵ La station de Villerest, immédiatement en amont de la ville de Roanne, est assez distante de la fenêtre étudiée, mais est la seule qui permet de donner des informations précises et relativement proches de la fenêtre d'étude pour la première moitié du XX^e siècle, les mesures ayant débuté dès 1920 en ce point.

Les stations de Digoin et Villerest, distantes de 70 km en suivant le tracé du fleuve, drainent respectivement des bassins de 9315 et 6585 km². L'évolution des débits bruts et des modules spécifiques au cours de l'année est présentée figure 68. Les variations de débit sur les deux stations sont très similaires, bien qu'il semble qu'on puisse constater l'amortissement vers l'aval de l'influence des précipitations automnales (cévenoles), ainsi que de l'impact de la fonte du manteau neigeux au printemps, qui se traduisent par une très légère diminution des débits en mars-avril et octobre-novembre vers l'aval. D'ailleurs, la station de Villerest révèle un régime pluvio-nival océanique tandis que l'écoulement de Digoin est nettement pluvio-évaporal océanique (Giret 2012, p. 266). Ce phénomène est particulièrement illustré par la comparaison de l'écart des débits bruts par rapport à la moyenne annuelle pour chaque station. En effet, si le mois de décembre est, à Villerest, caractérisé par des écoulements analogues à ceux des mois de novembre et janvier, à Digoin le dernier mois de l'année participe de la progression vers les maximums de débits hivernaux amorcée dès l'automne. Les écoulements diminuent rapidement dès mars sur cette dernière station, tandis qu'à Villerest le débit reste fort pendant tout le printemps. Quoiqu'il en soit, l'hiver dans son ensemble représente dans les deux cas environ 35 % du débit annuel, tandis que l'été est particulièrement pauvre en eau, avec seulement 10 % des débits annuels. Le mois d'août est particulièrement touché par cette particularité, les débits ne représentant au cours de ce mois que près de 2,5 % de l'écoulement annuel. Il faut également noter que le climat en amont de Villerest, dans le bassin du Forez, est parfois considéré comme teinté d'influence continentale en plus d'être en partie montagnard (Georges et Cubizolle 2007, p. 243). Les coefficients d'immodération ou de pondération, révélateurs de l'influence saisonnière sur les écoulements, et obtenus en faisant le rapport entre les écoulements mensuels moyens maximums et minimums (pour les deux stations les mois de février et août), sont respectivement de 4,93 et de 4,65 à Digoin et Villerest. Ces valeurs appartiennent, à l'échelle des calculs réalisés sur toutes les stations hydrologiques du territoire métropolitain, à la modération médiane (Giret 2012, p. 150). Cette catégorie comprend le quart des stations de

¹⁵ Données disponibles sur <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

jaugeage françaises, et ces résultats sont assez faibles par rapport à ceux obtenus bien en aval, à Gien et Montjean, par M. Dacharry (1974). Ils présentent des valeurs proches de 6,5, et, pour l'auteur, sont assez immodérées en raison des précipitations irrégulières et de l'évapotranspiration dans le Massif Central. Cependant les valeurs obtenues à Villerest et Digoin, à la sortie du Massif Central, indiquent plutôt une certaine modération au regard des tendances nationales. Il est possible que la faiblesse des précipitations affectant les bassins d'effondrement des Limagnes d'Allier et de Loire puisse modérer les écoulements observés à Villerest et Digoin (Fig. 61).

Entre les deux stations hydrologiques, les affluents les plus importants sont le Rhins, le Sornin et l'Arconce, dont les caractéristiques actuelles sont indiquées Fig. 69. On constate que leurs apports, bien que non négligeables, sont très loin d'être comparables aux débits de la Loire elle-même. Ils participent tout de même, comme tous les autres affluents de moindre importance, à augmenter de 1730 km² le bassin versant de la Loire sur 70 km de linéaire fluvial.

2.2. ÉTAT DE LA RECHERCHE GÉOARCHÉOLOGIQUE

Ces caractéristiques locales posées, il est important de s'intéresser aux travaux ayant pu renseigner la dynamique fluviale holocène sur le tronçon considéré, ainsi que dans des secteurs peu distants.

2.2.1. Bassins amont de la Loire et de l'Allier en Auvergne

En Auvergne, de nombreuses études interdisciplinaires, notamment géoarchéologiques et paléoenvironnementales, ont été menées depuis la seconde moitié des années 1990 dans le Massif Central oriental (Cubizolle *et al.* 2006, p. 215).

Dans le bassin de l'Allier, la Grande Limagne près de Clermont-Ferrand a fait l'objet de recherches alliant des approches archéologiques et paléoenvironnementales, et ce dès les années 1950, aboutissant à l'élaboration de premiers modèles d'interactions entre le milieu et les occupations humaines à la fin des années 1970, et un renouvellement des problématiques dans les années 1990 (Trément *et al.* 2005, p. 486). Ce renouvellement s'explique en partie par la multiplication des opérations d'archéologie préventive au cours des 20 dernières années (Vernet 2013, p. 109). Sans entrer dans le détail pour ce bassin-versant qui n'influe pas directement sur la dynamique de la Loire bourguignonne avant le Bec d'Allier, des comparaisons pourront être établies avec les reconstitutions paléoenvironnementales réalisées sur ce cours d'eau,

notamment dans les bassins de Sarliève (Trément *et al.* 2005), ou du maar de Monchâtre (Ballut *et al.* 2008).

La plaine de la Loire dans le bassin du Forez a fait l'objet d'études particulièrement complètes en ce qui concerne la dynamique alluviale. Le traitement critique des informations archéologiques et de leur répartition dans l'espace, données issues de prospections, de fouilles et de sondages, ont permis de cartographier les occupations archéologiques en contexte alluvial et de nourrir la réflexion sur les interactions entre les sociétés et le milieu fluvial ligérien depuis la Préhistoire. Ces données ont été croisées avec des observations sédimentologiques (faisant parfois l'objet d'analyses granulométriques), notamment sur huit transects perpendiculaires à l'axe du fleuve répartis d'amont en aval sur la plaine du Forez, ainsi qu'avec les données palynologiques enregistrées dans les remplissages de paléochenaux, le cadre chronologique étant assuré par le mobilier archéologique et des datations radiocarbone (Cubizolle et Georges 2001, Cubizolle *et al.* 2002, Georges *et al.* 2004 et 2005 et Georges 2007). L'évolution fluviale a ainsi pu être reconstituée, en lien avec les occupations humaines, depuis la fin de la dernière glaciation (Georges 2007, Vol. 1, Fig. 89 III. 48.).

Sur la haute vallée de la Loire, dans le bassin du Puy-en-Velay, des travaux géomorphologiques ont permis de retracer son évolution entre le Pliocène supérieur et le Pliocène inférieur, période correspondant à la mise en place du plateau basaltique du Dèves qui a eu un important impact sur la sédimentation fluvio-lacustre de ce bassin (Defive *et al.* 2005). Le calage chronologique, malgré l'utilisation conjointe de l'analyse des pollens, des vertébrés, des datations paléomagnétiques et radiométriques, reste relativement problématique dans ce secteur en raison de l'altération des laves et d'inclusions du socle primaire dans ces dernières pouvant polluer les échantillons datés par la méthode K-Ar (Defive *et al.* 2005, p. 182). Les dépôts holocènes des têtes de bassin de la haute Loire ont commencé à être étudiés récemment dans le cadre des levés de la carte géologique de Monastier. Les travaux géomorphologiques concernant la période postglaciaire ont en effet, pour l'instant, été relativement peu nombreux dans ce secteur (Defive 2013, p. 462). Il semblerait, au vu des premiers résultats, que la sédimentation observée ne remonte pas plus loin que la fin du premier millénaire de notre ère, les séquences observées reposant directement sur les dépôts attribués au Pléniglaciaire weichsélien (Defive 2013, p. 473). Pour la période moderne en particulier, la datation des phases de dépôt et d'incision par la détermination de l'âge des lichens en amont du Puy-en-Velay, complétée par des observations géomorphologiques et l'analyse d'archives, montre que la dynamique alluviale, aux endroits où il est possible d'observer des dépôts et des lichens, est foncièrement différente avant et après le début du XX^e s (Gob *et al.* 2008).

La comparaison de l'évolution des vallées de la Loire et de l'Allier au cours du Pliocène et du Pléistocène, notamment en lien avec l'activité volcanique, a pu être réalisée grâce à l'analyse géomorphologique des paléo-tracés associée aux datations radiométriques et à la téphrochronologie (Pastre *et al.* 1997b, Defive *et al.* 2007).

À l'échelle du Massif Central oriental, la reconstitution de l'évolution conjointe de la Loire et de l'Allier sur des périodes plus récentes a été amorcée grâce aux études menées sur le bassin de l'Allier et de ses affluents, notamment la Dore (Cubizolle 1997) ainsi que les affluents de ce dernier cours d'eau, pour certains desquels les phases de développement des cônes alluviaux de piémont ont été datées par radiocarbone (Cubizolle *et al.* 2001, 2006). Ces comparaisons concernant la dynamique alluviale sont complétées par les abondantes études géomorphologiques et paléoécologiques, notamment palynologiques, menées sur les tourbières du nord-est du massif Central, dont le cadre chronologique est soutenu par de très nombreuses datations radiocarbone (Cubizolle *et al.* 2003, 2004a et b, 2012 et 2013, Argant et Cubizolle 2005). Ces travaux fournissent une vision globale de l'évolution de la végétation, l'origine de ces écosystèmes particuliers étant, d'après les âges de commencement de développement de la tourbe pour au moins 83 d'entre elles, à rechercher dans les activités humaines et non dans les variations climatiques de l'Holocène (Cubizolle *et al.* 2004c, 2006, 2012). Par surcroît, d'autres enregistrements que les tourbières et marécages, pourtant déjà riches (De Beaulieu *et al.* 1985, Miras 2004), fournissent des données paléoécologiques et paléoclimatiques sur le temps long dans cette région. Il s'agit principalement de séquences lacustres comme le lac Aydat (Miras *et al.* 2013, Lavrieux *et al.* 2013), et notamment des remplissages de maars comme ceux de la région du Velay (Sifeddine *et al.* 1996, Reille *et al.* 2000, de Beaulieu *et al.* 2001, Degeai et Pastre 2009), des Monts Dôme près de Clermont-Ferrand (Ballut *et al.* 2008), ou encore le maar d'Alleret non loin de Brioude (Pastre *et al.* 2007, Degeai *et al.* 2013). Ces travaux, bien que concernant parfois des périodes anciennes, sont intéressants à titre de comparaison puisqu'ils fournissent un certain nombre de données paléoclimatiques relativement proches de la zone d'étude.

2.2.2. Loire bourbonnaise

Ce secteur de la Loire bourguignonne a été particulièrement délaissée par la géoarchéologie alluviale jusqu'aux études menées dans les années 1990 sur le fleuve et un de ses affluents de rive droite, l'Arroux. Ces travaux ont notamment permis de proposer un cadre chronologique assez précis des dépôts alluviaux du Pléistocène moyen à l'aide d'analyses OSL sur les grains de quartz (Colls *et al.* 2001 ; Arnold *et al.* 2003), et de datations radiocarbone, notamment sur

des troncs retrouvés en coupe. Les terrasses alluviales ont fait l'objet d'observations sédimentologiques et de prélèvements à buts d'analyses granulométriques et pédologiques (Straffin *et al.* 1999). La comparaison des résultats acquis avec les données des forages du BRGM a permis de proposer une carte des formations allostratigraphiques du Quaternaire depuis la glaciation du Riss. Les terrasses de l'Holocène sont hélas assez peu différenciées dans ces travaux (Straffin, 2000, p.159 à 167 ; Colls *et al.*, 2001, p.749), et, surtout, les datations sont très distantes les unes des autres, ce qui rend les corrélations sédimentologiques parfois discutables pour les périodes récentes où les séquences alluviales ne sont plus étagées et où les corps sédimentaires se superposent, s'érodent et s'imbriquent très vite dans l'espace. Ces travaux ont cependant permis de développer un certain nombre de réflexions concernant les influences conjuguées du climat et des activités anthropiques sur les transformations du système fluvial au cours du temps (Straffin et Blum 2002a ; 2002b).

Même si elles ne traitent pas de la géoarchéologie à proprement parler, il est important de mentionner les études sur la dynamique alluviale moderne à actuelle. Ainsi, les travaux menés par le bureau d'études Epteau (1997), avaient pour double objectif d'établir un diagnostic global du fonctionnement hydrologique, hydraulique, morphodynamique et écologique, puis de proposer des politiques de gestion et d'aménagement adaptées (Epteau 1997, p. 1). De nombreuses données hydrologiques ont été utilisées, ainsi que des documents anciens, afin de reconstituer l'évolution générale de la pente et du tracé en plan au cours des deux derniers siècles. Dans le cadre des travaux présentés ici, ces données ont été largement complétées par l'utilisation de nombreux autres documents permettant de dater les changements observés entre 1854 et 1992 dans l'étude de la société Epteau. On doit également mentionner l'étude menée sur les tracés modernes en plan depuis le XVIII^e siècle entre les villes de Bourbon-Lancy et Decize, en aval de notre secteur d'étude (Leteinturier *et al.* 2000).

2.3. CONTEXTE HISTORIQUE ET ARCHÉOLOGIQUE

Les sites présentés ici sont les principales occupations en lien avec le fleuve, ou sa dynamique passée, entre Baugy et Digoin. Au cours des périodes historiques, les sources révèlent que ce secteur fut parcouru par différentes limites territoriales.

Les limites de diocèses, les données épigraphiques (Kasprzyk *et al.* 2012) et l'étude des indices archéologiques (Barral *et al.* 2002), indiquent que les deux rives de la Loire auraient pu faire partie du territoire des Éduens à la fin de l'Âge du Fer et aux II^e-III^e siècles de notre ère, la limite amont du secteur étudié se situant, près d'Iguerande, à la frontière du territoire

ségusiave (Fig. 70). La limite territoriale est triple, les Arvernes étant présents au contact des Éduens et des Ségusiaves aux environs de la Pacaudière, à l'ouest d'Iguerande, où se situe la station *Ariolica* de la Table de Peutinger, dont la localisation était autrefois assez imprécise (Blin 2007, pp. 73 et 74).

Au haut Moyen Âge, le fleuve formait la limite entre le duché d'Aquitaine et le royaume carolingien, puis la rive gauche de la Loire fut intégrée, après les offensives lancées par Pépin le Bref à la fin de son règne, à la Bourgogne, qui est la réunion de l'ancien royaume d'Orléans et du royaume Burgonde. La zone d'étude fait alors partie du *pagus* d'Autun, divisé en deux principaux groupes de *villas*, à la fois centres de domaines terriens, fiscaux et législatifs. Le groupe de villas de Perrecy, dans lequel s'inscrirait la zone d'étude, appartient au VIII^e siècle aux comtes de Nibelungen, puis, au IX^e siècle, au comte Heccard, avant de passer sous le contrôle des comtes de Semur aux X-XI^e siècles. La réalité des limites et possessions est bien plus complexe puisque s'y mêlent des domaines religieux et de petits fiefs aux multiples propriétaires et vassalités, et ce sur les deux rives de la Loire (Escoffier 2007).

Il semble que la Loire ait tout de même constitué une zone limite dès la création du comtat de Bourbon au IX^e siècle, cette famille devenant de plus en plus importante dans la carte géopolitique de la France médiévale, jusqu'à diriger le royaume à la Renaissance et au cours de l'époque moderne. Au XII^e siècle, les Bourbon, devenus princes, ont étendu les limites de leur principauté jusqu'à la rive gauche de la Loire, après avoir évincé leurs derniers rivaux dans cette zone. Les textes des XIII^e et XIV^e siècles révèlent la présence de deux routes importantes encadrant le fleuve. Le chemin d'Avignon, ici principalement en rive gauche, semble être privilégié et franchit la Loire à Marcigny et à Decize. Les deux tracés routiers voient le passage de pèlerins, de croisés, et même de personnages importants (Escoffier 2007, pp. 58-70). Les nombreux habitats fortifiés (Fig. 71), qui enserrant le tracé actuel, indiquent vraisemblablement plus une limite de colonisation qu'une véritable ligne de défense entre les duchés de Bourgogne et de Bourbon, les propriétés de leurs vassaux respectifs empiétant souvent sur les deux rives du fleuve. Au cours de la Renaissance, en 1569, Nicolas de Nicolay est envoyé par Catherine de Médicis en Bourbonnais, dont il établit notamment les limites sur une carte reproduite en 1875 (Fig. 72). Sur ce document, le Duché de Bourgogne s'étend de part et d'autre du fleuve, exception faite d'une légère avancée du Bourbonnais sur les deux rives de la Loire, légèrement en aval de Marcigny, qui correspond très vraisemblablement aux territoires associés à Bourgle-Comte.

Les cartes modernes datées de l'Ancien Régime montrent que le Duché de Bourgogne, et particulièrement les baillages du Charolais, de Mâcon ou de Semur en Brionnais, comprennent les deux rives de la Loire (Fig. 72). Cet état de fait semble durer jusqu'à la Révolution, période à laquelle on procède au découpage de la France en départements ; le fleuve forme alors la limite entre l'Allier et la Saône-et-Loire dans la partie nord du secteur étudié (Fig. 72), limite qui a perduré jusqu'à la période actuelle malgré les divagations du fleuve.

Quatre sites archéologiques ont servi de base à l'étude. Ils sont présentés depuis l'amont vers l'aval.

2.3.1. *Le site d'Avrilly*

Le site immergé d'Avrilly se trouve à la limite entre la Bourgogne et l'Auvergne, les départements de l'Allier et de la Saône-et-Loire, sur les communes d'Avrilly et de Vindecy (Fig. 73). Cette limite traverse en oblique le lit actuel de la Loire, où ont été retrouvés une série de pieux de bois de gros diamètres, dont une partie émerge du chenal en période d'étiage. Leur section était à l'origine d'une quarantaine de centimètres mais ces vestiges sont actuellement très dégradés, comme le montre leur partie supérieure érodée en forme de cône (Fig. 74 A). Leur étude a été menée en trois campagnes subaquatiques (Dumont *et al.* 2006, 2007a et 2008), durant lesquelles ils ont été cartographiés, en partie prélevés et certains échantillons datés, tant par radiocarbone que par dendrochronologie.

Le plan des vestiges est assez difficile à lire (Fig. 75), en raison de leur mauvaise conservation. Il manque très probablement une partie des pieux, certains ayant été détruits par l'érosion, d'autres pouvant encore être recouverts par les sédiments sous la barre de graviers présente en rive gauche, et d'autres sous la berge en rive droite. Le plan d'ensemble permet toutefois de remarquer plusieurs lignes de pieux parallèles, qui pourraient être des aménagements de berge successifs ayant suivi le déplacement de la rive de la Loire vers l'est (Fig. 74 B). Les bois les plus en amont auraient pu former un pont à travées simples, peut-être analogue à celui étudié à Candes-Saint-Martin (Dumont *et al.* 2007b). Dans un premier temps, huit datations radiocarbone avaient été effectuées sur ces pieux et donnaient globalement un âge protohistorique à gallo-romain à cet ensemble. Toutefois, les échantillons ont parfois été prélevés près du cœur de l'arbre, ce qui implique un vieillissement de la datation de la structure, les cernes datés se rapportant à une période de la croissance de l'arbre et non à son abattage puis sa mise en place dans le chenal.

Pour réduire cette marge d'incertitude, une campagne de prélèvement de tranches complètes de pieux a eu lieu en 2008, et a été suivie d'une étude dendrochronologique pour déterminer la

date de coupe des arbres (Lavier 2008). Les pieux sont issus de chênes ayant grandi en milieu ouvert et à faible altitude, et qui ont été abattus à un âge de 80 à 100 ans. Les résultats dendrochronologiques indiquent une mise en place de l'ensemble au I^{er} siècle. av. J.-C. Les lignes LB1 et LB2 ont été mises en place avec des arbres abattus entre l'automne de l'année 54 av. J.-C. et le printemps de l'année 53 av. J.-C. La Ligne LB4 contient des arbres abattus dans les années 40/30 av. J.-C. Tous les autres datations sont *post quem*, étant donné l'absence d'aubier, et montrent un abattage qui ne peut en aucun cas remonter avant les années 50 av. J.-C.

La quasi-totalité des bois est datée de la seconde moitié du I^{er} siècle. av. J.-C. Les lignes de berges semblent bien se succéder dans le temps en se déplaçant vers l'est, et constituaient probablement une protection de berge, peut-être un quai au niveau d'un point de rupture de charge, si l'hypothèse du pont à travées simple pouvait être validée. Un décapage réalisé en rive gauche montre que la ligne de pieux LB1 est probablement la première mise en place car aucun autre pieu n'a pu être découvert plus à l'ouest (Dumont *et al.* 2008a, p. 20).

La carte archéologique du secteur (Corrocher *et al.* 1989, p. 64), relativement pauvre, n'indique pas si la butte élevée sur laquelle se trouve le village actuel d'Avrilly, position idéale pour implanter un *oppidum* commandant la plaine alluviale, est occupée au I^{er} siècle. av. J.-C. Certaines publications anciennes situent à Avrilly la station *Ariolica* de la Table de Peutinger (Bonnard 1908, p. 64 ou Ginet 1913, pp. 12 et 13), et d'autres mettent en doute ce positionnement (De la Faige et De la Boutresse, 1896, pp. 358 et 359). Des fouilles préventives ont permis, en 2002, de trancher cette question et de localiser cette station sur la commune de La Pacaudière, dans le département de la Loire, à 16,5 km à l'ouest de la ville d'Iguerande (Blin 2007, pp. 73 et 74). Cette dernière agglomération, à une quinzaine de kilomètres en amont d'Avrilly, est souvent indiquée comme située à la limite entre les territoires respectifs des Éduens, des Arvernes et des Ségusiaves (Goudineau et Peyre 1993, Planche VIII). Certains pieux d'Avrilly sont mis en place en pleine guerre des Gaules, mais aucun lien formel ne peut, en l'état de la recherche, être établi entre la structure découverte et cet événement historique.

2.3.2. *Les occupations de l'Hôpital-le-Mercier*

Le second site étudié se trouve sur la commune de l'Hôpital-le-Mercier (rive droite, département de Saône-et-Loire) qui était le siège d'une commanderie de l'ordre de Malte au XIII^e siècle, (Escoffier 2007, p.89).

La rareté des découvertes signalées dans ce secteur ne révèle probablement pas une réalité historique, mais semble plutôt lié au faible nombre de recherches qui ont été entreprises dans

ce secteur. En effet, le potentiel semble important puisque les quelques travaux menés ont montré la présence de deux mottes castrales et/ou maisons fortes en partie contemporaines, très proches l'une de l'autre (Fig. 76). Des fouilles effectuées sur l'une, la motte dite de Larre, de L'Haire ou de l'Art, ont livré du mobilier de la fin du Moyen Âge, découvert sur une couche d'incendie (Maerten 1996, p.154). Néanmoins, ces implantations sont déjà citées dans les textes, à partir de 1130 pour la maison forte de la Barre, et peut-être entre 1123 et 1130 pour la motte de l'Art (Escoffier 2007, pp.91-92).

Autour de ces sites médiévaux, des vestiges d'époque gallo-romaine sont mentionnés : des fragments de *tegulae*, de la céramique sigillée et une monnaie (Maerten dans Rebourg *et al.* 1994, p.369, Maerten 1996, p.154). Des restes de voies sont signalés, mais mal localisés (Maerten dans Rebourg *et al.* 1994, p.369), ce qui ne permet pas de les rattacher de façon certaine au pont romain découvert près de la rive opposée, à Chassenard (Dumont *et al.* 2011b). Pour la protohistoire, on ne connaît qu'un moule de faucille à bouton de l'âge du Bronze, conservé au musée Denon de Chalon-sur-Saône, a été découvert en 1984, au lieu-dit La Grande Terre ; la prospection ultérieure du champ n'a pas livré d'autres vestiges (Rebourg *et al.* 1994, p. 369).

2.3.3. *Le pont romain de Chassenard*

Le troisième site se trouve sur la commune de Chassenard (Fig. 77). Il s'agit des restes d'un pont romain et d'une pêcherie médiévale dont il ne subsiste qu'un ensemble de pieux de divers diamètres plantés dans le lit de la Loire. Mentionné en 1995 par René Laplanche, puis de nouveau lors de la sécheresse de 2003 par Jean-Pierre Delanoy, cet ensemble a été précisément étudié lors de trois campagnes de prospection subaquatique (Dumont *et al.* 2006, 2007a, 2008). Ces travaux ont démontré la présence de deux types de structures (Fig. 78).

Un premier ensemble de quarante-neuf piquets, dont l'un a pu être daté par radiocarbone entre 1220 et 1290 cal AD, appartenait à un piège à poisson fixe d'époque médiévale (Dumont, *et al.*, 2007a, p.8). Il manque très probablement une partie de cette structure dont les piquets ont disparu suite à l'érosion ou/et à l'enfouissement provoqués par la dynamique alluviale.

Un second ensemble, constitué de cent cinquante-quatre pieux, témoigne de l'existence d'un ancien pont, dont il ne reste que les bois de fondation et dont on ne connaît pas l'extension totale (Dumont *et al.*, 2008, p.37). Les datations radiocarbone effectuées sur ces bois de diamètres importants ont été complétées par une étude dendrochronologique (Lavier 2008, p.49 à 60) qui, sans pouvoir confirmer l'existence d'un troisième pont, semble bien indiquer au moins deux phases de franchissement. Le premier pont est constitué de bois abattus à partir de

la fin du I^{er} siècle. ap. J.-C., tandis que le second a été bâti avec des troncs abattus à partir du milieu du II^e siècle. ap. J.-C. (Lavier 2008, p.60).

Autour du site de Chassenard, la carte archéologique est relativement pauvre, et ne mentionne que des découvertes occasionnelles et surtout anciennes. Sur la rive droite, à Varenne-Reuillon (actuelle commune de Varenne-saint-Germain), en Saône-et-Loire, des structures bâties gallo-romaines auraient été retrouvées en 1871, dont des fragments de sculpture qui auraient été revendus (Rebourg *et al.*, 1994, pp. 223 à 224). Sur la rive gauche, à Chassenard même, les vestiges semblent plus nombreux. La découverte la plus importante, effectuée en 1874, est celle d'une sépulture d'un officier romain des années 40 ap. J.-C. (selon les monnaies retrouvées), incinéré puis enterré avec un masque de fer et des coins pour frapper monnaie (Déchelette 1902, Beck et Chew, 1991). La localisation de la découverte, faite par un agriculteur exploitant les terres du « domaine de Vivent » (ou Vivant), reste problématique. Le champ où la sépulture a été trouvée « par le dénommé Michaud », le 9 septembre 1874, se situe « le long du canal latéral à la Loire » (Conny 1875 pp. 497 - 498), ce qui n'est guère précis étant donné que la commune de Chassenard s'étend surtout selon un axe nord/sud, parallèle au canal. Le lieu-dit Vivant est situé au nord de la commune, mais la parcelle concernée pourrait ne pas être près de ce hameau. Une précision est apportée en 1877, avec la mention du lieu-dit « Chavannes » du domaine Vivant (séance du 16 avril 1875, Pérot 1877 pp. 12 - 15), ce qui semble effectivement placer cette découverte au nord de la commune et tout près du pont-canal menant à Digoin. Des recherches ultérieures confirment la présence d'inhumations d'époque romaine au lieu-dit Vivant, puisqu'en 1882 y furent découvertes « Une quantité de poteries rouges et noires, et soixante-douze perles en verre irisé, de toutes les couleurs qui devaient provenir d'une sépulture gallo-romaine dont les débris ont été trouvés en assez grande quantité. » (Pérot 1886a pp. 223 - 224).

Plus près du pont romain, au hameau de Cée, des découvertes gallo-romaines sont mentionnées dès 1882 (Pérot 1886b pp. 409 - 411), parmi lesquelles on dénombre des objets associés à une nécropole jugée de taille importante : des bronzes, des vases de verre, de métal ou de terre cuite présentant parfois des marques de fabricant, des monnaies, des clés, des fibules, des anneaux, des bracelets, des charnières de meubles ou encore des ornements de coffrets... (Pérot 1886a, b, c et d, Esmonnot 1891 p. 92, Pérot 1891a et b, Corrocher *et al.*, 1989, pp. 64 à 65). En plus de la nécropole, une partie des vestiges pourraient avoir été associée aux restes d'une agglomération ainsi mentionnés : « ...les restes de divers habitats antiques, aux murs

recouverts d'enduits peints (en rouge, avec des décorations en jaune ou en vert clair). On a également dégagé un carrelage en rosace » (Corrocher *et al.*, 1989, pp. 64 à 65). Le hameau de Cée a fait l'objet de fouilles durant quinze ans à la fin du XIX^e siècle et semble avoir livré également quelques objets de l'âge du Fer, même si les inventaires anciens sont souvent redondants d'une année sur l'autre (Lallemand 2008 vol. 2 p. 283). Il est en outre fait mention d'une voie, le long de laquelle est implantée la nécropole, et d'une « ville » (Pérot 1886b p. 410). Ce texte mentionne surtout qu'« il est à remarquer que l'on a le souvenir d'un pont sur la Loire construit en face de la ville de Cé, et qui, lui aussi, a retenu le nom de Pont de Cé ». Ce toponyme n'est visible sur aucun des plans du XIX^e siècle consultés, mais il est intéressant de constater que le franchissement de la Loire est déjà mentionné à cette époque, même si l'assertion est assez vague.

La découverte (ou redécouverte), récente, du pont confirme l'importance du site de Chassenard dans le paysage de la Gaule romanisée du 1^{er} siècle de notre ère. Il est également évident que la carte archéologique des berges reste à compléter et que ce secteur est susceptible de receler un riche potentiel.

2.3.4. Une occupation romaine dans la ville de Digoin

A Digoin, une opération d'archéologie préventive menée récemment apporte de nouvelles données quant aux occupations anciennes de cette commune. En effet, dans le cadre d'une demande de permis de construire pour un lotissement, une parcelle très proche de la rive droite de la Loire actuelle a pu être fouillée au « Pont Canal » 9, rue des Perruts. Les objets les plus anciens découverts datent du Néolithique, mais constitueraient un bruit de fond plutôt que de véritables traces d'occupation. En revanche le mobilier céramique daté de La Tène C2/La Tène D1 et le potin de la première moitié du I^{er} siècle. ap. J.-C., bien qu'ils ne puissent être associés à des structures archéologiques, indiqueraient au moins une occupation gauloise proche du site (Maza *et al.* 2011 pp. 147 et 148).

La phase principale est datée de l'époque romaine, plus précisément du II^e siècle. ap. J.-C. d'après l'étude de la céramique et des monnaies, et l'abandon du site est situé entre la fin du II^e siècle et le début du III^e siècle (Maza *et al.* 2011 pp.115 et 136-137). Il s'agirait de structures plutôt liées à un habitat rural, situé près, mais en dehors de l'emprise de la fouille, qu'à un centre urbain. On distingue notamment des silos cuvelés à l'aide de matériaux périssables, des celliers, diverses fosses dont peut-être des latrines, et de possibles zones d'activités artisanales, le tout probablement entouré d'un fossé. On remarque également la présence d'un réseau de puits et de fosses reliés entre eux, où du mobilier peut-être associé à un dépôt cultuel a été

retrouvé. D'une manière générale, la phase d'occupation romaine est assez diversifiée et les objets retrouvés couvrent une gamme importante d'utilisations, de la vaisselle aux outils en passant par des éléments d'ameublement (Maza *et al.* 2011 pp.115 et 148 - 153). La découverte de fosses de plantation, vraisemblablement de vignes, pose la question de la viticulture dans ce secteur à l'époque romaine, bien que les éléments de datation ne puissent rattacher avec certitude les traces de culture à l'occupation antique. Il est en tout cas certain que des vignes sont cultivées dans ce secteur aux XVIII et XIX^e siècles (Derbier dans Maza *et al.* 2011 pp.141 - 145).

3. FENÊTRE DE LA LOIRE MOYENNE

Cette fenêtre, centrée sur les communes de La Charité-sur-Loire et La Chapelle-Montlinard (Fig. 79), est assez réduite et n'a pas fait l'objet d'autant d'analyses que le secteur de la Loire amont, principalement en raison de la dynamique alluviale récente, qui a beaucoup remanié les archives sédimentaires anciennes. Cette portion de Loire présente toutefois un contexte archéologique particulièrement intéressant en ce qui concerne le Moyen Âge.

3.1. CONTEXTE NATUREL

Le fleuve, qui fait ici partie de la Loire Moyenne, est bien plus dynamique que lors de sa traversée de la fenêtre amont entre Iguerande et Digoin. La confluence avec l'Allier, qui en double le débit (Gautier *et al.* 2003, p. 141), a en effet eu lieu 48 km en amont de La Charité-sur-Loire. Dans ce secteur, la Loire coule toujours dans un fossé d'effondrement esquissé lors de la formation des rifts intracontinentaux européens de l'Oligocène (entre $33,9 \pm 0,1$ et $23,03$ Ma), sur une zone fragilisée antérieurement (Delance *et al.* 1988b, p. 35). Les failles qui bordent cet accident jouent à plusieurs reprises au cours du Cénozoïque (Menot *et al.* 1997b, pp.70-75) et provoquent la formation d'un demi-graben où la Loire coule au moins à partir du Pléistocène (2,588 Ma). Lors de cette période, de nouveaux jeux de failles normales orientées approximativement est-ouest abaissent les couches géologiques d'une trentaine de mètres en rive gauche à l'amont de Sancerre (Menot *et al.* 1997b, p. 76). Cette configuration asymétrique a pour effet de concentrer les dépôts alluviaux du Quaternaire de la terrasse à 16-20 m sur la rive ouest, plus basse (Chaput 1917 p. 120). La rive droite, où est implantée la ville, est au contact de la formation des calcaires lités inférieurs, datés de l'Oxfordien supérieur (Fig. 80). On ne trouve donc pas de dépôts alluviaux sur la rive où est implantée la ville de La Charité, le fleuve n'ayant pas pu y divaguer. La dynamique alluviale quaternaire et les traces qu'elle a pu laisser sont par conséquent localisées sur la rive ouest.

Le fleuve marque ici, comme pour la fenêtre de la Loire amont, une triple limite administrative à l'échelle régionale, départementale et communale (Fig. 79). La Loire présente, au niveau de la Charité-sur-Loire, un lit à plusieurs bras enserrant des îles plus ou moins boisées. Des deux bras les plus importants, l'un forme le chenal principal, deux fois plus large que le bras secondaire. La dynamique de ce secteur, situé sur la partie extérieure de l'auréole sédimentaire du Bassin parisien, a été classée dans les vals libres de type tressé lors des premières sectorisations du fleuve en hydro-écorégions (Wasson 1993 dans Grivel 2008, p. 58).

Selon certains auteurs, le fleuve présenterait plutôt un style en anastomoses dans ce secteur (Bazin et Gautier 1996, p. 378), mais qui pourrait n'être qu'une forme transitoire de réajustement (Grivel 2008, p. 67). Pour finir, le schéma général du type 2C, proposé par Bazin et Gautier (1996, p. 380), pour le tronçon hydraulique du Bec d'Allier à Briare comprenant la fenêtre étudiée, est particulièrement ressemblant à ce que l'on peut aujourd'hui observer sur la fenêtre d'étude de la Loire moyenne (Fig. 81).

Les caractéristiques géométriques du lit majeur sont présentées sur la figure 82. On peut d'emblée faire remarquer que la pente est très faible dans ce secteur. Le relief est compris entre 150 et 220 m NGF, les plus hautes altitudes étant cantonnées au niveau de la ville de La Charité. Du point de vue géologique, cette hauteur correspond aux calcaires de l'Oxfordien supérieur et aux Sables et argiles du Bourbonnais, ces derniers dépôts d'âge Pliocène recouvrant par endroits les roches carbonatées mésozoïques (Menot *et al.* 1997a ; 1997b, pp. 55-63). Les seules terrasses alluviales du secteur, principalement développées à l'aval et, sous forme de rares lambeaux, en rive gauche, ne sont pas précisément datées. La plus ancienne est située une quinzaine de mètres au-dessus du fleuve et généralement considérée comme antérieure au Würm (Menot *et al.* 1997b, p. 63). Il s'agit de la terrasse à 16-20 m de Chaput (1917, p. 120). La plus récente, plutôt associée au Weichsélien supérieur, culmine à une dizaine de mètres au-dessus du lit de la Loire (Menot *et al.* 1997a ; 1997b, p. 63).

Les stations hydrologiques les plus proches, et pour lesquelles les mesures ont pu se faire sur un temps assez long, sont respectivement situées à 19 km en amont et 71 km en aval de la fenêtre étudiée (en suivant le tracé actuel). Aucun affluent vraiment important ne se jette dans la Loire sur ce tracé de presque 100 km, et le débit varie donc assez peu entre les deux stations, alors que la surface drainée augmente de presque 3000 km² (Fig. 83). La principale différence observable entre les deux sites de mesure est l'amortissement vers l'aval de l'effet de la fonte des neiges dans le Massif Central sur les débits de printemps. La légère diminution des débits de mai est compensée, à Gien, par l'effet de l'augmentation des précipitations hivernales qui caractérisent le climat pluvio-évaporal océanique (Giret 2012, pp.266-269).

3.2. ÉTAT DE LA RECHERCHE GÉOARCHÉOLOGIQUE

Ce secteur restreint n'a pas fait l'objet de recherches géoarchéologiques proprement dites avant les travaux présentés ici, menés en parallèle des prospections subaquatiques débutées en 2009. Des travaux ont été menés immédiatement en aval du Bec d'Allier sur l'évolution de la dynamique fluviale depuis la fin du Moyen Âge (Gautier *et al.* 2003). On peut également citer

des réflexions plus globales à l'échelle de l'ensemble de la Loire moyenne sur l'influence de l'endiguement sur le régime fluvial depuis le Moyen Âge (Garcin *et al.* 2006). Des recherches concernant les aménagements hydrauliques modernes ont été menées en partie dans le secteur d'étude à partir de cartes anciennes (Temam et Grivel 2009 ; Temam 2012). Le site de la Charité a également bénéficié de deux travaux de thèse concernant la dynamique récente (depuis 1850) en ce qui concerne, entre autres, l'évolution des îles (Grivel 2008) et l'incision du chenal (Nabet 2013), l'ensemble devant également servir pour la gestion du fleuve actuel.

Il faut atteindre l'Orléanais, à plus de 150 km de cette fenêtre, pour qu'on puisse trouver des travaux géoarchéologiques sur l'ensemble de l'Holocène, notamment la thèse de C. Castanet (2008), faisant suite aux nombreuses études géoarchéologiques menées entre autres dans les vals d'Orléans, d'Avaray, Triple et d'Authion à partir de la seconde moitié des années 1990 (Carcaud et Garcin 2001, Carcaud *et al.* 2002). Sans rentrer dans le détail, ces travaux sont résolument pluridisciplinaires et croisent aussi bien les résultats issus de l'analyse des sédiments que la géophysique, la géomorphologie, les archives anciennes ou l'étude des assemblages paléoécologiques, le tout bénéficiant de datations radiocarbone et OSL afin de construire un cadre chronologique solide. Des comparaisons peuvent donc être faites avec les observations datées obtenues sur ce secteur dans le cadre de nos travaux, bien que les distances entre les sites étudiés à partir d'Orléans et notre fenêtre soient très importantes et, par conséquent, les corrélations à nuancer.

3.3. CONTEXTE ARCHÉOLOGIQUE : LE SITE DE LA CHARITÉ-SUR-LOIRE

La Charité-sur-Loire est connue pour son prieuré clunisien fondé en 1059 sur la rive droite de la Loire (Arnaud 2010, paragraphe 10). Deux ponts relient actuellement les rives du fleuve à l'île du Faubourg, dont l'un, côté bourguignon, bâti en pierre et inscrit à l'inventaire des Monuments Historiques, pourrait avoir été édifié en 1520. Cependant cette datation, souvent reprise, n'a pas pu être vérifiée dans les documents d'archive et reste par conséquent assez incertaine (Foucher 2013, p. 109). En dehors de la période médiévale, la carte archéologique n'est pas très riche dans ce secteur précis. On y mentionne quelques découvertes protohistoriques : des sépultures retrouvées au XIX^e siècle, et une enceinte au XX^e siècle. Pour la période gallo-romaine, sont indiquées des trouvailles consistant en des tessons de céramique, un niveau d'habitation, un sarcophage, des monnaies et une intaille (Bigéard et Bouthier 1996, pp. 100-101).

Dans le cadre des études archéologiques menées depuis 2009, plusieurs campagnes de prospection ont eu lieu dans le lit même de la Loire, où peu d'investigations avaient été menées jusqu'ici, alors que le prieuré de la Charité a par ailleurs fait l'objet de nombreuses études, principalement à partir des années 1960 (Arnaud 2010, paragraphes 2 à 9). Les prospections subaquatiques ont permis de mettre en évidence de nombreuses structures médiévales dans le lit du fleuve actuel (Fig. 84) :

- Dans le chenal secondaire entre la rive gauche et l'île du Faubourg, on peut voir au moment des basses eaux dix-neuf piles de pont formées de huit pieux chacune (sauf une, qui n'en contient que quatre), très régulièrement espacées (Fig. 85). Les datations dendrochronologiques réalisées sur deux pieux (127 et 130) montrent que le pont a été bâti à partir de chênes abattus au cours de l'hiver 1248-1249 (Dumont *et al.* 2010, p.30 ; Lavier 2010, Annexe 3, pp.3 à 4 dans Dumont *et al.* 2010). Cette datation affine celles qui avaient été faites par radiocarbone et plaçaient cette structure entre le XI^e siècle et le XIII^e siècle (Dumont *et al.* 2009). La longueur connue du pont a été largement augmentée par la découverte, en 2010, d'une nouvelle pile à plus de 70 m au nord-ouest des derniers bois connus, portant la longueur minimale de cette structure dont on ne connaît toujours pas l'extension totale à plus de 200 m. Cet ensemble montre un angle très important (60 à 65°) par rapport à l'axe du chenal actuel, alors que ce type de construction n'a pas pu être établi autrement que perpendiculairement à l'écoulement principal au Moyen Âge, et montre donc que la partie ouest du fleuve présentait un chenal bien plus large qu'actuellement, et un écoulement orienté vers le nord/nord-est et non au nord comme de nos jours.

- Deux différents pièges à poissons fixes médiévaux, dont les limites restent indéfinies, ont été identifiés dans le même chenal secondaire que le pont, un peu en aval de celui-ci (Fig. 84). Le premier, constitué de trente-huit piquets, barre le chenal en oblique sur 35 m au moins. Deux piquets datés par radiocarbone indiquent que cette construction est mise en place entre la fin du XII^e siècle et la fin du XIII^e siècle (Dumont *et al.* 2011d, p. 51). Le second barre le chenal en oblique sur 95 m, et est constitué d'au moins deux cent cinquante-cinq piquets. Là aussi, deux piquets ont été datés dans une fourchette comprise entre le début du XIII^e et l'extrême fin du XIV^e siècle. (Dumont *et al.* 2009, p.13).

- Dix ensembles de pieux, parfois associés à d'importantes quantités de pierres, sont répartis dans le chenal principal entre la rive droite et l'île du faubourg (Fig. 84). Près de 1500 bois ont été topographiés rien qu'en 2010 (Dumont *et al.* 2011d, p. 51). Parfois difficiles à différencier, ces ensembles appartiennent probablement à des écluses ou pièges à poisson, des

digues et des bases de moulins sur pilotis. Les vingt-trois analyses radiocarbone réalisées sur ces vestiges permettent de dater leur mise en place dans une fourchette comprise entre le XI^e siècle et le XIV^e siècle. Les ensembles 3 et 8, des bases de moulins sur pilotis, ont fait l'objet de datations dendrochronologiques (Dumont *et al.* 2013, p.19 et 21 à 22). L'ensemble 3 (deux dates) a été implanté avec des bois coupés à l'hiver 1226 et à la fin de l'année 1239. L'ensemble 8, quant à lui, a fait l'objet d'une datation sur un bois mis en place dans les années 1230/1240.

- Dans les caves des maisons actuelles de La Charité-sur-Loire, près du quai contemporain bordant le fleuve, des arches en arcs brisés ont été repérées et étudiées (Foucher 2013 ; Fig. 84). Elles correspondent à une chaussée montante ou un pont qui a été absorbé et assimilé par l'urbanisme gothique et renaissance de la ville. Ces arches pourraient dater de la phase médiévale du pont reliant la ville à l'île du Faubourg, entre la fin du XII^e siècle et le XV^e siècle.

L'abondance, la diversité et la grande extension de ces vestiges médiévaux bien datés montrent certainement l'emprise qu'a pu avoir le prieuré de La Charité-sur-Loire, notamment entre le XI^e siècle et le XIV^e siècle, sur le fleuve et ses ressources. La pêche et la meunerie ont alors été intensément développées, et des axes de franchissements ont été implantés sur cette étape constitutive du réseau de chemins menant à Saint-Jacques de Compostelle (Dumont *et al.* 2011d, p. 52).

Il faut aussi mentionner la découverte de vestiges modernes, comme la levée de Passy située deux kilomètres en aval de l'île du Faubourg, dont un des pieux a été coupé au cours de l'hiver 1716-1717 (Dumont *et al.* 2011e, p. 10). Une épave moderne à contemporaine (entre 1640 et 1960 cal AD) a également été retrouvée (Dumont *et al.* 2009, p. 16 ; Fig. 84), ainsi que différents états de ponts juste sous le pont actuel reliant la rive ouest à l'Île du Faubourg (Dumont *et al.* 2010 et 2011e). À l'inverse, il faut aussi remarquer l'absence totale de vestiges antérieurs au XI^e siècle, qui est, dans un sens, aussi significative que la surabondance d'implantations au XIII^e siècle.

CHAPITRE IV - FENÊTRES D'ÉTUDE DU BASSIN VERSANT DE LA SAÔNE

1. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES

1.1. RELIEF ET GÉOMÉTRIE

Le bassin versant de la Saône, dont fait partie le sous-bassin du Doubs, couvre 29950 km² avant que la rivière rejoigne le Rhône à Lyon, où la Saône apporte les eaux drainées sur l'équivalent du tiers du bassin versant du Rhône dans sa totalité (Giret 2012, p. 21). Cette rivière, à l'inverse de la Loire, coule bien au centre de son bassin versant, exception faite de sa partie est, principalement formée par le bassin versant du Doubs (Fig. 86). Elle est issue de la bordure méridionale des Monts Faucilles dans les Vosges. Les deux profils en long de la Saône et du Doubs montrent des différences très marquées qui sont l'héritage de leurs origines distinctes (Fig. 87). Le profil de la Saône présente ainsi une concavité très régulière, analogue à ce que l'on a pu observer pour la Loire à plus petite échelle (Fig. 57). Le profil en long du Doubs, outre des altitudes plus élevées, est bien plus contrasté, les 150 premiers kilomètres étant particulièrement encaissés dans la haute chaîne avant de passer dans le Jura Suisse et d'atteindre le grand virage en épingle pris alors par le tracé du Doubs. L'altitude diminue rapidement par la suite mais le Doubs garde une pente assez forte jusqu'à sa confluence avec la Saône.

Le modelé du bassin versant de la Saône est principalement caractérisé par la présence de la dépression du Fossé bressan dans lequel coule le principal affluent du Rhône, et qui draine tous les cours d'eau prenant source sur les hauteurs bordant cette plaine de plus de 250 km de long sur 50 km de large.

1.2. HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET LITHOLOGIES

La géologie du bassin versant de la Saône est présentée figure 88. L'emplacement du futur bassin versant de la Saône a fait partie intégrante, au cours de l'ère primaire, de la zone interne de la chaîne hercynienne (Mégny 1980, vol. 1 p. 27). À la fin du Carbonifère, vers 300 Ma, les fosses continentales créées par l'orogénèse hercynienne finissante se remplissent de sédiments issus de l'érosion du socle antérieur et de la cordillère, mais également de roches

volcaniques et de dépôts continentaux palustres (Debrand-Passard 1984, p. 58). Le démantèlement de la chaîne hercynienne finit de combler les bassins par une sédimentation de plus en plus gréseuse à la fin de l'ère Primaire et surtout au Permien, dont certains dépôts sont toujours observables dans les Vosges et le Morvan (Debrand-Passard 1984, p. 30). Les dépôts sont principalement fluviaux au début du Trias, comme en témoignent les grès vosgiens. Les cours d'eau à l'origine de ces roches s'écoulaient alors vers la mer germanique de plus en plus proche au cours du Bundsandstein, le milieu marin transgressif occupant de plus en plus l'Est de la France au cours du Muschelkalk avant d'envahir le Bassin parisien (Mégny 1980, pp. 68-70). La sédimentation est par la suite principalement marine au cours de l'ère secondaire au niveau du bassin versant de la Saône, les seules zones émergées tout au long de cette période étant le Morvan, le Massif Central et une partie des Vosges (Mégny 1980, vol. 2).

L'érosion est intense après le retrait de la mer de la Craie dont dépendaient le Jura et la Bresse à la fin du Mésozoïque, la quasi-totalité des dépôts crétacés étant alors remaniée à l'échelle de la Bourgogne (Debrand-Passard 1984, pp. 375 et 403). Au Tertiaire, la mise en place du Fossé bressan participe de la formation des différents rifts ouest-européens en réponse à l'orogénèse alpine (Peulvast *et al.* 2013, p. 8). Au nord, ce fossé d'effondrement laisse place aux plateaux calcaires du seuil de Bourgogne et de Haute-Saône, tandis qu'à l'ouest on trouve les terrains primaires du Mâconnais, du Charolais, du Beaujolais et des Monts du Lyonnais, dont la partie orientale est souvent recouverte par des sédiments mésozoïques marins. L'est du Fossé bressan est localement chevauché par les roches du Jura externe, et au nord-est le horst du Massif de la Serre sert de point d'appui aux avant-monts chevauchants de la vallée de l'Ognon (Petit 1993, p. 18).

Le Fossé d'effondrement de la Bresse, où coule majoritairement la Saône de nos jours, commence à se compartimenter après l'émersion post-Crétacé, à l'Éocène, sous l'influence de la tectonique pyrénéo-provençale. Le comblement des zones subsidentes est alors lacustre (Lefavrais-Raymond 1962, p.77 ; Fig. 89 B). C'est dans le cadre du grand système distensif ouest-européen, à l'Oligocène ($33,9 \pm 0,1 - 23,03$ Ma), que se structure réellement le Fossé bressan, composé de trois bassins effondrés séparés par des horsts, soit d'est en ouest la Bresse burgienne, la Bresse louhannaise et la Bresse chalonnaise (Petit 1993, p.18 ; Fig. 89 A). Le remplissage synchrone et postérieur à cette structuration, parfois épais d'un millier de mètres, est conglomératique sur les bordures et lagunaire au centre des bassins. Au début du Miocène, au cours de l'Aquitainien ($23,03 - 20,43$ Ma), l'ensemble de la sédimentation est lacustre. Après une phase d'émersion se déposent deux niveaux de molasse, l'une est marine et date du Tortonien ($11,608 - 7,246$ Ma), l'autre est continentale et contemporaine d'un chevauchement

jurassien entre la fin du Miocène et le début du Pliocène (*ca.* 5,332 Ma). Deux séquences formées de marnes lacustres à palustres puis de sables et de graviers fluviaux se déposent ensuite, la première entre 5,2 (date incertaine) et 3,4 Ma, la seconde du début du Quaternaire (2,588 Ma) à l'actuel. L'ensemble de ces séquences montre un déplacement des zones de dépôts vers l'ouest en réponse au soulèvement, contemporain des dépôts, de la bordure est du Fossé bressan (Petit 1993, p. 290). L'histoire du remplissage bressan au cours de la première moitié du Quaternaire est représentée sur la figure 89 C. Elle a été largement influencée par les avancées glaciaires issues des Alpes, notamment au cours de la glaciation du Riss ($\pm 390000 - 123000$ BP), où un barrage glaciaire se met en place au sud du Fossé bressan, ce qui aurait pu provoquer le dépôt de sédiments lacustres en amont de cette retenue (Astrade 2005, pp. 56-59).

Une autre hypothèse indique qu'en lieu et place d'un barrage glaciaire, le cône de déjection de l'Azergues aurait pu former la retenue responsable de la sédimentation lacustre en amont (Fleury 1983, p. 95). Les modalités exactes du remplissage quaternaire de la Bresse font donc encore débat, notamment sur les âges précis de certains dépôts et leurs conditions de mise en place. C'est en tout cas au cours de cette période marquée par plusieurs glaciations que l'on décèle les premières traces de dépôts fluviaux de la Saône, au sein du terme inférieur de la formation de Saint-Cosme, vraisemblablement datée de la fin du Riss (Fleury 1983, p. 94).

Le Fossé bressan, dans lequel coulent aussi bien la Saône que le Doubs aval est donc principalement composé de sédiments meubles argileux et d'alluvions plus ou moins grossières.

1.3. HYDROLOGIE ET INFLUENCES CLIMATIQUES

En une année, la Saône apporte 14,8 km³ d'eau au Rhône, ce qui représente à peine plus de 50 % du débit annuel de la Loire, et 5,3 % des écoulements français évalués à 280 km³ par an (Giret 2012). Les massifs montagneux où ces deux cours d'eau prennent leur source sont particulièrement bien arrosés (Wasson *et al.* 2002, p. 100), mais cette importante pluviosité est nuancée lorsque l'on observe l'ensemble du bassin :

- Le Doubs est influencé par l'infiltration karstique, importante dans le Jura, qui a une influence notable sur les écoulements de surface. Le Doubs, par exemple, perd beaucoup de son débit à l'aval de Pontarlier, ces eaux alimentent par la suite les sources de la Loue, puis à nouveau le Doubs à la confluence située à Parcey (Pagney 1988, p. 198). Le régime du Doubs amont est en partie influencé par le climat de montagne de la haute chaîne du Jura, ce qui se traduit par un régime nivo-pluvial à pluvio-nival océanique jusqu'au Jura suisse. Après le détour

de la rivière vers le sud-ouest, les écoulements deviennent principalement pluvio-évaporal océanique, et ce malgré le soutien important que fournit le karst au cours de l'année (Giret 2012, p. 281). La répartition des débits traduit tout de même, pour quelques stations, un climat pluvio-nival dans la seconde partie du Doubs, ce qui montre la part importante prise par la fonte du manteau neigeux dans les débits des rivières jurassiennes, et ce malgré l'importante infiltration karstique. Cette disparition progressive de l'effet de la couverture neigeuse au profit des précipitations hivernales est particulièrement évidente lorsque l'on observe la répartition des débits saisonniers de l'amont vers l'aval (Fig. 90 B). Les forts débits printaniers consécutifs à la fonte du manteau neigeux sont de moins en moins perceptibles vers l'aval tandis que les écoulements hivernaux prennent de plus en plus d'importance.

- La Saône, bien que drainant les territoires à fortes pluviosités de la Haute-Saône et des Vosges, rencontre une zone beaucoup moins arrosée lorsqu'elle parcourt la Bresse, alors même que les bordures de celle-ci reçoivent de plus fortes précipitations qui finissent par alimenter la Saône (Giret 2012, p. 280). Le climat continental ne se manifeste, en France, qu'à titre d'influence, uniquement perceptible sur la plaine d'Alsace, le nord de la Franche-Comté, les plateaux bourguignons et, dans une certaine mesure, dans le nord de la Bresse (Pagney 1988, pp. 52-53). Ce type de climat n'a qu'une influence réduite sur la Saône au regard de l'importance écrasante du climat océanique qui prévaut largement sur l'ensemble du bassin, comme le révèle l'analyse quantitative de l'ensemble des stations de jaugeage de la Saône et de ses affluents (Giret 2012, p. 281 ; Fig. 90 A). On peut aussi remarquer que des influences climatiques méditerranéennes peuvent se faire sentir jusqu'à Dijon en remontant le couloir rhodanien puis la Bresse, avec des pluies automnales grossissant la Dheune, l'Azergues ou encore la Grosne (Astrade 2005, p. 28).

Les courbes de l'évolution du débit brut avec la surface drainée montrent une progression régulière pour les deux cours d'eau, la droite de corrélation présentant un coefficient directeur de 0,016 ($R^2=0,9948$) pour la Saône et de 0,023 ($R^2=0,9937$) pour le Doubs (Fig. 91). Ces valeurs sont plus importantes que celles de la Loire, pour laquelle la droite de corrélation de la courbe d'augmentation du débit brut avec la surface drainée n'est que de 0,008 ($R^2=0,9947$). Cette différence entre les bassins de la Loire et de la Saône s'explique probablement par la quantité importante de précipitations sur les bordures de ce dernier bassin versant, dont fait partie le sous-bassin du Doubs. L'évolution des débits spécifiques avec la surface drainée montre une grande différence entre la Saône et le Doubs (Fig. 91). Pour la Saône, le débit spécifique est relativement constant d'amont en aval en dépit de l'évapotranspiration qui diminue habituellement cette valeur au fur et à mesure que la surface du bassin versant

augmente. Les nombreux affluents alimentant la Saône jouent certainement un grand rôle dans le maintien du débit spécifique tout au long du cours de la Saône, et viennent compenser les pertes. Le Doubs présente un profil très différent, avec une tendance globale à la diminution. On remarque toutefois une chute brutale du débit spécifique en amont du bassin, alors que le Doubs circule encore dans la Haute chaîne jurassienne et que le débit est soutiré par les karsts. Le débit spécifique augmente ensuite de nouveau immédiatement en amont du double virage emprunté par le Doubs avant de couler en direction du sud-ouest, puis de rejoindre la Bresse où une partie des eaux karstiques le rejoint *via* La Loue.

1.4. BILAN : SECTORISATION DE LA SAÔNE

D'une manière générale, les différents secteurs de la Saône sont souvent nommés, d'amont en aval, « cours supérieur » de la source à Cendrecourt, « Haute Saône » jusqu'à Gray, puis « Petite Saône » jusqu'à la confluence avec le Doubs, et enfin « Grande Saône », de Verdun-sur-le Doubs à l'agglomération lyonnaise (Astrade 2005, p. 113).

Plus finement, L. Astrade a proposé une division du cours de la Saône en onze tronçons, bornés par des changements dans la dynamique alluviale et les paramètres géomorphologiques (Fig. 92). Des vingt-deux hydroécorégions proposées par Wasson *et al.* (2002), à l'échelle du territoire national et sur un ensemble de critères géomorphologiques, géologiques et hydroclimatiques, sept sont dans par l'emprise du bassin versant de la Saône (Fig. 32). Toutefois, le cours de la Saône concerne principalement trois d'entre elles : les Vosges, les Côtes calcaires de l'est et la Plaine de la Saône, le Doubs drainant principalement l'hydroécorégion Jura-Préalpes du nord. Les deux dernières écorégions recoupées par le bassin versant de la Saône sont celles du Massif Central nord et sud, et seul leur bord oriental est concerné, drainé par les affluents de rive droite de la Saône.

Le Doubs est généralement divisé en quatre secteurs représentés figure 93.

2. FENÊTRE DE LA SAÔNE AMONT

2.1. CONTEXTE NATUREL

Le secteur d'étude est situé au nord du Fossé bressan, en aval de la confluence Saône-Ognon qui marque la limite entre les départements de Côte-d'Or et de la Haute-Saône, et entre les régions Bourgogne et Franche-Comté (Fig. 94). Le relief local est particulièrement marqué par cette confluence, qui se produit au niveau d'un abaissement significatif des altitudes du lit majeur. On remarque également la présence de deux avancées de très faibles altitudes qui forment des « épis » barrant en partie le lit majeur (Fig. 94). Immédiatement en amont du secteur d'étude, la Saône forme ainsi un coude et passe d'une orientation nord/sud à une orientation quasiment est/ouest au droit de la confluence avec l'Ognon, puis prend une direction nord-est/sud-est juste en amont de l'agglomération de Pontailler-sur-Saône. Du point de vue structural, la confluence Saône-Ognon est située au niveau de trois compartiments tectoniques limités par des failles qui ont une certaine influence sur le lit majeur. Les compartiments faillés sont effondrés vers l'ouest, où ils décalent les couches géologiques de 8 m au maximum (Campy *et al.* 1983, p. 22).

À Pontailler même, le lit mineur de la Saône est surplombé par des terrains plus anciens en rive droite qu'en rive gauche (Rat *et al.* 1982 ; Chauve *et al.* 1983). Les premiers sont datés du Crétacé, de l'Oligocène et du Pléistocène inférieur (Campy *et al.* 1983). Ils forment notamment le Mont Ardoux, qui marque très nettement la limite occidentale de la plaine alluviale de la Saône. La forme de la bordure ouest du lit majeur semble d'ailleurs montrer une érosion provoquée par des méandres de grande amplitude. Les terrains de la rive gauche, en revanche, dévoilent l'histoire alluviale plus récente de la Saône, puisqu'ils seraient formés de dépôts associés aux glaciations du Riss et du Pléniglaciaire würmien. Il s'agit respectivement des dépôts de la formation de Saint-Cosme et de la terrasse dite de Saint-Usage ou terrasse de 5 m. Ces deux formations sont en partie érodées et constituent les deux « épis » barrant en partie le lit majeur de la Saône évoqués plus tôt.

La figure 95 regroupe les caractéristiques du lit majeur actuel dans ce secteur. Outre une sinuosité globale élevée, on remarque la faiblesse des valeurs de pente ainsi que la grande largeur du lit majeur, en particulier au niveau de la confluence avec l'Ognon immédiatement en amont de l'agglomération de Pontailler-sur-Saône. L'ensemble de ces caractéristiques est probablement hérité de la compartimentation tectonique du secteur de la confluence avec l'Ognon, dont le bloc le plus bas se trouve à l'ouest et a sûrement provoqué une forte

accommodation au cours du temps, qui se traduit aujourd'hui par une plaine particulièrement plane en surface, parcourue par de nombreux chenaux assez sinueux, plus ou moins actifs autour du lit mineur de la Saône actuelle.

Les données hydrologiques récentes ont été obtenues à partir de stations de mesure situées 61 km en amont et 12 km en aval de la fenêtre d'étude en suivant le tracé de la Saône, ainsi que sur la dernière station de l'Ognon avant sa confluence avec la Saône, à Pesmes. L'analyse des mesures montre l'influence de cet affluent jurassien sur le régime de la Saône (Fig. 96). En termes de débit moyen, il représente la moitié de la Saône avant la confluence. La distribution des débits bruts et des modules spécifiques au cours de l'année montre de grandes similitudes entre l'Ognon et la haute Saône, avec notamment d'assez faibles variations de débit par rapport à la moyenne au cours de l'année, et une modération de 6, qui entre dans la catégorie de la modération médiane à l'échelle du territoire (Giret 2012, p. 150). En revanche, la station d'Auxonne, en aval de Pontailler, présente une plus grande variabilité de débits par rapport à la moyenne au cours de l'année, tout en gardant un débit constant au cours des mois d'été. Ce dernier point est probablement lié à la proximité entre la station de mesure et l'écluse du canal ayant rescindé la sinuosité immédiatement en aval de la ville d'Auxonne. La modération est élevée avec une valeur de 3,28 au niveau de cette station de mesure, en raison des débits importants d'été, artificialisés pour conserver une hauteur minimale.

2.2. ÉTAT DE LA RECHERCHE GÉOARCHÉOLOGIQUE

Les travaux concernant l'origine et le remplissage des sédiments du Fossé bressan ont été relativement abondants pour le Pliocène et le Quaternaire (Clair 1973 ; 1982 ; Fleury 1983 ; Fleury *et al.* 1982 ; 1985 ; Campy 1982 ; Campy *et al.* 1983 ; Bonvalot 1988 ; Petit 1993). En revanche, les dépôts holocènes de la vallée de la Saône ont été relativement peu étudiés, à l'exception de la partie sud de la Grande Saône, pour laquelle on peut citer les travaux menés sur les abords de Lyon (Bravard 1997a ; Astrade et Bravard 1999 ; Astrade 2005).

2.3. CONTEXTE ARCHÉOLOGIQUE

Le secteur de Pontailler-sur-Saône est très riche en vestiges archéologiques, notamment pour la période antique. Récemment, les travaux de R. Grebot ont permis de recenser de façon complète et diachronique les découvertes effectuées sur cette commune (Dumont *et al.* 2011f, pp. 8-30). Quelques objets remontent à la Pré- et protohistoire, mais aucune occupation de ces périodes n'a été fouillée.

A La Tène finale, les limites des territoires gaulois, qui ont perduré au travers des anciennes limites de diocèses, les vestiges archéologiques (Barral *et al.* 2002), et les données épigraphiques (Goudineau et Peyre 1993, Kasprzyk *et al.* 2012), placent l'actuelle agglomération de Pontailler-sur-Saône sur la limite territoriale entre les Lingons et les Séquanes, tandis que le territoire Éduen se situerait à proximité (entre 15 et 40 km), au sud-ouest de la ville (Fig. 70). Cette incertitude est en partie liée aux imprécisions et modifications des limites médiévales des diocèses, ainsi qu'au manque de découvertes venant appuyer le découpage proposé (Kasprzyk *et al.* 2012, p. 112).

L'importance de Pontailler après la conquête romaine semble être assez bien établie par les nombreuses découvertes réalisées sur la commune qui se trouve au croisement d'axes fluviaux et routiers. Il s'agit notamment de la voie Besançon-Langres qui passait par l'agglomération civile et militaire de Mirebeau, située à une douzaine de kilomètres au nord-ouest de Pontailler, et qui est connue, entre autres, pour avoir été occupée par la VIII^e légion (Bénard *et al.* 1994 ; Provost 2009). Une tuile estampillée de ce corps d'armée a d'ailleurs été découverte en 1908 sur le Mont Ardoux à Pontailler (Dumont *et al.* 2011f). D'autres voies pourraient avoir existé le long de la Saône, notamment sur le trajet Saint-Jean-de-Losne/Auxonne/Pontailler, sans pouvoir toutefois être attestées en l'état actuel de la recherche. La présence de militaires à Pontailler semble confirmée par la découverte d'un autel daté de 150 ap. J.-C., élevé par un sous-officier probablement stationné là en garnison (Héron de Villefosse 1908, p. 132).

Il est possible que Pontailler ait alors formé un point de rupture de charge entre transport fluvial et terrestre, où se trouvaient réunis un franchissement de la Saône ainsi qu'un port, localisé au pied du Mont Ardoux, qui domine la Vieille Saône (Fig. 97). Dans ce bras encore en eau et de taille relativement importante, on mentionne, lors d'un assèchement survenu en 1802 et 1808, la présence d'une structure en pierres de près d'un kilomètre de long, interprétée comme un quai, recouverte en partie de débris de bâtiments (Bénard *et al.* 1994 ; Petit *et al.* 1994 ; Dumont *et al.* 2011f, p. 19). Cette couche de démolition semble s'épaissir à mesure qu'on approche du centre du chenal de la Vieille Saône. Ce bras a été curé dans les années 1960, et on ne sait pas si cette structure est encore conservée. Une partie de ses éléments aurait pu servir à la construction d'un quai moderne en grand appareil, comme semble le confirmer l'observation d'une inscription faite en 1924 (Dumont *et al.* 2011f, p. 19).

Des gués ont pu être utilisés pour franchir la Vieille Saône et le bras principal actuel à l'époque romaine ou antérieurement. En effet, des hauts fonds repérés sur un profil de 1839 du chenal principal, qui montre en deux points des hauteurs d'eau inférieures au mètre (Laurent

1993, p. 11). On indique en outre dans des articles anciens l'existence d'« *un pont romain qu'on voit encore aux basses eaux* » (Lejay 1889, p. 189 ; Héron de Villefosse 1908, p.132).

Les prospections subaquatiques menées en 2011 ont permis de confirmer que des vestiges de ponts anciens sont conservés aux abords du pont routier actuel, dans le chenal principal à l'est de la ville (Dumont *et al.* 2011f, pp. 28-30). Ces vestiges se présentent sous la forme d'un ensemble de pieux de fondation localisés en amont immédiat du pont, au niveau des deux premières travées du franchissement actuel en partant de la rive droite (Fig. 98). La troisième travée, quant à elle, est encombrée des débris du pont détruit au cours de la Seconde guerre mondiale. Des vestiges d'anciens ouvrages pourraient également être conservés en ce point, mais ils sont actuellement inaccessibles.

Les pieux de fondation observés sont probablement issus de différents états de franchissement, comme en atteste la présence de différentes essences (chêne et conifères). Des bois horizontaux mortaisés ont également été remarqués, et pourraient provenir de caissons de piles ou des superstructures d'un ou plusieurs ponts démolis. Le plan des vestiges comprend pour le moment cent seize bois topographiés, mais il est encore partiel (prospection non terminée) et difficile à déchiffrer étant donné la superposition des structures au cours du temps. L'érosion ayant affecté les vestiges est assez différenciée selon les secteurs, certains pieux sont en effet très décaissés tandis que d'autres n'émergent qu'à peine du sédiment.

Six datations radiocarbone ont pu être réalisées, dont cinq sur des pieux et une sur une poutre horizontale mortaisée. Deux des pieux verticaux sont datés de la période gallo-romaine avec les intervalles suivants : 2-134 cal AD et 70-225 cal AD (Fig. 98). Ces datations confirment la présence, dans le chenal principal actuel, d'un franchissement romain, déjà fortement soupçonné par d'autres auteurs et lors de la prospection subaquatique même, en raison de fragments de *tegulae* coincées entre les pieux. Le plan, bien qu'encore très partiel et devant être complété, pourrait suggérer un pont à travées simple analogue à celui découvert dans le lit de la Vienne au niveau de sa confluence avec la Loire (Dumont *et al.* 2007b).

Au cours de la période médiévale, la ville de Pontailier est mentionnée dès 869 comme « *Pontiliacum, palatium regis* » (cartul. de S.-Étienne, I, f° 3 r° dans Roserot 1924, p.305), ce qui atteste l'existence d'un palais royal carolingien. La rive gauche de la Vieille Saône, où l'on mentionne un château fort en 1257, est située en Comté et entre en 1302 dans le domaine des Ducs de Bourgogne (Roserot 1924, p.305). L'actuelle commune de Pontailier est divisée en trois faubourgs séparés par des bras plus ou moins actifs au Moyen Âge (Fig. 97), et deux

paroisses se font face de part et d'autre de la Vieille Saône. Le château fort se serait situé dans le Faubourg Saint-Maurice, mais on ne connaît pas la localisation du palais royal carolingien.

On signale également la présence de pêcheries sur la Saône et l'Ognon dans les comptes de la châtellenie de Pontailler (Beck 2008, p. 238), mais encore mal localisées car se référant à des toponymes actuellement disparus (Dumont *et al.* 2011f, p. 28). Diverses mentions de la fin du Moyen Âge attestent la présence de ponts sur les deux bras en eau séparant les trois faubourgs, mais pas pour le chenal principal actuel à l'est (Dumont *et al.* 2011f, pp. 22-27). Il s'agit peut-être d'un biais dans l'étude archivistique qui est loin d'être achevée, le franchissement étant avéré en ce point pour l'époque moderne.

Un des pieux retrouvés dans le chenal principal actuel a en effet été daté par radiocarbone entre 1528 et 1955 cal AD, et les trois autres bois dans une fourchette comprise entre le milieu XVII^e et le milieu du XX^e siècle. Ces résultats concordent avec les données des archives modernes et contemporaines qui attestent plusieurs états de ponts en bois sur le chenal principal.

Ainsi, dès 1590¹⁶, on ne compte pas moins de six franchissements sur l'ensemble du lit majeur au niveau de Pontailler-sur-Saône. D'ouest en est, les deux premiers ponts sont ceux que l'on retrouve dans les textes de la fin du Moyen Âge, et qui traversent respectivement la Vieille Saône et un bras aujourd'hui comblé séparant les faubourgs Saint-Maurice et Saint-Éloi. Le troisième pont franchit le chenal actuel de la Saône, et les trois derniers des bras morts ou des chenaux saisonniers probablement régulièrement réactivés lors des crues, que l'on retrouve par la suite dessinés sur l'*Atlas des routes de la Province de Bourgogne* de 1759, ainsi que les trois ponts déjà mentionnés à l'ouest.

La problématique des différents franchissements et de leurs modalités est particulièrement intéressante dans ce secteur très riche en occupations depuis l'Antiquité, puisqu'elle est étroitement liée aux nombreux bras de la Saône encore visibles dans ce secteur.

¹⁶ Terrier de la Châtellenie de Pontailler, ADCO, E 496/97 liasse DD66, cité par Dumont *et al.* 2011f, p. 21

3. FENÊTRE DU DOUBS AVAL

3.1. CONTEXTE NATUREL

La fenêtre du Doubs aval est située au nord-est de la Saône-et-Loire, à quelques kilomètres des départements de la Côte d'Or, au nord, et du Jura, à l'est (Fig. 99). La fenêtre d'étude, du point de vue structural, est située sur la bordure est de la Bresse chalonnaise, séparée de la Bresse louhannaise par le horst de l'axe tectonique de Sennecey-la Serre (Fig. 89 A). Les unités géologiques affleurant dans ce secteur sont assez récentes, puisque les plus anciennes datent de la fin du Pliocène, plus précisément du Reuvérien (ou Plaisancien, daté entre 3,6 et 2,588 Ma ; Fleury 1982 ; Fleury et Clozier 1985). Il s'agit des dépôts synchrones de la mise en place des Cailloutis de la Forêt de Chaux en Bresse du Nord, qui deviennent de plus en plus fins à mesure que l'on s'éloigne de la source de cette sédimentation détritique, c'est-à-dire le système Aar-Doubs, qui drainait une partie des Alpes avant de rejoindre le Doubs (Fleury *et al.* 1985, p. 8). L'Aar a ensuite été capturé par le Rhin dans le Fossé rhénan et le Doubs s'est incisé d'une centaine de mètres au cours du Quaternaire dans sa vallée moyenne, entourée des calcaires jurassiens (Petit 1993, p. 306). Dans le secteur étudié, les dépôts contemporains du système Aar-Doubs sont principalement les Sables de Neublans, les Sables de Foulenay et les Marnes de Bresse, ces dernières étant surtout présentes en rive droite de la Saône. Le début du Pléistocène se manifeste par un remaniement des dépôts de la Forêt de Chaux, d'origine alpine (Petit 1993, p. 289), parfois associés à des éléments issus des plateaux calcaires jurassiens et des lentilles palustres voire lacustres (Fleury *et al.* 1985, p. 16). La formation qui se met ensuite en place débute par une érosion assez importante des dépôts antérieurs, puis par la mise en place de dépôts fluviaux, eux-mêmes par la suite surmontés de dépôts fluvio-lacustres. Il s'agit des deux termes de la formation de Saint-Cosme, dont la sédimentation à tendance lacustre pourrait avoir été causée par la mise en place d'un barrage glaciaire au sud de la Bresse, dont les moraines externes des Dombes seraient les vestiges (Astrade 2005, pp. 56-59). Il faut toutefois souligner que, pour certains auteurs, la mise en place de ces sédiments en contexte calme auraient aussi pu être favorisée par la présence d'un barrage non pas dû aux avancées morainiques mais au cône alluvial de l'Azergues aux environs de Villefranche-sur-Saône (Fleury 1985, p. 17). Indépendamment des modalités de leur mise en place, les affleurements de la formation de Saint-Cosme occupent la plus grande partie de la fenêtre d'étude, la vallée actuelle du Doubs s'incisant dans les dépôts de cette formation. Elle serait, sur la base d'un large faisceau de présomptions, datée du Riss, et plus précisément de la dernière phase de cette

glaciation (Fleury 1982, p. 93, Astrade 2005, p. 57), ce qui correspondrait au stade isotopique MIS 6 compris entre 191000 et 130000 BP (Cohen et Gibbard 2011a). Au cours du Würm ancien (Weichsélien inférieur, entre 115000 et 74000 BP), les dépôts de la formation de Saint-Cosme, après une reprise modérée de la sédimentation fluviale (Fleury *et al.* 1985), sont incisés et la terrasse Fy dite « de Saint-Usage » ou « Terrasse à 5-8m », se met en place sur la Saône (Fleury 1983, p. 93). Le Doubs se jette alors dans la Saône bien plus en amont de sa confluence actuelle, au niveau de Saint-Jean-de-Losne, à 44 km en suivant le cours actuel de la Saône (Fleury *et al.* 1982, p. 17). Au cours du Würm, le Doubs aurait capturé un affluent de la Guyotte, elle-même affluent actuel de rive gauche du Doubs mais se jetant alors directement dans la Saône, et aurait rejoint cette dernière rivière en deux points pendant un certain temps, avant de privilégier l'axe actuel au cours du Pléniglaciaire weichsélien (Fleury *et al.* 1982, pp. 17-18).

Après la dernière glaciation, la plaine alluviale actuelle se met en place suite à l'incision des dépôts weichséliens, incision moins importante que dans la vallée de la Saône, puisque la terrasse Fy ne se trouve qu'à 3 m au-dessus du niveau du lit majeur contre 5-8 m pour la Saône.

Immédiatement en amont de sa confluence avec la Saône, le Doubs présente aujourd'hui un tracé rectiligne à légèrement sinueux, avec un chenal unique et des barres coalescentes. On remarque en effet la présence de bancs alternés végétalisés au droit des sinuosités les plus marquées. Ces barres sont habituellement considérées comme peu stables, car destinées à évoluer en barres de méandres à court terme, à moins que le lit ne soit contraint par des digues (Malavoi et Bravard 2010, p.75-76), ce qui est le cas ici, mais de façon discontinue jusqu'à la confluence avec la Saône. Les altitudes de la fenêtre d'étude sont particulièrement peu contrastées, puisqu'elles sont comprises entre 173 et 206 m NGF, les valeurs les plus hautes correspondant aux Marnes de Bresse et Sables de Chagny du Pliocène supérieur présents uniquement en rive droite de la Saône. Le lit majeur du Doubs est caractérisé par les paramètres présentés figure 100. La pente de la vallée est beaucoup plus forte en amont qu'en aval, et le lit majeur beaucoup plus large entre Longepierre et Pontoux. La pente du thalweg actuel suit la tendance observée pour l'axe moyen du lit majeur, à la différence qu'il est beaucoup plus long et présente une seconde partie à forte pente immédiatement en amont de sa confluence avec la Saône. La sinuosité est assez importante, mais la valeur globale est augmentée par les méandres de Longepierre tandis qu'en aval de Navilly le Doubs est à peine sinueux.

Les données hydrologiques actuelles sur le Doubs sont disponibles à Neublans, une douzaine de kilomètres en amont de la fenêtre d'étude, et pour la Saône en amont et en aval de la confluence avec le Doubs, à Pagny-la-Ville et à Chalon-sur-Saône. Elles montrent que le

régime de la Basse vallée du Doubs est pluvio-évaporale océanique, avec des précipitations maximales en saison froide, tandis que l'influence nivale, bien qu'encore observable dans les débits de printemps, n'est pas responsable des principaux écoulements (Fig. 101). Les débits d'été sont assez forts sur le Doubs en comparaison de ceux de Pagny-la-Ville, probablement en raison de l'effet conjugué des écoulements karstiques et des précipitations qui restent relativement importantes sur le Jura durant l'été. À Chalon-sur-Saône, les débits d'été semblent régulés pour assurer une tranche d'eau minimale, dans la mesure où ils sont constants de juillet à septembre. Le débit moyen de la Saône est de 158 m³/s avant la confluence avec le Doubs, qui apporte en moyenne 174 m³/s, et donc un débit plus important que le système dans lequel il débouche.

3.2. ÉTAT DE LA RECHERCHE GÉOARCHÉOLOGIQUE

La Basse vallée du Doubs en aval de Navilly n'a pas fait l'objet d'études de géoarchéologie alluviale à proprement parler, bien que l'on puisse relever certaines informations sur la dynamique alluviale ancienne, notamment médiévale et moderne, dans les travaux de C. Sauty (2007). En amont de la fenêtre d'étude, la commune de Neublans et ses environs ont en revanche bénéficié des travaux pluridisciplinaires de plusieurs chercheurs. La dynamique d'occupation a été analysée de façon diachronique à l'aide des indices de sites, des orientations parcellaires, de sondages et de prospections géophysiques (Daubigney *et al.* 2005 ; Barral *et al.* 2008), et l'analyse des tracés du Doubs depuis le XVII^e siècle (Vannière *et al.* 2003). On peut noter l'apport des analyses de susceptibilité magnétique, de diffraction RX et granulométrie sur des coupes de versant, et un carottage dont le contenu palynologique et les micro-charbons ont fait l'objet d'études complémentaires (Bossuet *et al.* 2002), pour mieux appréhender la dynamique alluviale ou colluviale et tenter de les lier à l'emprise anthropique, principalement au cours de la période antique (Vannière *et al.* 2000 et 2003).

La vallée du Doubs a fait l'objet d'autres travaux intéressants la géoarchéologie alluviale sur des sites comme Mandeuve (Thivet 2008) ou le lac de Chaillexon (Di Giovanni *et al.* 2002). On dispose également d'études réalisées sur le Quaternaire du Jura (Campy 1982) et sur les modalités de la dernière glaciation (Buoncristiani et Campy 2011), ainsi que la fin de cet épisode (Campy et Richard 1988). De très nombreux articles traitent des remplissages des tourbières et des lacs du Jura, et fournissent de précieux indices quant à l'évolution du climat en amont de la basse vallée du Doubs, et sur les fluctuations des niveaux lacustres en relation avec les variations dans le régime des précipitations (Magny 2004).

3.3. CONTEXTE ARCHÉOLOGIQUE

La basse vallée du Doubs, en aval de Navilly, est très riche en sites archéologiques de toutes périodes, tant en contexte terrestre (Rebourg *et al.* 1994, pp. 474-499) qu'immergé. En effet, un nombre important d'objets a été extrait par les dragues dans les années 1960, dont certains ont été récupérés par L. Bonnamour (Bonnamour 1970 ; 1972 ; 2008 ; 2010). Dans le cadre de ce travail, les recherches se sont focalisées sur le site de Pontoux, avec des observations complémentaires sur des points en aval pouvant renseigner l'évolution de la dynamique alluviale. Les autres occupations seront évoquées à titre de comparaison.

Le village de Pontoux est implanté en rive gauche du Doubs, la rive droite étant occupée par la commune de Charnay-lès-Châlon (Fig. 102). Pontoux correspond au « *Pons Dubris* » de la Table de Peutinger (Fig. 103), et au franchissement antique du Doubs par la voie reliant Chalon-sur-Saône à Besançon. Celle-ci serait antérieure à 21 ap. J.-C. puisqu'empruntée par le légat C. Silius venant de Germanie supérieure lors de la révolte des Éduens (Thévenot 1969). Cet axe mènerait, après Besançon, à Mandeuve, et au-delà plus à l'est. L'ensemble du tracé pourrait reprendre un ancien trajet protohistorique (Joan 2003). La présence d'un gué protohistorique est d'ailleurs soupçonnée, légèrement en aval du pont antique (Bonnamour 2008, p. 1, Dumont *et al.* 2008b).

La présence d'un pont romain, avec des substructions interprétées comme telles, est mentionnée à deux reprises aux cours du XVIII^e siècle, la première fois par Bourguignon d'Anville, et la seconde par Courtépée et Béguillet : « *Pons Dubis. Il est marqué dans la Table Théodosienne, sur la voie qui conduisoit de Challon à Besançon. En suivant cette route, on rencontre le Doux, près d'un lieu nommé Pontoux, et je suis informé qu'en effet on y voit les ruines d'un pont de construction romaine. Quoique la distance soit marquée XIII dans la Table, la trace du chemin sur le local ne fait trouver depuis Challon jusqu'à Pontoux que 11 lieues guloises & demie* » (Bourguignon d'Anville 1760, p. 526).

« *Pons-Dubis, Pontodium, d'un ancien pont romain sur le Doubs, dont les vieillards ont encore vu des pilles qui portoient sur l'isle couverte par les alluvies. Il est parlé de ce lieu dans la Table théodosienne sur la voie de Chalon à Besançon* » (Courtépée et Béguillet 1780, p. 269).

Au cours du XIX^e siècle, les fondations du pont romain sont utilisées pour former la base d'une digue, dans le but de diriger le courant vers un moulin sur bateaux, qui fonctionnait encore au début du XX^e siècle (Dumont *et al.* 2008b, p. 21).

Les dragages de la seconde moitié du XX^e siècle et la destruction du barrage ainsi que de plusieurs piles du pont antique ont en grande partie dégradé le site de franchissement, dont quelques pieux de fondation, arrachés, ont pu être observés dans une décharge, tandis que certains des objets issus des dragages dans les environs du pont ont pu être étudiés (Bonnamour 2008).

Une première campagne de prospections subaquatiques menée en 2008 a permis de confirmer la destruction irrémédiable d'une partie des piles romaines en rive droite du Doubs, tandis que sur la moitié du chenal côté rive gauche trois piles sont en partie conservées, bien qu'en partie érodées et menacées de destruction car fragilisées par les dragues (Dumont *et al.* 2008b).

On distingue trois ensembles de bois anciens de la rive gauche au centre du chenal actuel (Fig. 104 A ; B).

Le premier groupe rassemble onze bois horizontaux ou faiblement inclinés qui sortent de la berge actuelle, ce qui laisse à penser que la structure pourrait se poursuivre sous la rive gauche. La datation de cet ensemble, qui pourrait former la première pile du pont ou un aménagement de berge, réalisée sur un seul échantillon, a livré un âge compris entre 400 et 550 ap. J.-C. Les données archéologiques des environs ne sont pas en contradiction avec un tel aménagement apparemment tardif puisque de nombreux objets mérovingiens ont été trouvés dans les dragages, comme des scramasaxes et des haches de type francisque (Bonnamour 2008, p. 5). Sur la rive opposée, la nécropole mérovingienne de Charnay-lès-Chalon, fouillée au XIX^e siècle par Henri Baudot, a également livré de nombreux vestiges, dont certains sont conservés au Musée d'Archéologie Nationale (Gaillard de Semainville 2006 ; Perrier 2008).

À environ 10 m au nord du premier ensemble de bois, on peut observer un second groupe, composé de vingt-six pieux verticaux et de dix bois horizontaux ou inclinés, qui correspond aux vestiges de la seconde pile. Le plan est difficile à interpréter car aucun des bois horizontaux n'est dégagé dans sa totalité. De plus, de nombreuses pierres et des déblais (fragments de *tegulae*) recouvrent et masquent probablement des bois et des pieux. Dans cet ensemble, quatre bois datés par analyse radiocarbone se situent dans des fourchettes allant du II^e siècle av. J.-C. au début du VI^e siècle ap. J.-C. Ces résultats valident l'hypothèse d'un ouvrage ayant pu fonctionner pendant toute la période romaine, avec plusieurs phases de construction et/ou de réparations. L'incertitude liée à l'analyse radiocarbone ne permet cependant pas de savoir si le premier ouvrage est antérieur, directement lié, ou postérieur à la conquête de la Gaule et à la mise en place du réseau viaire. Des cols d'amphore de type Dressel I découverts en surface des

sédiments et la borne inférieure des datations radiocarbone laissent penser à une première construction d'un pont à Pontoux au cours de la deuxième moitié du I^{er} siècle av. J.-C.

À une douzaine de mètres en direction de la rive droite actuelle à partir des vestiges de la seconde pile, se trouvent les vestiges de la troisième et dernière pile encore observable. Elle se compose de treize pieux verticaux associés à six bois horizontaux, ces derniers formant un avant-bec encore bien distinguable. Immédiatement en aval et du côté du centre du chenal, deux poutres, encore superposées, dépassent des blocs et forment un « mur » de 70 cm de haut. D'après le plan des vestiges, la pile mesurerait donc près de 11 m de long pour une largeur d'approximativement 6 m. Cinq datations radiocarbone ont pu être réalisées sur cet ensemble. Elles donnent une nouvelle fois des âges pouvant se rapporter à la quasi-totalité de la période romaine, bien qu'un peu plus tardifs que la seconde pile puisque les âges courent de 70 à 410 ap. J.-C.

Les observations réalisées en prospection permettent déjà de proposer que le pont de Pontoux correspond à un type de construction qui n'est connu que pour trois ponts romains (Dumont *et al.* 2011g, p. 346). Il s'agit d'un pont dont les piles sont des caissons charpentés ancrés au fond de la rivière par des pieux verticaux, et remplis de blocs et de matériaux divers afin de solidifier l'ensemble (Fig. 104 C). Des datations dendrochronologiques systématiques permettraient de mieux distinguer le phasage du fonctionnement du franchissement. Seule une fouille subaquatique étendue aux deux piles préservées permettrait d'étudier les détails de la construction et des éléments de remplissage présents dans ces coffrages de bois, et de prélever des échantillons.

L'emprise réelle du pont reste impossible à déterminer sans connaître la largeur du Doubs romain, mais en reportant l'écart entre les piles II et III, on peut supposer l'existence d'au moins sept piles dans la largeur du chenal actuel (Fig. 104 B), dont trois auraient été entièrement détruites par les dragages (IV, V, VI), deux seraient partiellement conservées dans le chenal (II et III), une serait enfouie sous l'île côté rive droite, et peut-être une partie d'une autre (pile I) serait préservée sous la rive gauche.

SECONDE PARTIE
- ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE
ALLUVIALE PAR FENÊTRE -

CHAPITRE V - FENÊTRE D'ÉTUDE DE LA LOIRE AMONT

La Loire bourguignonne fait partie de la Loire amont, à la limite entre les régions Bourgogne et Auvergne, plus précisément entre les départements de l'Allier et de la Saône-et-Loire (Fig. 64). La fenêtre choisie correspond à la vallée de la Loire entre les communes d'Iguerande et Digoin, à 20 km en aval du seuil de Neulise (barrage de Grangent), qui matérialise la sortie du fleuve de la plaine du Forez, et le passage de terrains primaires au bassin d'effondrement tertiaire de Roanne (Gagny *et al.* 1988a et b, Bouiller *et al.* 1990a et b et Donzeau *et al.* 2006a et b). Les cycles glaciaires du Quaternaire ont modelé le paysage et provoqué la formation d'un réseau de terrasses alluviales dans le bassin de la Loire bourguignonne. Leur étude sédimentologique et leur datation par OSL (Colls *et al.* 2001 p. 748), ainsi que par analyse radiocarbone, ont été publiées entre la fin des années 1990 et le début des années 2000 (Straffin 2000, p. 40). La synthèse, actualisée, des datations obtenues est présentée sur la figure 105. Parmi ces travaux, la thèse de doctorat présentée en 2000 par E. Straffin, constitue un apport majeur pour la compréhension du cadre chronologique de la Loire amont, que ce soit pour le Quaternaire en général ou, plus précisément, pour l'Holocène (Fig. 106). Ces travaux, dont la coupe de synthèse est présentée figure 106, montrent que le Pléistocène moyen et supérieur sont, ici, caractérisés par la formation de quatre terrasses étagées (Straffin *et al.* 1999 p. 275, Straffin 2000, Colls *et al.* 2001 p. 749, Blum et Straffin 2001 p. 197). Les datations OSL réalisées sur les terrasses T7 et T8 contredisent quelque peu les interprétations élaborées sur la base des observations sédimentologiques. En effet, T8 présente de nombreuses traces de phénomènes périglaciaires, mais son sommet est daté par OSL de la période interglaciaire de l'Eemien, qui dure de 128 à 115 ka BP (Cohen et Gibbard 2011b). Cette période interglaciaire a permis le développement de sols ferrallitiques sur les dépôts fluviatiles de T7, déposée après l'incision de T8 (Straffin 2000 p. 63). Là aussi, les âges OSL paraissent trop jeunes pour une séquence de cet âge (date OSL : 91 ± 8 ka BP). Ces problèmes d'âges ont été attribués à l'intégration de mesures peu fiables menant à des sous-estimations de l'âge des terrasses T7 et T8, ainsi que pour deux datations sur les trois de la terrasse T6 (Westaway 2004, p. 110). Les terrasses T6 et T5 correspondent respectivement au Pléniglaciaire inférieur/moyen et supérieur de la glaciation weichsélienne du Würm. Les derniers sédiments de la terrasse T5 ont été datés de la transition Tardiglaciaire/Holocène (*ca* 11 ka BP) sur l'Arroux, mais les datations réalisées

sur la Loire indiquent plutôt des dépôts jusque vers $17,8 \pm 2,4$ ka BP, soit vers la transition Pléniglaciaire supérieur/Tardiglaciaire située aux environs de 14,7 ka BP (Cohen et Gibbard 2011b). Après l'incision de la terrasse T5, le comblement du lit majeur actuel se met en place pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène, et les modalités de ce remplissage sont particulièrement importantes pour mettre en évidence les facteurs de contrôle de l'hydrologie de la Loire sur le temps long.

Quatre secteurs, où les informations relatives à l'activité fluviale sont particulièrement nombreuses, ont été choisis à l'intérieur de la fenêtre d'étude pour faire l'objet d'une étude détaillée : l'Hôpital-le-Mercier, Chassenard, Avrilly et Digoin (Fig. 107). La fenêtre dans son ensemble, qui constitue un tronçon homogène du point de vue géomorphologique, géologique et hydrologique (Epteau 1997, p. 10), a fait l'objet d'une analyse morphométrique du tracé sur les deux cent dernières années.

1. LE SECTEUR D'ÉTUDE DE L'HÔPITAL-LE-MERCIER

Cette commune, située sur la rive droite de la Loire, a permis de nombreuses observations de la dynamique alluviale holocène de la Loire amont. On s'intéressera dans un premier temps aux résultats de l'étude préalable qui ont permis de déterminer l'emprise de cette fenêtre d'étude. On parlera ensuite des méthodes mises en œuvre sur ce secteur, et des résultats obtenus.

1.1. CONTEXTE LOCAL ET PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE

La carte archéologique n'est pas très riche sur cette commune, à l'exception d'occupations médiévales¹⁷. Les archives sédimentaires constituent donc ici la plus importante source d'informations sur l'évolution de la dynamique alluviale. De ce point de vue, la morphologie du lit majeur en rive droite présente des caractéristiques remarquables.

L'évolution moderne et contemporaine est concentrée à l'ouest (Fig. 108), comme l'indiquent les plans anciens disponibles pour cette portion du fleuve. La carte des Cassini montre bien la persistance des maisons fortes médiévales de la Barre et de Lhaire (l'Art) à l'époque moderne (Fig.109). Cependant, elle manque de précision quant à la forme du chenal (Costa *et al.* 2009 pp. 23-24). On a donc utilisé le cadastre napoléonien, levé en 1832 à l'Hôpital-le-Mercier¹⁸ et en 1837 à Luneau¹⁹ sur la rive ouest, pour restituer les rives de la Loire à cette époque. La position occidentale du fleuve contemporain est confirmée par la carte levée entre 1848 et 1854 suite à la crue de 1846. Les dessins-minutes de la Carte d'état-major ont également été utilisées, cette carte au 1/40000 étant ici levée en 1840. Le tracé porté sur ce dernier document, bien que moins précis, est très semblable à celui du cadastre, les différences portant surtout sur la largeur du fleuve. Les photographies aériennes et satellitaires confirment que le fleuve s'est également cantonné à l'ouest de la commune au cours du XX^e siècle (Fig. 108). Il est donc certain que les dépôts de chenal actif que l'on pourra trouver à l'est de la Loire actuelle sont antérieurs et datent d'au moins deux cent ans. Cependant, il reste possible de découvrir des niveaux de débordement modernes et contemporains dans la partie orientale de la plaine alluviale.

¹⁷ Le contexte archéologique est présenté en Chapitre III : 2.3.2.

¹⁸ ADSL 3P 12101, 3P 5642, 3P 5643, 3P 5644, 3P 5645, 3P 5646, 3P 5647, 3P 5648, 3P 5649 et 3P 5650

¹⁹ ADA 3P 3163

Dans le secteur de l'Hôpital-le-Mercier, les paléoméandres sont nombreux, quels que soient les âges de leurs remplissages. On remarque en effet, sur la photo satellite de la figure 110, que le paysage actuel présente les traces de nombreux paléoméandres, ainsi que des différences notables dans le couvert végétal et l'occupation du sol. Ainsi, la surface immédiatement en rive droite de la Loire montre un parcellaire peu affirmé, alors que plus à l'est, les paléoméandres sont découpés en petites pâtures entourées de haies. Enfin, on remarque sur l'est de la fenêtre des champs plantés de céréales. Sur le terrain, ces trois zones se distinguent par autant de ressauts topographiques. Une telle abondance de paléochenaux recoupés constitue un bon potentiel d'enregistrement sur le temps long.

Sur la figure 110, on voit nettement les recouvrements successifs des différents chenaux au cours du temps, ce qui confirme que le système a évolué. De plus, on remarque assez nettement quels chenaux sont recoupés par d'autres, alors actifs, qui leur sont donc postérieurs. Ainsi, on a un très bon exemple de préservation différentielle de la plaine alluviale, les méandres les plus anciens étant recoupés dans leur partie ouest par des chenaux plus récents, eux-mêmes tronqués dans leur partie occidentale, jusqu'au tracé actuel.

Il existe des datations absolues de ces dépôts réalisées lors de travaux d'autres chercheurs (Straffin *et al.* 1999, Straffin 2000, Blum et Straffin 2001, Colls *et al.* 2001, Straffin et Blum 2002a et b, Arnold *et al.* 2003). Ces publications nous révèlent que les sables du sommet de la terrasse, au nord-est du secteur, se sont déposés entre 20450 et 15550 cal BC (datations OSL). Ils montrent également que, 5 m à 7 m sous la surface du lit majeur actuel, les sables ont pour la dernière fois été exposés au soleil entre 18250 et 13450 cal BC. Au sud du secteur, trois datations effectuées près du chenal actuel indiquent des âges modernes (entre 1530 et 1710 cal AD).

En guise de première synthèse de ces données et études préalables, on remarque que les âges des dépôts de la vallée alluviale s'échelonnent entre la fin de la dernière période glaciaire (*ca* 16000 av. J.-C.) et les époques moderne et contemporaine. En outre, de nombreux paléoméandres sont visibles et se recoupent les uns les autres, dévoilant l'enregistrement d'une histoire alluviale de plus en plus récente au fur et à mesure que l'on se rapproche de l'ouest de la commune de l'Hôpital-le-Mercier.

Pour comprendre et décrire le plus précisément possible l'enregistrement des archives sédimentaires qui semblait ici particulièrement dilaté, les observations ont eu lieu à deux échelles spatiales :

Le premier niveau d'observation concerne l'ensemble de la commune de l'Hôpital-le-Mercier en rive droite, et la partie orientale des communes de Luneau et de Chassenard, en rive

gauche. En effet, le lit majeur s'interrompt assez rapidement à l'ouest du lit actuel, la plus grande partie de sa surface est donc sur la commune de l'Hôpital-le-Mercier.

Le travail réalisé à cette échelle comprend :

- Le traitement des données LIDAR pour mettre en évidence les paléochenaux et les terrasses alluviales par classes d'altitudes (Fig. 111).
- La corrélation des carottages de la Banque du Sous-Sol (BSS) du BRGM avec les observations et datations effectuées par d'autres chercheurs, le long de profils topographiques extraits des données LIDAR, pour comprendre la géométrie et la nature des dépôts composant la plaine alluviale.
- La restitution du tracé précis des limites des différents méandres se succédant au cours du temps pour l'établissement de la chronologie relative de leurs fonctionnement et recouvrements.

Le second niveau d'observation a permis de décrire avec précision les remplissages sédimentaires. Ces sédiments ont pu faire l'objet d'une analyse palynologique, de datations radiocarbone et de mesures géophysiques (susceptibilité magnétique et résistivité apparente). Ces observations permettent de compléter les schémas généraux à l'échelle du lit majeur.

Cette partie de l'analyse est fondée sur :

- Des carottages et la datation des paléoméandres. Si certains chenaux abandonnés apparaissent clairement sur les photos aériennes et les images LIDAR, ils n'ont pas pu tous faire l'objet de datations ou de carottages car en partie comblés de sédiments grossiers. On tentera dans la synthèse de donner des âges à ces séquences par encadrement à l'aide de la chronologie relative.
- La susceptibilité magnétique qui a été mesurée sur deux carottes particulièrement intéressantes (K4 LGU et K1 LG).
- Une étude palynologique pour le plus ancien et le mieux enregistré des remplissages de chenal abandonné, avec description des assemblages polliniques piégés lors du comblement du paléoméandre au cours de l'Holocène.
- Une coupe de la résistivité électrique qui a été réalisée sur une terrasse bien identifiée mais très peu conservée dans le secteur, afin de comprendre la géométrie des corps sédimentaires la composant et de proposer des hypothèses quant à leur lithologie.

1.2. LES COUPES DE SYNTHÈSE DE LA VALLÉE

Dans un premier temps, il a été décidé de corrélérer les données disponibles sur la géométrie, la nature, les âges et le mode de dépôt des sédiments quaternaires de la vallée. Le traitement des données LiDAR a constitué un apport important pour comprendre la géométrie des surfaces observées et affiner les descriptions - sachant que de tels jeux de données altimétriques n'ont jamais été utilisés dans ce but pour ce secteur de la Loire.

Le MNT utilisé représente la surface nue du terrain, ici sans végétation, bâtiments, panneaux, voitures ou surfaces en eau²⁰. On a potentiellement jusqu'à un million de points par dalle d'un kilomètre carré, nombre auquel il faut soustraire les points éliminés en amont (bâtiments, végétation, etc.). Pour le secteur considéré, on a rassemblé ces dalles en un seul fichier pour réaliser les traitements sur l'ensemble. Lors de la création de la mosaïque, on a veillé à ne pas perdre en résolution sur le raster final qui rassemble vingt-six dalles. Les valeurs d'altitudes s'échelonnent entre 229 m et 282 m NGF et se distribuent comme indiqué sur la figure 111.

Les travaux disponibles sur ce secteur ont permis d'avancer très significativement dans la compréhension de la dynamique quaternaire de la Loire amont et de l'Arroux, affluent de rive droite dont la confluence avec la Loire se situe immédiatement en aval de Digoin (Fig. 64). À l'Hôpital-le-Mercier, toutes les terrasses alluviales mises en évidence dans le cadre de ces études (sauf la terrasse T7), sont observables. La Fig. 112 représente un agrandissement de la synthèse de ces données sous forme de carte inspirée de la thèse d'E. Straffin (2000, Annexes, Plate 1), revue et enrichie à partir des éléments de datation et des descriptions sédimentologiques présents dans diverses publications (Straffin *et al.* 1999 ; Straffin 2000 ; Blum et Straffin 2001 ; Colls *et al.* 2001 ; Straffin et Blum 2002a ; b ; Arnold *et al.* 2003). Les datations radiocarbone réalisées dans le cadre de ces travaux ont été corrigées à l'aide du logiciel Oxcal²¹ (Fig. 105). Pour finir, on s'est particulièrement attaché à revenir sur les données de datations OSL afin de bien représenter les limites chronologiques extrêmes des bornes de datations, ce qui provoque parfois un chevauchement entre les bornes inférieure et supérieure de deux terrasses successives (Fig. 105).

La figure 112 montre également la position des logs sédimentologiques réalisés lors de carottages de la BSS dans la zone. On n'a utilisé ici que les forages offrant des descriptions

²⁰ Les caractéristiques du levé LiDAR sont présentées en Chapitre II : 2.4.2.

²¹ La version du logiciel utilisé pour ces datations est la 4.1. (Bronk Ramsey 2009). La courbe IntCal09 (Reimer *et al.* 2009), la plus récente lors du traitement de ces données, a servi à la correction des dates radiocarbone.

précises, bien que ces dernières restent la plupart du temps succinctes (Fig. 113). Ces données ont tout de même le mérite d'avoir enregistré, avec un maillage relativement serré, la succession des grandes unités lithologiques présentes sous la surface de la plaine alluviale de l'Hôpital-le-Mercier.

Pour raisonner dans les trois dimensions et surtout tenter de comprendre la géométrie des dépôts perpendiculairement à l'axe amont-aval du lit majeur, trois profils topographiques ont été réalisés en extrayant les données d'altitude LIDAR le long d'une ligne, et complétés avec les mesures de la BD ALTI 25m de l'IGN quand les profils sortaient de l'emprise du MNT. Si les données de l'IGN sont moins précises, elles livrent néanmoins, avec un point tous les 25 m, une relativement bonne image de la topographie. La position des profils est représentée sur la figure 112. Ces coupes tentent de relier le plus de points connus parmi les données existantes, que ce soient les points observés par E. Straffin, les datations OSL dont on connaît la profondeur d'échantillonnage, ou les logs sédimentologiques tirés des forages de la BSS.

Ces trois coupes rassemblant des observations ponctuelles permettent de bâtir un premier schéma général du fonctionnement de la vallée alluviale dans ce secteur (Fig. 114). Il recèle bien sûr de nombreuses incertitudes qu'on s'attachera ensuite à compléter, surtout en ce qui concerne les dépôts alluviaux superficiels du lit majeur. Des corrélations sédimentologiques et/ou chronostratigraphiques ont été proposées lorsqu'elles étaient vraisemblables.

Trois grandes unités se distinguent (A, B et C). Elles surmontent des dépôts tertiaires (Oligocène-Miocène) pouvant atteindre 70 m d'épaisseur, principalement composés de marnes et de calcaires où l'on note la présence de lits sableux et argileux (Donzeau *et al.* 2009b p. 94). Ces niveaux anciens semblent bien identifiables dans les forages de la Banque du Sous-Sol, qui s'arrêtent souvent à leur sommet, peut-être en raison de la présence d'un aquifère au-dessus de ce niveau imperméable. Tous les forages montrent la présence des marnes tertiaires sous environ 8 m de dépôts quaternaires, sauf à l'ouest où l'on n'a pas de forage pour placer le toit des marnes.

Juste au-dessus de ces marnes, l'unité A est bien présente sur les trois profils, mais de façon certaine uniquement sur la rive droite de la Loire actuelle, la rive gauche n'ayant pas fait l'objet de carottages ou de datations. L'unité A est caractérisée, dans les forages de la BSS, par des galets, graviers et sables dits « propres » et/ou « jaunes », ce qui semble être le signe d'une grande homogénéité et de l'absence d'argiles. Ces dépôts ont fait l'objet de quatre datations OSL qui les placent résolument dans le Pléniglaciaire supérieur, pendant et après le dernier maximum glaciaire (*ca* 24500-17000 av. J.-C. d'après Clark *et al.* 2009, p. 711). Les dates

1052/2 et 20/1 sont particulièrement intéressantes pour comprendre l'ensemble A, puisqu'elles ont été réalisées sous le lit majeur actuel et à 200 m d'un forage de la BSS (Fig. 105 ; 112 ; 113). Elles montrent que les graviers et galets déposés lors de la dernière glaciation n'ont pas été entièrement érodés depuis. Il semblerait, au vu des données de forage, qu'on les retrouve systématiquement entre 3 et 4 m sous les dépôts holocènes. Ce fait n'apparaissait pas dans le schéma de synthèse de Colls *et al.* 2001 (Fig. 106), où les auteurs considéraient que l'ensemble de l'épaisseur des dépôts glaciaires (T5) avait été érodé au cours de l'Holocène dans le lit majeur de la Loire. Il est vrai qu'ils ont été incisés, mais il en subsiste indéniablement des reliquats. Deux faciès principaux ont été observés dans les forages : la base est plutôt composée de graviers et de galets, tandis que le sommet est caractérisé par des sables homogènes. Ces derniers ont fait l'objet d'une observation directe sur au niveau d'une sablière (Fig. 115). Ces dépôts sont constitués de sables fins à grossiers présentant des litages obliques tangentiels à la base et des litages, correspondant à une accumulation de mégarides à crêtes sinueuses (Miall dans Walker et James 1994, p.128 ; Miall 2006 pp. 109-112). L'ensemble est caractéristique d'une accumulation de barres de chenal actif d'un système en tresse (Allen 1983 p. 290), dont la direction d'écoulement varie entre N 6° et N 352° selon les lits mesurés.

En rive droite, on a donc une terrasse datée de la dernière glaciation qui surplombe la plaine d'inondation de 5 à 7 m. Sur la rive gauche on retrouve une terrasse à la même altitude, qui est donc probablement du même âge bien qu'aucune datation ne vienne le confirmer.

Dans le lit majeur, ce qui reste des dépôts de la dernière glaciation est surmonté par les graviers et les sables argileux de l'unité B. L'association de ces faciès sur la seule base d'arguments lithologiques peut en réalité correspondre à plusieurs phases de dépôt distinctes. Toutefois, comme on ne connaît ni les contacts entre les points de forage ni les âges des unités, on se limitera à les interpréter comme les dépôts d'un des lits actifs qui se sont succédé dans le secteur. Il semblerait que l'on rencontre parfois un paléochenal enfoui au sein de cette unité, ce qui expliquerait le niveau tourbeux rencontré dans le forage du log A. L'unité B pourrait affleurer en surface au droit du Log B, croisant la terrasse T4 datée entre 9500 et 1150 cal BC (Colls *et al.* 2001 p.749 ; Fig. 112). Il faut préciser qu'aucune datation directe de cette terrasse n'a été effectuée sur les sédiments de la Loire, son âge ayant été déduit d'un échantillon daté sur une terrasse de la rivière Arroux (Fig. 105 ; 106).

La dernière unité, C, est présente immédiatement sous la surface de la plaine alluviale. Elle se caractérise principalement par des argiles sableuses brunes colmatant le lit majeur et correspond aux terrasses T2 (442-1955 cal AD) à T3 (2274-1130 cal BC). Ces dépôts, comme l'unité B, ont été réunis sur des critères lithologiques, mais ils regroupent beaucoup de

paléoméandres se recoupant, et renvoient certainement à différentes séquences de dépôt. Près du chenal actuel, ils ont été décrits comme des dépôts typiques d'une barre de chenal enfouie sous des dépôts de débordements sableux modernes. (Straffin 1999 p. 277 et 2000 pp. 94-98).

Ce bilan des données existantes soulève encore de nombreuses questions quant à l'âge et la géométrie des formes observables en surface du lit majeur dans ce secteur. La corrélation des forages de la BSS doit être nuancée pour les unités B et C proches de la surface, qui peuvent représenter des phases distinctes d'activité alluviale. La synthèse des données existantes montre également que les graviers et galets déposés lors du dernier maximum glaciaire n'ont pas entièrement disparu lors des phases d'incision qui ont eu lieu au cours de l'Holocène. Pour essayer de compléter ce bilan et de mieux comprendre l'évolution alluviale au cours de l'Holocène, il est nécessaire de s'intéresser aux formes que l'on peut mettre en évidence dans le lit majeur de la Loire.

1.3. CORRECTION DES VARIATIONS TOPOGRAPHIQUES DUES À LA PENTE DU FLEUVE (OU MNT CORRIGÉ)

L'étude conjointe des MNT originel et corrigé, le dernier étant créé à partir des données LiDAR selon la méthode exposée dans le Chapitre II : 2.4.3., permet une approche plus complète de la morphologie du lit majeur (Fig. 116). Un mode particulier de représentation a été réalisé pour le MNT corrigé. Il s'agit d'une représentation des valeurs d'altitudes sans le relief, en douze classes, selon la méthode de l'intervalle géométrique. Cet algorithme crée des groupes de séries géométriques et est particulièrement adapté pour les séries continues²². Le résultat montre que le lit majeur est composé de deux ensembles principaux (Fig. 117 A) : les dépôts compris entre 0 et 4 m (en gris) et ceux compris entre 4 et 6 m (en bleu) au-dessus de l'altitude moyenne du fleuve (Fig. 117 B). Les deux ensembles sont marqués par les traces de nombreux paléochenaux, mais tandis que la partie haute de la plaine alluviale montre des méandres bien dessinés, sa partie basse présente plutôt un chevelu de petits chenaux avec quelques méandres sur la partie aval du secteur étudié. Ces deux ensembles sont encadrés par des paliers de classes d'altitudes descendant vers la Loire et révélant les terrasses alluviales quaternaires.

²² Aide d'ArcGis Desktop® 10.0

1.4. LA CHRONOLOGIE RELATIVE DES PALÉOCHENAUX

La préservation différentielle des anciens lits d'est en ouest a mené à l'étude de leurs recoupements et par conséquent à l'établissement d'une chronologie relative de la succession des tracés²³. La plupart des limites de paléochenaux apparaît plus clairement sur le MNT originel ainsi que sur le MNT corrigé, que sur les autres documents exploités. L'ensemble des chenaux vectorisés est visible figure 118 A. On peut constater qu'il ne s'agit de méandres ainsi que de chenaux moins larges, plus rectilignes et parfois multiples, tels qu'on peut les rencontrer dans des systèmes de types anastomosé et en tresse (Schumm 1977 Table 5-4 p. 156 ; Miall 2006 p. 196). Il est bien évident que l'on ne traite ici que des formes de surface et qu'on n'a donc accès qu'au dernier style fluvial avant la phase de recoupement de la terrasse suivante. En croisant la chronologie relative des recoupements, la topographie et la forme des chenaux, il est possible de mettre en évidence cinq séquences postérieures au dernier maximum glaciaire (Fig. 118 B).

La séquence 1 n'est représentée que par deux lambeaux et semble donc avoir subi une érosion importante. Elle est toutefois bien identifiable grâce au MNT corrigé, car circonscrite entre 6 et 9 m au-dessus du niveau moyen du fleuve (Fig. 117). La surface préservée au sud du secteur forme la partie concave d'un méandre de grandes dimensions. Le rayon de courbure est au minimum de 749 m pour une amplitude minimale de 454 m. L'indice de sinuosité minimal est de 1,28. Cette valeur est caractéristique d'un cours d'eau sinueux à très sinueux (Malavoi et Bravard 2010, p. 67), mais il manque toute la partie occidentale du paléoméandre pour effectuer un calcul précis (Fig. 119). Il faut remarquer que le lambeau situé au nord est plutôt rectiligne à sinueux. D'une manière générale, la limite orientale de cette séquence est légèrement crénelée. Ces dernières remarques semblent indiquer que la phase finale d'érosion de la terrasse du Würm a été provoquée par de petits chenaux ou des crues, à moins qu'il ne s'agisse de traces d'érosion colluviale des dépôts de la dernière glaciation. Pour résumer, cette séquence a vu le développement d'un système sinueux voire méandrique assez important, suivi de crues et de colluvionnements.

La séquence 2 est constituée des restes d'une bande de méandres ayant érodé massivement les dépôts de la séquence 1 et, par endroits, ceux de la terrasse weichsélienne. Comme pour la séquence précédente, il est délicat de raisonner sur des chenaux tronqués, mais les calculs réalisés montrent un indice de sinuosité moyen de 1,51 (Fig. 119). Cette valeur se situe à la

²³ Voir Chapitre II : 2.3.1. et 5.2.4. pour les méthodes mises en oeuvre.

limite entre les systèmes très sinueux et méandriformes (Malavoi et Bravard 2010 p. 67). Ces chenaux très sinueux ont ensuite été abandonnés et l'ensemble de la bande de méandres de la séquence 2 presque entièrement érodée.

La séquence 3 ne présente pas de méandre bien affirmé. Les derniers chenaux enregistrés en surface sont caractérisés par leur largeur relativement réduite et par leur division occasionnelle en deux bras actifs entourant une zone non active d'étendue relativement importante au regard de la largeur des chenaux qui l'enserrent. L'indice de sinuosité générale est assez faible, 1,13, soit représentatif d'un chenal sinueux. Ce type de plan fait immédiatement songer à un système en anastomoses ou en anabranches (Malavoi et Bravard 2010 pp. 115-118). Le faible nombre de chenaux et leur forme fait plutôt penser au type 3 de la classification de Nanson et Knighton (Nanson et Knighton 1996 p. 236). Dans ce type de cours d'eau, le lit est alors plus ou moins sinueux et présente une certaine capacité d'évolution latérale, indiquant un panachage des styles méandriformes et anastomosés. La charge transportée est alors mixte : sables ou graviers au fond et limons et argiles en suspension (Malavoi et Bravard 2010 p. 117). Avant d'être recoupée, la plaine alluviale de la Loire présentait alors un réseau de chenaux peu larges pouvant migrer quelque peu. Ce type de système se met en place en cas de nombreuses avulsions ou de l'accrétion importante de barres de chenal menant à leur émergence et à leur stabilisation (Nanson et Knighton 1996 p. 232).

La séquence 4 est en majorité caractérisée par la présence d'une nouvelle série de paléochenaux à tendance méandriforme. Ici, l'indice de sinuosité mesuré est de 1,72 en moyenne (1,89 si l'on exclut l'unique chenal rectiligne), ce qui place les formes partielles mesurées dans la catégorie des méandres (Malavoi et Bravard 2010 p. 67). Ceux-ci semblent mieux préservés que ceux des séquences précédentes, bien qu'ici aussi la partie occidentale de la ceinture de méandres ait disparu. Il faut noter qu'on observe aussi les restes d'un chenal de style différent ayant précédé le style en méandres. Ces derniers recourent en effet un paléochenal assez large et peu sinueux ($I_s = 1,07$), parfois composé de plusieurs bras. Il pourrait s'agir d'un style transitoire plutôt rectiligne ou « vagabond » (*wandering* en anglais, Malavoi et Bravard 2010 p. 114), entre un système en tresse et un système méandriforme. On aurait donc enregistré deux stades durant cette séquence, une phase plutôt rectiligne et large témoignant d'un style dynamique, suivie du développement de méandres importants qui pourraient traduire une accalmie dans la dynamique alluviale.

La séquence 5 présente, en surface, un réseau de chenaux sinueux voire rectilignes (pour le plus oriental $I_s = 1,05$), qui recoupe les méandres de la séquence 4. L'abondance de chenaux et

la largeur de ce réseau tend à associer cette séquence à un système en tresse (Malavoi et Bravard 2010 pp. 90-91). L'attribution de ce style à cette séquence a d'ailleurs déjà été avancée par d'autres auteurs (Straffin et Blum 2002a p. 427). Certains chenaux semblent avoir ensuite été repris et avoir évolué en méandres et chenaux sinueux qui recoupent en partie la bande de tressage. Près du lit mineur actuel, les tracés relevés sur les plans modernes à contemporains et les photos du XX^e siècle forment les derniers chenaux de la séquence 5.

La chronologie relative des paléochenaux du lit majeur de la Loire à l'Hôpital-le-Mercier montre l'évolution en plan de la dynamique alluviale, et a permis de mettre en évidence cinq séquences après l'abandon du style en tresse du dernier maximum glaciaire :

1. Incision et mise en place d'un comblement alluvial qui se termine par un système méandriforme
2. Incision et mise en place d'un comblement alluvial qui se termine par un système méandriforme
3. Recoupement des formes précédentes et mise en place d'un système en anaranches ou en anastomoses
4. Recoupement des formes précédentes par un possible style en tresse évoluant en système vagabond avant de devenir méandriforme
5. Recoupement des formes précédentes par un système en tresse dont certains bras évoluent aujourd'hui en méandres

1.5. RÉSULTATS DES CAROTTAGES

Les prélèvements ont été effectués à l'aide d'une sonde russe ou d'une tarière selon la compacité des sédiments. En plus de nombreux tests, dix-sept carottages ont été effectués et l'enregistrement sédimentaire décrit dans le détail. Huit ont pu faire l'objet de datations radiocarbone sur des niveaux riches en matière organique. Au total, dix-neuf analyses ¹⁴C ont ainsi été effectuées (Fig. 120). La susceptibilité magnétique a été mesurée sur deux carottages, avec un pas de 1 cm et deux séries de mesures par carotte. Seules les séquences 1, 2 et 4 ont été sondées par forages dans ce secteur. Les résultats des carottages ont été regroupés selon la séquence à laquelle ils appartiennent. On part des sédiments les plus anciens pour aller vers les dépôts les plus récents, situés à l'ouest du secteur. Les deux derniers carottages présentés pour la séquence 2 proviennent des fossés entourant les vestiges de deux maisons fortes médiévales implantées dans la plaine alluviale.

1.5.1. Séquence 1 : Les forages T1, T2 et T5 LPE de la terrasse à 6 - 9 m

Cette séquence s'intercale entre le lit majeur actuel, qu'elle surmonte de 2 m environ, et la terrasse de la dernière glaciation située 2 m plus haut, dont les derniers sédiments se sont déposés, dans ce secteur, sous l'influence d'un système en tresse durant le Würm et jusqu'au Tardiglaciaire. Trois carottages ont été réalisés dans les niveaux superficiels jusqu'à 1,6 m à l'ouest (Fig. 121). La nappe phréatique est ici assez haute et les séquences observées sableuses, ce qui n'a pas permis le prélèvement à plus grande profondeur. Les niveaux de décantation du paléoméandre visible en plan ne semblent pas avoir été atteints, probablement du fait des faibles profondeurs d'observation. Les deux carottages de l'ouest ont touché, près de la surface, des niveaux contenant des débris anthropiques dont des fragments de tuile mécanique. Il s'agit donc d'apports contemporains. L'absence de tri et la dispersion des débris dans l'ensemble du niveau excluent un dépôt de crue. Il s'agit probablement d'un remblai ou d'une recharge de chemin.

De façon à compléter ces observations de surface, une coupe de la résistivité électrique a été acquise dans l'axe des carottages (Fig. 120). Comme il ne reste que des lambeaux de cette terrasse très érodée, il a semblé important d'essayer de comprendre la géométrie des dépôts qui la composent. La coupe a été effectuée à l'aide de la méthode dipôle-dipôle. Cette dernière permet un bon enregistrement des structures verticales, comme les limites des terrasses par exemple, mais impliquait un signal relativement faible et une détection des structures horizontales non optimale, tout en autorisant une bonne profondeur d'investigation (Samouëlian *et al.* 2005 p.182). Le profil a atteint une quinzaine de mètres en moyenne, l'espacement entre les électrodes étant ici de 3,40 m. Comme le montre la figure 122, quatre unités principales ont été mises en évidence.

La plus profonde est de loin la plus ancienne. Grâce aux sondages de la BSS effectués aux alentours, on sait qu'il s'agit très vraisemblablement des marnes oligo-miocènes qui constituent le substratum tertiaire du site. Ces données de carottages semblent corroborées par la faible résistivité que présente cette unité (Fig. 47). Le passage aux niveaux postérieurs semble assez rapide, la zone transitoire peu épaisse pourrait s'expliquer par le fait que le sommet des marnes semble toujours sableux (et donc plus résistif) sur les sondages de la BSS.

Les deux unités postérieures sont caractérisées par des valeurs de 150 à 250 Ω .m et 250 à 400 Ω .m. Les zones où la valeur est faible semblent englobées dans un ensemble plus résistif. Au vu de la forme de ces anomalies, surtout la plus orientale, on pourrait les assimiler à des paléochenaux dont le remplissage serait plus riche en argile que l'encaissant, peut-être composé de sables plus homogènes qui en augmenteraient la résistivité. De telles formes ont déjà été

détectées à l'aide de cette méthode sur la Loire moyenne, avec des valeurs de résistivité bien moins importantes étant donné leur remplissage tourbeux (Gourry *et al.* 2003 p.41). Sur cette terrasse, on n'a pas trouvé de tourbe lors des sondages à la tarière, à la différence des paléochenaux du lit majeur. Des exemples de mesures sur des remplissages de paléoméandres présentant des gammes de résistivité analogues à celle mesurée ici existent toutefois (Bowling *et al.* 2005, p. 899).

L'anomalie localisée la plus à l'est pourrait être un paléochenal de 90 m de large pour 5 m de remplissage au maximum. Sa forme rappelle la section asymétrique d'un méandre. Ce paléoméandre correspond tout à fait avec l'érosion concave de la terrasse Würm qu'on peut observer en plan (Fig. 120). Les autres anomalies de faible résistivité, plus à l'ouest, sont larges de 15-20 m pour 3 m d'épaisseur au maximum. Elles pourraient représenter des positions de méandres antérieurs à la forme orientale, cette dernière étant mieux conservée car témoignant du stade ultime de développement du méandre avant son recoupement. Ces potentiels vestiges de paléochenaux semblent tronqués dans leur partie supérieure par la dernière unité observée sur ce profil de résistivité.

Celle-ci est constituée de sables observés sur les tarières T1, T2 et T5 LPE (Fig. 121). Ils sont assez peu compacts, ce qui explique la valeur élevée de leur résistivité (400 à 3000 Ω .m), la porosité intergranulaire remplie d'air s'opposant au passage du courant électrique. Leur épaissement vers l'ouest et non vers le paléoméandre le plus récent à l'est exclut la possibilité d'une barre de méandre. De plus ces sables résistifs tronquent le sommet des potentiels paléoméandres détectés au-dessous. Il s'agit donc d'une forme d'érosion puis de dépôt d'un sédiment de nature différente. Le plongement de la terrasse vers le lit majeur à l'ouest est peut-être la clef de l'interprétation de cette anomalie très résistive. En effet, il est envisageable qu'au cours du fonctionnement du paléoméandre en contrebas du profil, des lobes de crevasse aient érodé la terrasse à 6 - 9 m et déposé des sables, l'amincissement vers l'est du dépôt de crue en forme de lentille correspondant à la perte d'énergie du courant avec la distance.

On a donc ici une séquence déposée par un système méandriforme, suite à l'érosion des dépôts de la dernière glaciation. Cette séquence est elle-même érodée par une nouvelle incision affectant l'extrémité ouest du profil de résistivité.

1.5.2. Séquence 2 : Les logs T1, K1-K6, K20-21 LGU, T1-2 LB et T3-4 LPE

C'est dans le paléoméandre le plus oriental de la séquence 2, au lieu-dit la Guinchère (Fig. 120), que le plus grand nombre de forages ont été effectués. Dans ce secteur, les niveaux semblaient montrer la plus longue histoire et de multiples variations sédimentaires impliquant

des changements du mode de dépôt et du milieu. Les huit logs de la figure 123 montrent que le comblement du paléochenal de la Guinchère est composé de deux grands types de sédiments.

Globalement les deux pôles sont constitués de tourbes argileuses et d'argiles réduites grises plus ou moins riches en matière organique. Ces deux catégories nécessitent des conditions de dépôt différentes et sont donc représentatives d'environnements distincts. La présence de tourbes montre que le bras mort se comporte, par périodes, comme une tourbière de type fluviogène (Manneville *et al.* 2006 ; Comont 2006 pp. 6-10), où les phases de turfigénèse succèdent au dépôt d'argiles plus ou moins organiques. On observe une dizaine d'unités au vu des corrélations entre les carottes. Le début de la sédimentation est plutôt argileux, avec des niveaux réduits plus ou moins riches en matière organique où l'on distingue des grains de muscovite de la taille des sables fins. Ces derniers ont très probablement été apportés lors de crues. Les carottages réalisés sur la partie convexe du paléoméandre (K5, K1, K2 et K20) montrent un début de comblement plus homogène que les carottes K3, K4 et K21, prélevées dans la partie plus concave du méandre et caractérisés par des niveaux plus organiques en début de séquence.

La seconde moitié du remplissage de ce paléoméandre est plus tourbeuse sur l'ensemble des carottages réalisés. Deux datations radiocarbone ont été effectuées à la base des dépôts argileux de comblement du paléoméandre. Ceux-ci traduisent le recouplement et l'abandon de ce chenal au profit d'un nouveau tracé. Ces datations indiquent respectivement des fourchettes d'âge entre 6651-6484 cal BC et 6433-6242 cal BC. La date la plus ancienne ayant été réalisée plus bas, le recouplement de la séquence 2 est donc daté de la première moitié du 7^e millénaire avant notre ère. Les quatre autres datations du forage K4 LGU montrent que le comblement continue jusqu'après le haut Moyen Âge, probablement jusqu'à nos jours. Le chenal est aujourd'hui presque comblé et le marais qui l'occupe montre par endroits des fossés de drainage permettant l'utilisation de ce secteur comme pâture malgré la présence de la nappe phréatique en surface.

Sur la plupart des carottes, aucun niveau de sables grossiers témoignant de crues importantes n'a été enregistré, bien que dans la partie terminale du comblement des grains de quartz épars aient été repérés, pouvant provenir des dépôts bioturbés des crues majeures du XIX^e siècle (1846, 1856 et 1866), ou en tout cas d'événements équivalents postérieurs à 900-1029 cal AD. Les inondations majeures du XIX^e siècle ont atteint, au niveau du carottage, jusqu'à deux mètres de hauteur (Fig. 124), et n'ont pas été dépassées depuis dans cette zone.

Deux autres forages ont été réalisés aux extrémités ouest et est du paléoméandre de la Guinchère (T3 et T4 LPE). Ils n'ont pas enregistré les niveaux les plus anciens des carottes

précédentes, situées sur le point le plus bas du lit de l'ancien méandre et par conséquent comblé en premier. Il est cependant possible de proposer des corrélations sédimentaires et chronologiques à l'aide de la carotte K4 LGU, ainsi qu'une coupe de synthèse du remplissage du paléoméandre de la Guinchère (Fig. 125 ; 126). Le forage de l'est, réalisé sur la rive concave du paléoméandre, commence à se déposer à peu avant les années 4351-4081 cal BC. Il s'agit d'argiles grises où l'on remarque la présence de nombreux végétaux. Elles se déposent entre 235,25 et 235,6 m NGF. La seule unité pouvant lui correspondre sur K4 LGU, où la succession sédimentologique est la plus complète depuis l'abandon du méandre, se situe quant à elle entre 234,15 et 234,5 m NGF, c'est-à-dire un mètre plus bas et 350 m au nord-ouest (Fig. 120). Le sommet de cette même unité argileuse riche en fragments de végétaux se retrouve au fond du forage T4 LPE à l'ouest du paléoméandre. Les bordures de ce dernier ne commencent donc à se combler qu'à partir de ce niveau. La différence d'altitude entre les niveaux argileux corrélés sur les carottages T3 LPE et K4 LGU pourrait s'expliquer par une dilatation des dépôts argileux à l'est, causée par des apports colluviaux de la terrasse, notamment sous forme de sables.

Les trois dernières carottes observées (Fig. 127), dans la partie ouest des dépôts de la séquence 2, concernent les remplissages des fossés des maisons fortes de la Barre et de l'Art (T1 LB et T1 LGU), ainsi qu'un paléochenal à proximité de la maison forte de la Barre (T2 LB). Près de la surface, ils montrent des niveaux d'argile brune marmorisée. On pourrait penser qu'ils sont contemporains, cependant, les datations radiocarbone semblent infirmer ce rapprochement sur la base du seul faciès. Pour T1 et T2 LB les âges sont relativement proches et indiquent que la matière organique date du haut Moyen Âge, mais l'analyse réalisée plus bas, dans les sables de T1 LB, donne un âge plus jeune et plus proche de celui indiqué pour T2 LB. La matière organique datée dans le remplissage brun du fossé de la maison forte, T1 LB P3 70-75 (574-657 cal AD), pourrait avoir été remaniée, issue des sables sous-jacents excavés lors du creusement du fossé. Pour T1 LGU une seule datation a pu être réalisée, sous les argiles marmorisées. Cette analyse radiocarbone indique que ces sédiments se sont déposés après 1308-1428 cal AD.

Il faut donc voir une similarité des conditions de dépôts des niveaux argileux marmorisés pour ces trois carottages plutôt qu'une appartenance à la même unité stratigraphique pour expliquer leurs lithologies semblables. En l'occurrence, ces argiles de décantation indiquent, par la présence des nombreuses taches d'oxydation dues aux battements de la nappe phréatique, la présence d'un bas-marais bien drainé (Miall 2006 pp. 177-178). Il pourrait s'agir de la fin du comblement des dépressions laissées par le creusement des fossés des deux mottes castrales pour T1 LB et T1 LGU, avec pour la première le remaniement de matière organique ancienne,

probablement noyée dans la butte de terre de la motte lors de la fondation de celle-ci, puis entraînée par ruissellement dans le comblement du fossé après son abandon.

Pour T2 LB, forage éloigné de la motte de la Barre, il semblerait que les argiles brunes se mettent en place en même temps que les sables de T1 LB, en précisant que ces derniers se situent 1 m plus bas que les argiles de T2 LB. Il s'agit peut-être de l'effet de plusieurs crues déposant des sables au niveau de T1 LB, où la dépression était importante, et des argiles au niveau de T2 LB, étant donné que les sables s'étaient déjà déposés en amont de l'écoulement principal. Le courant, lors de cet épisode de crue, serait donc venu du nord-ouest.

Avant le dépôt des argiles brunes, la succession sédimentaire du carottage T2 LB montre une accumulation d'argiles réduites très homogènes qui s'achève sur un paléosol. Cette rupture nette indique très certainement une phase d'érosion des argiles réduites et des éventuels dépôts les surmontant alors, cette phase érosive étant antérieure à la mise en place des argiles marmorisées, avant les VII-IX^e siècle ap. J.-C. Les argiles réduites sont des dépôts de décantation en milieu dysaérobie formés au cours du comblement d'un paléochenal à l'abri du courant actif. La datation réalisée sur cette unité, à 60 cm sous le paléosol, indique un âge compris entre 6603 et 6460 cal BC. Cet âge et ce faciès particulier sont bien entendu à rapprocher du début de la sédimentation observée dans les carottages effectués dans le paléoméandre de la Guinchère à l'est (K1 à 6 et K20 et 21 LGU), où l'on trouve des argiles relativement analogues et des âges similaires. La différence notable est toutefois que les argiles datées dans T2 LB ne constituent pas la base du dépôt mais plutôt sa partie supérieure. De plus, les datations du paléoméandre oriental, à la Guinchère, ont été réalisées entre 233,5 et 234 m NGF, tandis que celle de T2 LB se trouve au voisinage de 235 m NGF. La différence d'altitude et de niveau daté montrent que les premières argiles de T2 LB, sous la datation radiocarbone, se sont certainement déposées dans un contexte marécageux avant le recoupement du paléoméandre de la Guinchère par la séquence 3 aux alentours de 6500 av. J.-C. Il s'agit vraisemblablement d'un paléochenal résultant de la migration du méandre vers l'est avant son recoupement, peut-être un ancien chenal de *chute-bar* en rive convexe, abrité derrière la barre de méandre active.

Il convient ensuite de s'intéresser au point d'observation le plus oriental, réalisé dans le fossé entourant l'ancienne motte puis maison forte dite de l'Art (T1 LGU). Le début de la sédimentation consiste en des graviers, puis des sables et, pour finir, en un niveau granodécroissant de sédiments graveleux à sableux d'une douzaine de centimètres d'épaisseur. Il a été impossible de détecter des structures sédimentaires sur ce point d'observation réduit, ce

qui rend délicat l'interprétation de la dynamique ayant présidé à ce dépôt, sauf pour le niveau granodécroissant, qui indique très probablement un événement de crue (Miall 2006 pp. 174-176). En l'absence de tout artefact anthropique et au regard de l'homogénéité des sédiments, ces niveaux sont très probablement naturels. Cette observation impliquerait que le fossé entourant la basse-cour ne faisait qu'1 m de profondeur, à moins que ces dépôts grossiers ne se soient mis en place qu'après son creusement. Les sables et graviers de T1 LGU sont surmontés par une unité d'argile très riche en matière organique, au sein de laquelle la seule datation radiocarbone de cette carotte a été réalisée. La matière organique a été datée entre 1308 et 1428 cal AD, synchrone à l'occupation du site qui serait mentionné pour la première fois entre 1123 et 1130 (Richard 1957, charte n° 296 p. 175 ; Escoffier 2007, p.92) et où du mobilier de la fin du Moyen Âge a été retrouvé sur un niveau d'incendie (Maerten 1996, p.154). Le site continue d'être mentionné jusqu'au XVIII^e siècle (Escoffier 2007, p. 92), et les argiles organiques montrent qu'un marais s'est développé dans les fossés qui l'entourent à partir de la fin de la période médiévale, peut-être après la phase d'incendie observée en fouille.

Après l'abandon du site, le fossé est comblé, d'abord par une fine couche de sables, déposés par une crue ou/et issus de l'érosion de la plate-forme de la maison forte, ensuite par des argiles brunes marmorisées indiquant un marais bien drainé se comblant petit à petit par l'arrivée d'argiles lors de crues de faible énergie et/ou distantes du chenal actif.

La séquence 2 est donc caractérisée par des dépôts couvrant les neuf derniers millénaires. Le dernier chenal actif est, dans cette zone, abandonné vers le milieu du VII^e millénaire avant notre ère à l'est (carottes K1-K6 et K20-21 LGU de la Guinchère), et un peu avant cette date dans la partie occidentale de la séquence 2 (T2 LB). S'ensuit jusqu'à nos jours un comblement globalement argileux à tourbeux en contexte marécageux abrité/éloigné du chenal, avec peut-être des dépôts de crue au cours du haut Moyen Âge à l'ouest des sédiments de la séquence 2. Les deux maisons fortes sont mentionnées à partir des années 1220-1230 ap. J.-C. Le creusement des fossés qui entourent la Barre, ou l'érosion de la plate-forme de cette structure ont pu occasionner le remaniement de sédiments déposés antérieurement (Fig. 127). Suite à l'abandon des deux structures, ou quelque temps auparavant pour l'Art, des dépôts argileux se mettent en place dans tous les creux topographiques subsistants, dont les fossés, et sont par la suite oxydés, probablement par l'effet des drainages modernes.

1.5.3. Séquence 4 : Le log K1 LG à La Grève

Ce carottage a été effectué dans un paléoméandre de faible largeur, assez bien marqué (Fig. 120). La succession sédimentaire est caractérisée par la présence d'argiles tout le long du profil (Fig. 128), et par l'absence de tourbe telle qu'on a pu en observer à l'est de ce secteur d'étude. La matière organique et les charbons de bois sont assez fréquents, ce qui a permis de réaliser cinq datations radiocarbone sur ce remplissage de paléoméandre. Deux séries de mesure de la susceptibilité magnétique ont été réalisées.

La succession commence par des argiles silteuses riches en lits millimétriques de feuilles. Ces derniers ont permis de dater le début de la sédimentation dans le méandre, consécutive à son abandon par le chenal actif, des années 989-1152 cal AD. Au-dessus, les sédiments argileux sont organiques et détritiques, comme le montre la présence de silts et de muscovite de la taille des sables fins, ainsi que la variation de la susceptibilité magnétique, assez élevée dans la partie inférieure de la carotte au regard des niveaux plus récents. Ces observations semblent montrer que les crues sont alors plus fréquentes et/ou intenses, et/ou que le chenal actif est relativement proche.

La datation K1 LG 120 a été réalisée dans le niveau argileux à muscovite, qui marquerait une dynamique plus importante, et la matière organique ayant servi à l'analyse pourrait tout à fait avoir été remaniée lors d'une crue ayant érodé un niveau déposé antérieurement. Dans le but de savoir si cette hypothèse était juste, deux datations très proches ont été réalisées sur le niveau immédiatement postérieur aux argiles détritiques, caractérisé par des argiles avec des lits de matière organique. Au regard des âges résultant des analyses, respectivement 1276-1391 cal AD à 117 cm et 1419-1613 cal AD à 113 cm, il est possible que l'échantillon K1 LG 120 soit issu de matière organique remaniée. Dans le cas où cette supposition est juste, les soixante premiers centimètres du comblement ce sont déposés assez rapidement, et une surface d'érosion sépare les datations réalisées à 117 et 120 cm de profondeur. Comme la sédimentation change à 117 cm, cette hypothèse est loin d'être inenvisageable.

L'unité suivante, entre 85 et 108 cm, présente de nouveau des lits de feuilles, et sa base est plus détritique d'après la courbe de variation de la susceptibilité magnétique. Se développent ensuite, entre 21 et 85 cm, des argiles marmorisées montrant des battements de la nappe phréatique dans un milieu plus drainant, postérieur à la mise en place des argiles. Une dernière datation (1955-1956 cal AD), juste au-dessous du sol actuel, indique que ces argiles marmorisées se sont déposées au cours des époques moderne et contemporaine.

Pour conclure, le carottage de la Grève a percé le comblement d'un paléoméandre actif jusqu'aux alentours de l'an mil, avec une première phase de remplissage plutôt détritique jusqu'au XIV^e siècle, puis plus ou moins riches en matière organique des battements de la nappe vers la fin. Le comblement du paléoméandre se poursuit de nos jours.

1.6. CORRÉLATIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, PALYNOLOGIQUES ET CLIMATIQUES

Après la présentation détaillée des successions sédimentaires prélevées, un bilan de l'ensemble des datations radiocarbone dans ce secteur a été réalisé, de manière à replacer l'ensemble des données dans le temps. La figure 129 montre la répartition des dates ¹⁴C, qui couvrent les huit mille dernières années. L'ensemble du lit majeur est composé, en surface, de sédiments datés de l'Holocène. Des ensembles de dates ont été formés selon leur appartenance aux diverses phases et événements climatiques couramment admis au cours de l'Holocène (entre autres De Beaulieu *et al.* 1985 ; Magny 1995 ; Bond *et al.* 1997 ; Alley *et al.* 1997 ; Desprat *et al.* 2003 ; Magny 2004 ; Alley *et al.* 2005 ; Bitanja et Van de Wal 2008 ; Wanner *et al.* 2011 ; Christiansen et Ljungqvist 2012, Mercier 2013).

Les datations radiocarbone effectuées sur le secteur de l'Hôpital-le-Mercier appartiennent principalement aux palynozones de l'Atlantique et au Subatlantique, le Subboréal n'étant représenté que par deux datations. Les ensembles A, B et C sont très distincts, et les dates qui les composent présentent des intervalles de probabilité qui ne se croisent pas d'un ensemble à l'autre (Fig. 129). Pour les sous-ensembles de D il est plus difficile de trancher. D3, D4 et D5 sont bien distincts, mais les limites entre D1 et D2 ainsi qu'entre D2 et D3 sont plus délicates à mettre en évidence.

Ces datations ont été classées par carottage pour observer la répartition des datations et ensemble de dates dans les successions sédimentaires observées (Fig. 130). Les carottages ayant fait l'objet du plus de datations, K1 LG et K4 LGU, mettent très bien en évidence la migration de la bande active de la Loire vers l'ouest sur le temps long, venant confirmer les résultats de l'analyse des différents recoupements de chenaux. Le méandre de l'est, à la Guinchère, est recoupé aux alentours de 6500 av. J.-C., tandis qu'à l'ouest l'abandon date des années 1000-1200 ap. J.-C. Les seuls sédiments du début de l'Holocène qui sont conservés se cantonnent donc à l'est du secteur étudié. Ils sont bien datés, ce grâce à la carotte K4 LGU, et ont fait l'objet d'une étude palynologique sur la carotte K21 LGU prélevée juste à côté de K4.

Les chenaux abandonnés, qui se transforment en marais, sont des milieux propices à la décantation d'argiles et de matière organique, sans décomposition par manque d'oxygène (Miall 2006 p. 178). Ces milieux archivent donc certains organismes environnants dans leurs dépôts, notamment lorsqu'une tourbière se développe et que les pollens des végétaux alentours y tombent. Dans le cas présent il convient d'être très prudent, les pollens analysés pouvant venir avec les crues et donc potentiellement représenter au moins en partie les apports de l'ensemble du bassin versant en amont de ce bras mort. Le début de la sédimentation fine, dans cet ancien chenal, date des années 6500 av. J.-C. Les analyses ont été faites tous les 5 cm, soit quarante-et-un échantillons pour la carotte K21 LGU. Le rapport des résultats de l'analyse palynologique, réalisée au laboratoire Chrono-Environnement de Besançon par Elise Doyen, est disponible en annexe 6. Le diagramme pollinique synthétique obtenu est présenté avec la lithologie de la carotte correspondante figure 131.

La succession des pollens s'agence comme suit (d'après Doyen 2013). Dans les zones LPAZ 1 et LPAZ 2, les pollens arboréens dominent nettement par rapport aux herbacées. Ce sont des taxons de la « chênaie mixte » avec une nette prédominance du noisetier pour LPA Z1. Cette association est typique de l'Atlantique ancien. Au cours de LPAZ 2 une aulnaie se développe au détriment du noisetier. En plus d'une strate herbacée mésohygrophile, les deux zones sont caractérisées par la présence de plantes aquatiques, qui peuvent se mettre en place dans l'eau stagnante du méandre.

Au cours des zones LPAZ 3a, 3b et 3c, les arbres restent nombreux pendant LPAZ 3a bien que leurs taux diminuent par rapport aux taxons non arborés. On voit apparaître le sapin et le hêtre, ce qui marque le passage à l'Atlantique récent. Au cours de LPAZ 3b, le hêtre se développe de façon importante puis l'aulnaie diminue au profit du bouleau. Elle se développe à nouveau pendant LPAZ 3c, où apparaissent les premiers pollens de charme indiquant le passage du Subboréal au Subatlantique. Le Subboréal se situe donc entre 3a et 3c, probablement pendant 3b si l'on en croit la corrélation avec la datation K4 LGU 117 (2564-2298 cal BC). C'est dans la zone 3c qu'apparaissent également les premiers pollens de plantes rudérales/pastorales, ainsi que quelques céréales, ce qui semble impliquer une activité anthropique de faible ampleur dans le secteur ou en amont dans le bassin-versant. Dans les 3 sous-zones des pollens de plantes aquatiques sont présents.

La zone LPAZ 4 est caractérisée par deux tendances. Au début, presque tous les pollens arboréens forestiers diminuent simultanément tandis que les Poaceae, les indices polliniques d'anthropisation (IPA) et les céréales semblent indiquer une activité agro-pastorale. Vers 65 cm

l'augmentation des pollens de noisetier et de bouleau peut indiquer que ces essences profitent du défrichement pour coloniser le milieu alors que les Poaceae, les IPA et les céréales diminuent. Dans la seconde partie (vers 55 cm), la forêt regagne du terrain avec beaucoup de hêtres mais également le sapin et le charme.

Sur l'ensemble de cette zone on remarque la présence de pollens typiques de prairies humides en pourcentages significatifs. Trois échantillons prélevés à 50, 60 et 70 cm ont montré de nombreux charbons de bois, dont la présence pourrait être liée aux défrichements et au développement des activités agro-pastorales.

Pendant la zone LPAZ 5, le paysage s'ouvre de plus en plus. Les herbacées dominent le paysage tandis que le couvert forestier disparaît. Les plantes messicoles, l'expansion des céréales et la présence de pollens liés aux friches et pâtures semblent montrer l'intensification des activités agro-pastorales. Les prairies humides sont très représentées, et les plantes mésohygrophiles et hygrophiles se développent à nouveau.

D'une manière générale, ce diagramme montre toujours la présence d'espèces aquatiques, notamment au cours de LPZ3. L'anthropisation apparaît, de façon peu marquée, à la charnière Subboréal/Subatlantique. L'emprise humaine sur le milieu ne semble devenir intense qu'au cours de LPZ5, même si elle est présente en partie dans LPZ4 (avec des lits de charbons peut-être associés aux activités agro-pastorales). Les derniers 20 à 25 cm analysés tendent à montrer la plus grande influence anthropique de tout le carottage.

Les résultats de l'étude palynologique de K21 LGU ont été comparés et corrélés avec les datations et les observations sédimentologiques de K4 LGU (Fig. 132). Les limites des chronozones mises en évidence sur la base des assemblages polliniques (colonne « âge estimé » de la figure 132), correspondent bien aux âges radiocarbone. Par exemple, les zones LPAZ 1 et 2 sont caractéristiques de l'Atlantique ancien d'après leur contenu pollinique qui révèle une chênaie mixte puis le développement d'une aulnaie, ce qui correspond aux datations radiocarbone réalisées sur K4 LGU pour l'ensemble de dates A. Il en va de même pour la transition Subboréal/Subatlantique (*ca* 820 av. J.-C.), datée par l'apparition du charme, et qui tombe entre les dates K4 LGU 117 et K4 LGU 81 (respectivement 2564-2298 cal BC et 43 cal BC-85 cal AD). Bien que pour ce dernier intervalle les bornes soient assez larges, les corrélations chronostratigraphiques proposées semblent assez robustes dans leur ensemble.

Les activités anthropiques mises en évidence ne correspondent pas aux variations de faciès observées dans le carottage, notamment l'alternance tourbe/argiles moins organiques observable dans tous les carottages du paléoméandre de la Guinchère. La seule exception concerne la zone LPAZ 5, où l'accroissement des activités correspond à un niveau argilo-

sableux entre 10 et 27 cm de profondeur. Ce cas mis à part, le comportement du reste du remplissage tend à signifier que les pollens piégés dans ce paléochenal ne reflètent pas l'activité sédimentaire, et que l'on n'enregistre pas, ici, l'influence de l'anthropisation, qu'elle soit locale ou issue du bassin amont, par un accroissement de la sédimentation terrigène à partir du Néolithique, comme c'est pourtant le cas dans de nombreux autres paléoméandres et bassins versants français (Lespez 2013 p.61).

L'alternance d'unités tourbeuses et argileuses peut marquer le passage entre une amélioration et une péjoration climatique (ou une mise en culture) dans les séquences alluviales Holocène (Pastre *et al.* 1997a p. 309 ; Antoine *et al.* 2002, p. 21). Dans le cas de l'Hôpital-le-Mercier, on peut supposer que l'arrivée d'argiles, parfois riches en grains de muscovite, montre une augmentation significative des apports de crue, événements plus fréquents et/ou plus intenses (dégradation des sols et flux hydriques plus importants) lors des phases de dégradation climatique. La tranche d'eau est alors trop épaisse dans le méandre pour permettre la turfigénèse. À l'inverse, les phases d'amélioration induisent une diminution de la fréquence des événements de crue et la stagnation d'une faible tranche d'eau dans le méandre, ce qui favoriserait la végétation.

Pour le paléoméandre de la Guinchère il semble que ce schéma ait prévalu si l'on intègre les âges obtenus, la nature des sédiments, la susceptibilité magnétique ainsi que le modèle âge/profondeur qui a été réalisé en ajoutant, en plus des datations radiocarbones, les limites des chronozones observées par palynologie, et en partant du principe que la fin de la sédimentation date du prélèvement (Fig. 133). Les taux de sédimentation ne semblent pas montrer de hiatus important dans la succession sédimentaire, bien que cette question ne puisse être résolue de façon certaine en l'état de nos connaissances. Il semble que les épisodes puissent se corréliser avec les observations d'autres chercheurs, même à titre de proposition. Quatre phases distinctes, correspondant aux groupes de datations A, B, C et D des figures 129 et 130, semblent se succéder (Fig. 134).

Au début de la première, caractérisée par l'ensemble A, l'abandon du paléoméandre a permis le dépôt de la matière organique de l'unité U1, datée entre 6434 et 6242 cal BC (ou 8384-8192 cal BP). Plus précisément entre 6651 et 6484 cal BC (ou entre 8601 et 8434 cal BP), car la datation K5 LGU 182-183, voisine, a été réalisée plus près du fond du paléochenal qui est constitué d'argiles avec de nombreux restes de végétaux. On constate que l'abandon du chenal pourrait être contemporain de l'événement de refroidissement à 8200 BP (Alley *et al.* 1997), qui correspond à la rupture des lacs proglaciaires Agassiz et Obijway issus de la calotte

Laurentide (Barber *et al.* 1999, Clarke *et al.* 2004). Si la rupture des lacs a pu se produire aux environs de 8470 BP l'incertitude est de un à plusieurs siècles (Alley et Ágústsdóttir 2005 p. 1134). Aux latitudes moyennes européennes, cet événement semble parfois enregistré en milieu alluvial (Berger et Guilaine 2009 p. 37), et notamment sur la Loire moyenne (Castanet 2008 p. 415 ; Arnaud-Fassetta *et al.* 2010 p.108).

On peut remarquer que la date K5 LGU 182-183 semble trop ancienne par rapport aux datations obtenues pour enregistrer la réponse à l'événement de 8200 BP détectée dans les lacs de moyenne latitude européens (Magny 2004, épisode le Locle, 8300-8050 cal BP). En revanche, elle peut rentrer dans la fourchette de datations proposée par C. Castanet pour l'épisode E6 d'activité accrue pour la Loire moyenne, qui correspond à une période de crues plus fréquentes ou de plus fortes magnitudes datée à 8700-7700 cal BP pour la fourchette large, et à 8450- 8250 cal BP pour la fourchette fine (Castanet 2008 p. 415).

Dans le cas où l'abandon du chenal n'est pas lié au refroidissement de 8200 BP, le niveau argileux U2, qui suit U1, est contemporain de cet événement au vu des deux datations qui l'encadrent (8384-8192 et 8020-7866 cal BP). Les valeurs de susceptibilité magnétique semblent indiquer que cette unité a une origine plus détritique que celles qui l'entourent, ce qui est confirmé par la présence de grains de muscovite de la taille des sables fins.

La dernière unité qui correspond à l'ensemble de dates A est l'unité 3. Par encadrement, on peut dire que ce niveau tourbeux s'est déposé entre 6069-5915 cal BC et la fin de l'Atlantique ancien datée vers 4880 av. J.-C. Sa nature tourbeuse pourrait témoigner de tendance générale à l'amélioration qui conduit à l'optimum climatique de l'Holocène daté de *ca* 4000 av. J.-C. (Davis *et al.* 2003, p.1710).

La seconde phase correspond à l'ensemble B, et ne comporte que l'unité 4, dont l'appartenance à l'Atlantique récent, daté entre *ca* 4880 et *ca* 3500 av. J.-C., est confirmée par l'apparition des pollens de hêtre et de sapin au début de la palynozone LPAZ 3a. Cette unité est caractérisée par un signal quelque peu contradictoire. En effet, la susceptibilité magnétique est élevée, ce qui pourrait indiquer un apport terrigène important, mais la quantité de matière organique est conséquente dans cette unité. De plus, cette dernière se dépose au cours de l'optimum climatique de l'Holocène, ce qui aurait pu impliquer une sédimentation plutôt organique. Il pourrait s'agir d'un signal mixte signifiant que, malgré la sédimentation de nombreux lits organiques due à l'amélioration climatique, des crues fréquentes atteignent ce paléoméandre peu éloigné du chenal actif. Ce fait est surtout lisible dans la seconde partie de l'unité, moins riche en matière organique, où les pics de susceptibilité sont plus marqués en amplitude et fréquence.

La troisième phase, l'ensemble C, est constituée des sous-ensembles C1 et C2. La borne supérieure a été déterminée par l'analyse pollinique à la fin du Subboréal, et la borne inférieure fixée à la transition entre les unités 5 et 4, cette dernière étant attribuée, toujours grâce à l'assemblage pollinique, à l'Atlantique ancien. La base de l'unité 5 a été datée des années 4351-4081 cal BC dans le forage T3 LPE, ce qui tend à indiquer que la transition Atlantique récent/Subboréal, datée de *ca* 3450 av. J.-C., se produit plutôt au cours de la sédimentation de l'unité 5 et non à la limite avec l'unité 4.

L'ensemble C1 s'est donc *a priori* déposé entre 4351-4081 cal BC et 2564-2298 cal BC. Le début du Subboréal est marqué par des conditions humides et froides, notamment sur l'est du Massif Central près des bassins du Roannais, du Forez et de la Limagne (Cubizolle *et al.* 2012 p. 90). Ces conditions pourraient avoir présidé en partie au dépôt de l'unité 5 qui, malgré un aspect assez homogène, présente des pics de susceptibilité assez amples en début de sédimentation (à la fin de l'Atlantique récent), avant l'apparition d'un enrichissement en végétaux qui pourrait amorcer une amélioration au cours de la seconde moitié du troisième millénaire avant notre ère. Le début de la sédimentation de cette unité, vers 4351-4081 cal BC, établie par corrélation avec un carottage daté sur la bordure est du paléoméandre (Fig. 125 ; 126), coïncide avec une phase d'activité fluviale accrue sur la Loire moyenne, datée entre 4850 et 3950 cal BC (Castanet 2008, p. 415) et la première partie de l'épisode de haut niveau lacustre 10 (Grand Maclu) dans les lacs jurassiens, datée entre 4400 et 4150 cal BC (Magny 2004, p. 73).

L'unité 6 de l'ensemble C2 semble marquer une amélioration, au vu de la sédimentation tourbeuse et des faibles valeurs de susceptibilité à sa base, qui augmentent jusqu'à l'unité suivante. Ce niveau a commencé à se déposer après 2564-2298 cal BC, et s'achève avec l'apparition des pollens de charme qui marquent le passage du Subboréal au Subatlantique vers 820 av. J.-C. La Loire moyenne traverse alors une période d'activité fluviale importante, mais cette dernière ne semble pas marquée ici, ni d'ailleurs en amont dans le bassin du Forez (Castanet 2008 p. 409).

Au sein de la quatrième phase qui couvre tout le Subatlantique, l'ensemble D, cinq sous-ensembles ont été définis.

D0 correspond aux unités U7 et U8, et sa borne inférieure est datée de la transition Subboréal/Subatlantique grâce à l'apparition des pollens de charme. Sa borne supérieure est datée par radiocarbone entre 43 cal BC et 85 cal AD. Composée d'argile riche en matière organique, l'unité U7 laisse très rapidement place à des argiles homogènes caractérisées par

une augmentation progressive de la susceptibilité magnétique qui diminue après un pic localisé vers 90 cm de profondeur. L'intérêt de D0 est qu'il s'agit du premier niveau enregistrant un signal anthropique, qu'il soit local ou hérité du bassin amont, grâce à l'étude des pollens. Le caractère particulièrement détritique de l'unité 8 et l'âge de l'ensemble correspondent très bien à une période considérée comme une reprise de la dynamique alluviale dans le bassin de la Loire amont, en corrélation avec une phase d'occupation intense de la plaine alluviale basse du Forez (Cubizolle et Georges 2002 pp. 68-69). La Loire moyenne et le bassin rhodanien ont également réagi à cet événement (Castanet 2008 p. 419, Arnaud-Fassetta *et al.* 2010 p.108, Berger *et al.* 2008 p. 133). Il semble qu'une remontée des nappes phréatiques se soit produite durant cette période, notamment sur la Seine (Pastre *et al.* 2002b p. 40), accompagnant la détérioration climatique du début du Subatlantique (Van Geel *et al.*, 1996 et phase « Bourget » de Magny, 2004).

L'unité 9, ou phase D1, n'a pas pu faire l'objet de datations directes permettant de caler sa limite supérieure. Cependant, cette unité se corrèle bien avec un niveau tourbeux de la carotte T4 LPE réalisée à l'ouest du remplissage du méandre de la Guinchère. En effet la partie supérieure de ce niveau tourbeux a été datée des années 340-535 cal AD. Cette corrélation semble pertinente dans la mesure où la tourbe de l'unité 9 se développe à partir de 43 cal BC-85 cal AD dans le forage K4 LGU. Sur le haut bassin rhodanien cette période est caractérisée par une baisse de l'activité fluviale centrée sur *ca* 200 cal BC mais qui correspond au maximum de retrait des glaciers alpins ainsi qu'à une phase de régression lacustre jusque vers 100 ap. J.-C. (Berger *et al.* 2008 p. 141). Parfois nommé « *Roman Warm Period* » ou « *Roman Climate Optimum* », l'épisode est compris entre 550 cal BC et 350 cal AD et est plus ou moins bien enregistré selon les régions considérées (Brochier *et al.* 2007, pp. 265 – 269, Wang *et al.* 2012 pp. 110-111). Il faut remarquer que l'attribution de ce dépôt tourbeux à une phase d'activité alluviale réduite, éventuellement liée à une amélioration climatique, ne correspond pas aux observations réalisées sur la Loire amont, dans la plaine du Forez, où l'on note une recrudescence de la dynamique alluviale entre le III^e et le IV^e siècle. ap. J.-C (Cubizolle *et al.* 2002).

L'unité 10 correspond aux phases D2 et D3, peut-être en raison d'une limite non repérée sur la carotte. La courbe de susceptibilité magnétique suggère en effet deux phases de sédimentation, la première moitié d'U10 présentant des valeurs plus importantes que la seconde. Faute de dates, il n'est pas possible de séparer les ensembles D2 et D3, qui étaient déjà proches sur le bilan des datations réalisées pour l'ensemble du secteur de l'Hôpital-le-Mercier (Fig. 129). Ils commencent à se déposer après l'unité tourbeuse 9, dont on ne connaît pas

exactement la borne temporelle supérieure mais qui, par corrélation, finirait de se déposer peu après 340-535 cal AD, et continuent sur 5 cm après 900-1029 cal AD. En considérant que la courbe de susceptibilité et la lithologie de la première moitié d'U10 indiquent une dynamique alluviale accrue, on peut remarquer la possible contemporanéité de ce dépôt avec une phase de haut niveau lacustre entre 650 et 850 cal AD dans les moyennes latitudes (Magny 2004, Petit Maclu 2). Cette possible phase de dynamique accrue ne se retrouve pas sur la Loire moyenne au niveau d'Orléans (Castanet 2008 p.416), mais il semble qu'en aval, entre les vals d'Avaray et d'Authion, la sédimentation des plaines alluviales augmente entre 500 et 1000 ap. J.-C. Ce phénomène est attribué à l'érosion des versants qui serait elle-même due aux activités humaines (Carcaud *et al.* 2002 p. 83). La seconde partie d'U10, où la mesure de la susceptibilité est plus faible, se dépose aux alentours des IX^e-XI^e siècles de notre ère. Dans le cas où ces dépôts représenteraient bien une diminution de la dynamique alluviale, ils pourraient être associés à l'optimum climatique du Moyen Âge ou petit optimum médiéval (POM), dont ils sont contemporains (le POM dure de 800 à 1120 ap. J.-C. selon Leroy-Ladurie 2004, p. 18). Cette période présente des disparités, tant en termes d'enregistrement que de durée (Brochier *et al.* 2007 p. 268). Sur le haut bassin rhodanien, une phase d'apaisement de l'activité fluviale est attribuée à ce phénomène entre 700 et 1050 cal AD (Berger *et al.* 2008 p. 141). En revanche, entre 850 et 1050 cal AD, la Loire moyenne est plutôt caractérisée par une recrudescence ou une intensification des événements de crues (Castanet 2008 p.416).

La phase D4, composée de l'unité 11, n'a pas pu être datée directement. Elle correspond à une période où les activités humaines semblent de plus en plus enregistrées par les pollens dans le remplissage du paléoméandre. D'un point de vue sédimentologique, il s'agit d'argiles mélangées à des sables, ces derniers étant très probablement des dépôts de crue bioturbés. La mise en place de ces sédiments est postérieure à l'unité 10, qui se dépose encore sur 5 cm après 900-1029 cal AD. Si tant est que l'on puisse croire aux âges fournis par le modèle âge-profondeur, qu'il faut utiliser avec prudence, cette unité finirait de se déposer entre 1142 et 1240 cal AD. La susceptibilité magnétique, qui est globalement plus importante dans cette unité que dans la seconde partie de l'unité 10, ainsi que la présence de sables, pourraient indiquer un accroissement de la dynamique alluviale se traduisant par l'enregistrement de dépôts de crue dans le remplissage du paléochenal de la Guinchère. À la même période on connaît, entre 1200 et 1300 cal AD, une phase de haut niveau lacustre dans le Jura (Magny 2004, première partie du Petit Clairvaux). Sur le haut bassin rhodanien, il semblerait qu'une période d'accroissement important de la dynamique alluviale débute dès la fin du XI^e siècle, associée aux prémices du

Petit Âge Glaciaire ou PAG (Berger *et al* 2008 p. 131). Sur ce secteur comme sur bien d'autres, cette période de refroidissement général et d'augmentation des précipitations à l'échelle européenne, dont on place généralement la fourchette large entre 1300 et 1850 ap. J.-C., est détectée par de nombreux proxies et a grandement influé sur la dynamique alluviale (entre autres Haas 1996 ; Bond *et al.* 1997 ; 2001 ; Bravard 1997 ; Hu *et al.* 2001 ; Chuine *et al* 2004 ; Leroy-Ladurie 2004 ; Luterbacher *et al.* 2004 ; Castanet *et al.* 2008 ; Berger *et al.* 2008 ; Arnaud-Fassetta *et al.* 2010 ; Guiot *et al.* 2010 ; Carozza *et al.* 2012).

L'unité 12 de la phase D5 s'est déposée après le PAG, entre *ca* 1850 et l'actuel. C'est la phase qui présente le plus d'indices d'anthropisation de tout le carottage. Son faciès tourbeux pourrait être signe d'amélioration, et correspondrait alors temporellement avec la sortie du PAG et le réchauffement subséquent, avec des hivers plus chauds à partir des années 1900 (Luterbacher *et al.* 2004 p. 1500).

Ces éléments de réflexion apportent de plus ou moins fortes présomptions quant à l'influence du climat sur la Loire bourguignonne au cours de l'Holocène selon les phases considérées. Il est bien entendu impossible d'affirmer que toutes les variations climatiques des neuf mille dernières années puissent être clairement enregistrées sur ce seul point. La remise en perspective des âges et des natures sédimentologiques avec les données climatiques et les variations connues de la dynamique alluviale dans d'autres bassins versants français, ou en différents points du bassin de la Loire, permet tout de même d'avancer que la sédimentation est ici vraisemblablement en partie soumise à une influence climatique qui fonctionne par doublet de dégradation/amélioration climatique. Les phases de dégradation climatiques sont caractérisées par des apports détritiques argileux, tandis que les améliorations climatiques provoquent la formation de tourbe dans le méandre abandonné. Lorsque l'on prend comme base les bornes des événements froids de l'Holocène qui pourraient être enregistrés ici (Wanner *et al.* 2011 p. 3116), et lorsqu'on les confronte à la sédimentation et aux âges obtenus sur K4 LGU, on obtient une succession de cinq doublets (Fig. 134) :

1. 6650-6050 av. J.-C. : « événement à 8200 BP »/*ca* 5000 - 4000 av. J.-C. (Davis *et al.* 2003 p. 1709) : « optimum climatique de l'Holocène »
Abandon du chenal et dépôt des unités U1 et 2/Dépôts tourbeux et organiques U3 et U4
2. 4550-3950 av. J.-C. et 2850-2550 av. J.-C. : « optimum climatique de l'Holocène » et début du « Néoglaciale »/milieu et fin du Subboréal (sans plus de précisions)
Dépôt argileux U5/Tourbe U6

3. 1350 – 550 av. J.-C. : « *Bond event 2* »/550 av. J.-C.-350 ap. J.-C. : « *Roman Warm Period* »
Argiles U7 et 8/Tourbe U9
4. 300- 600 ap. J.-C. : « *Dark Ages* » (probablement un peu plus tard pour le secteur étudié)/800-1120 ap J.-C. : « *Petit Optimum Médiéval* » (Le Roy Ladurie 2004)
U10 (première partie)/U10 (seconde partie)
5. 1250-1850 ap. J.-C. « *PAG* »/1900-2015 Réchauffement actuel
Argile et sables U11/Tourbe du sol actuel U12

1.7. UNE DYNAMIQUE ALLUVIALE INFLUENCÉE PAR LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES

Le croisement de l'ensemble des données disponibles et acquises dans le secteur de l'Hôpital-le-Mercier permet d'y aborder assez finement l'évolution de la dynamique alluviale sur le temps long. Les dépôts des terrasses T8, T6 et T5 se mettent en place au cours du Saalien supérieur pour la première et pendant la dernière glaciation pour les deux suivantes (Straffin 2000 ; Colls *et al.* 2001). Il s'agit de dépôts graveleux et sableux typiques d'un système en tresse (Straffin 2000 p. 156). T6 et surtout T5 reposent sur le sommet, plus ou moins incisé par endroits, des marnes oligo-miocènes. Ces terrasses weichséliennes encadrent le lit majeur actuel de la Loire et ont été incisées à la fin de la dernière glaciation. Toutefois, la sédimentation würmienne n'a pas été entièrement remaniée puisqu'on retrouve des alluvions de cette période dans le lit majeur, où ils sont surmontés par les dépôts du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Ces derniers s'organisent en cinq séquences mises en évidence par la topographie à haute résolution de l'image LiDAR et correspondent à des paléochenaux formés par différents styles fluviaux, dont la conservation différentielle d'est en ouest permet de les caler chronologiquement les uns par rapport aux autres. Les carottages réalisés dans le secteur ont permis de décrire la sédimentation holocène du lit majeur, tandis que les datations radiocarbone ont servi à préciser les bornes temporelles des séquences mises en évidence par la chronologie relative.

La séquence 1, très mal conservée, n'avait pas été individualisée dans les travaux d'E. Straffin (Fig. 135). Située entre 6 et 9 m au-dessus du lit actuel, elle forme une véritable terrasse entre les dépôts pléniglaciaires, qui la surmontent d'environ 3 m, et le lit majeur situé 2 m plus bas. La sédimentation est majoritairement sableuse en surface (Fig. 121), et des anomalies interprétées comme des paléochenaux y ont été repérées à l'aide d'une coupe de la résistivité électrique (Fig. 122). Le style fluvial ayant présidé au dépôt des sédiments qui composent cette

séquence a été, au moins en partie, méandriforme, comme en témoigne la forme concave de l'érosion ayant affecté les dépôts du Würm. Le cadre chronologique n'est hélas que partiel. On sait que sa borne inférieure se situe après les derniers dépôts de T5 et leur incision. Sur les sept datations OSL réalisées dans les dépôts de cette terrasse, la plus jeune donne un intervalle compris entre 9750 et 8550 cal BC (Colls *et al.* 2001 p. 748). Toutefois il faut signaler que cette analyse n'a pas été réalisée sur la Loire mais sur une terrasse de l'Arroux, en aval de l'Hôpital-le-Mercier et à une trentaine de kilomètres à vol d'oiseau du secteur considéré ici. Il paraît plus raisonnable de se fier à des datations plus proches, comme 18/1 et 1825/2, réalisées, dans le secteur étudié, sur la terrasse T5 érodée par la séquence 1 (vers 242 m NGF), ainsi que sous la surface du lit majeur, à 5,6 m de profondeur (vers 232 m NGF). Les intervalles de datation, très proches, montrent que les sédiments du premier échantillon se sont mis en place avant l'incision précédant le dépôt des sables de la seconde date OSL une dizaine de mètres plus bas. Les âges de la dernière exposition au soleil livrent les intervalles, assez proches, de 18350-15550 cal BC et 18250-13450 cal BC. Deux épisodes connus d'incision des cours d'eau sont proches de ces dates, et pourraient marquer les bornes inférieures et supérieures de la séquence 1. Au début du Dryas ancien (*ca* 15400 av. J.-C. d'après Mercier *et al.* 2013 pl. VIII), certains dépôts du Pléniglaciaire ont en effet subi un remaniement alluvial important, comme dans la région des Montoyes, en Suisse (Guélat *et al.* 1993, pp. 45-46) ou la vallée de l'Aube (Gaillard 1999 dans Cubizolle *et al.* 2002). Un autre épisode important, postérieur à la borne supérieure de la date 1825/2, a lieu au cours du Bølling, autour de 12000 av. J.-C., et pourrait à ce titre marquer la fin du dépôt de la séquence 1 et son incision. Ce phénomène est notamment documenté dans le Bassin parisien (Pastre *et al.* 1997a p. 297 ; 2002b p.32 ; 2003 pp. 2185-2186), le Nord de la France (Antoine *et al.* 2002, pp. 17-18), ainsi que la Loire moyenne (Garcin *et al.* 1999, p. 411 ; Carcaud *et al.* 2002, pp. 74-75 ; Castanet 2008, pp. 390-394). La plupart du temps, cet événement est mentionné comme une incision suivie du développement d'un système méandriforme, ce qui correspond tout à fait aux dépôts de la séquence 1, mais aussi à ceux de la séquence 2. On peut mentionner que, pour la Loire moyenne, dans le Val Triple, le chenal Tardiglaciaire est situé 2 à 3 m plus haut que le plancher alluvial Holocène (Castanet 2008 p. 392), ce qui correspond très bien à ce que l'on peut observer à l'Hôpital-le-Mercier entre les séquences 1 et 2. On ne connaît pas le terminus *ante quem* de la sédimentation de la séquence 1 dans ce secteur, car l'âge à partir duquel la séquence 1 a été incisée, et le moment où la séquence 2 a commencé à se mettre en place, n'a pas pu être déterminé directement. En effet, l'absence de matière organique dans les carottages de la séquence 1 n'a pas permis de réaliser de datation radiocarbone. En revanche, on sait que les méandres de la séquence 2 sont recoupés

aux alentours de 6500 av. J.-C. L'incision de la séquence 1 s'est donc produite avant cette date et très probablement après l'incision du Dryas ancien. Sur la Loire moyenne, une incision importante se produit à la transition Tardiglaciaire/Holocène, plus précisément au début du Préboréal (*ca* 9500 av. J.-C. ; Mercier *et al.* 2013 pl. VIII), qui laisse les dépôts Tardiglaciaire 2 à 3 m au-dessus du comblement Holocène (Castanet 2008 p. 401). Ce dernier fait renforce considérablement l'idée que l'incision de la séquence 1 se soit produite au Préboréal, d'autant plus que ce phénomène d'incision se retrouve, outre sur la Loire moyenne, sur les vallées de la Seine (Pastre 2003 p. 2186) et de la Selle (Antoine *et al.* 2003 pp. 2067-2069 et 2071-2072). Il reste toutefois possible que l'incision de la séquence 1 remonte au Bølling.

Pour résumer, il est assez probable que la séquence 1 se soit déposée après l'incision survenue au Dryas, aux alentours de 15 000 av. J.-C. Le comblement s'est réalisé sous l'influence d'un système méandrique, peut-être recoupé à la limite Tardiglaciaire/Préboréal, aux alentours de 9500 av. J.-C.

La séquence 2 est mieux conservée que la séquence 1, qu'elle a fortement érodée, puisque par endroits les méandres qui la composent ont atteint les dépôts du dernier maximum glaciaire. Son emprise, mise en évidence par le traitement des données LiDAR, comprend des dépôts attribués à la fois aux terrasses T3 et T4 par E. Straffin (Fig. 135 A). D'après ses travaux, T4 est datée entre 9100 et 1550 cal BC, et serait d'abord composée de dépôts typiques d'un système en tresse suivis par une phase méandrique (Straffin 2000, p. 160). Cependant, les âges fournis pour T4 par cette étude l'ont été par les datations réalisées sur l'Arroux et extrapolées sur la Loire. T3, quant à elle, est datée entre 2274 et 1130 cal BC, à l'aide d'une date OSL et d'une date radiocarbone sur l'Arroux, ainsi que par trois datations radiocarbone sur la Loire, effectuées en amont et en aval du secteur d'étude et sur des troncs d'arbre au niveau du chenal actuel. Ce dernier point pose question quant à l'extrapolation de l'emprise de cette terrasse dans la plaine alluviale où il n'y a pas de datations. Les carottages réalisés sur le méandre abandonné de la Guinchère contredisent les résultats de cette étude, tant pour l'âge que l'extension de T4 et T3 de ce secteur, puisque le remplissage argileux du paléoméandre débute dans les années 6500 av. J.-C. La mise en place de la séquence 2 débute par l'incision de la séquence 1, puis continue avec le comblement du lit majeur par des dépôts cantonnés 2 m sous la séquence 1. Cette incision pourrait avoir eu lieu à la transition Tardiglaciaire/Holocène, probablement au Préboréal, qui débute aux alentours de 9500 av. J.-C.

La séquence 2 serait donc caractérisée par une incision préboréale suivie par un comblement qui s'achève par un système méandriforme, recoupé aux alentours de 6500 av. J.-C., c'est-à-dire un peu avant ou au début de l'« événement à 8200 BP ».

La séquence 3 se distingue des deux précédentes par l'aspect des derniers chenaux encore visibles en surface. L'ensemble présente un plan analogue à ce que l'on rencontre dans un système anastomosé ou en anabranches. Cette séquence s'est mise en place après l'abandon du méandre oriental autour de 6500 av. J.-C. et l'érosion complète de la ceinture de méandres de la séquence 2, à l'exception des quelques paléochenaux orientaux encore visibles. T1 LB (Fig. 127), sous le fossé d'une maison forte située sur la bordure est du paléochenal anastomosé, a montré la présence de sables avec de la matière organique qui a pu être datée entre 658 et 772 cal AD. Une partie du remplissage du paléochenal remonterait donc au haut Moyen Âge, ce qui implique que son abandon est antérieur à cette date. L'âge de la fin de cette séquence reste problématique en l'absence de datations sur le début du comblement des paléochenaux.

La séquence 4, après l'érosion des dépôts antérieurs, voit le développement d'un chenal large et très peu sinueux. Lui succède un système méandriforme dont la ceinture de méandres est aujourd'hui en grande partie érodée dans sa partie occidentale, bien que l'érosion ait été ici moins importante que pour les séquences 1 et 2. Comme le terminus *ante quem* de la séquence 3 n'est pas connu précisément, on ignore à quelle période a débuté la séquence 4. En revanche, on sait que le méandre le plus récent de cette phase a été recoupé aux alentours de 989-1152 cal AD (carottage K1 LG). Ce chenal fonctionnait certainement encore au cours du haut Moyen Âge, lors du dépôt des sables de T1 LB à la limite entre les séquences 2 et 3, et des argiles de T2 LB sur la séquence 2 (Fig. 121). Ces sédiments forment donc très probablement des dépôts de crue, participant pour T1 LB au comblement d'un paléochenal avec une phase de réactivation des écoulements permettant le transport des sables, et à l'aggradation de la plaine alluviale pour T2 LB, avec le dépôt d'argiles lors de crues de faible puissance et/ou avec un chenal actif relativement distant.

Suite à l'érosion des dépôts de la séquence 3 entre *ca* 6500 av. J.-C. et les VII-VIII^e siècle de notre ère, un large chenal peu sinueux se développe, puis laisse place à un système méandriforme dont le dernier chenal est abandonné entre la fin du X^e et la première moitié du XII^e siècle. On assiste ensuite à l'érosion d'une partie de la ceinture de méandres déposée au cours de la séquence 4.

La séquence 5 est d'abord un système en tresse qui remanie les dépôts de la séquence 4. Certains bras semblent ensuite évoluer en chenaux sinueux, voire méandriforme pour les tracés modernes et contemporains. La séquence se met en place après 989-1152 cal AD, et certains de

ses dépôts ont pu être datés par OSL aux environs de la zone d'étude. La date 1026/2 est comprise dans le secteur étudié mais son incertitude est très large puisque les sables analysés peuvent s'être déposés entre 1050 et 1850 ap. J.-C. Juste en amont de l'Hôpital-le-Mercier, les deux datations OSL du site 19/1 donnent des âges compris entre 1530-1670 et 1590-1710 ap. J.-C. (Fig. 112). Ces intervalles peuvent correspondre en partie au minimum de Maunder daté entre 1645 et 1715 (Le Roy Ladurie 2004 p. 409), et d'une manière générale elles appartiennent à la période du PAG. Un système en tresse, dont les dépôts ont été observés et attribués à ce style fluvial (Straffin et Blum 2002b p. 96), se met donc en place au cours de cette période. Il faut noter qu'E. Straffin a également observé une coupe dans ce secteur d'étude (Fig. 112), à laquelle il associe deux datations qualifiées d'« OSL » qui n'apparaissent pas dans les tableaux répertoriant les datations disponibles sur la Loire amont (Straffin *et al.* 1999 p. 278, Straffin 2000 p. 99, Colls *et al.* 2001 p. 748 et Straffin et Blum 2002b pp. 89-90). Ces deux datations (460 ± 69 BP et 1140 ± 171 BP, soit 1421-1559 AD et 639-981 AD, Straffin 2000 p. 95), auraient été respectivement réalisées sur un niveau de crue silto-argileux et le sommet d'une barre de méandre surmontée d'un paléosol (Fig. 135 B). On ne connaît pas l'origine de ces datations, mais dans le cas où l'on considère qu'elles puissent être exactes, les dépôts de crue seraient contemporains du PAG et viendraient masquer les dépôts antérieurs. Le sommet de la barre de méandre, quant à lui, correspondrait à des dépôts préservés de la séquence 4 sous la séquence 5. L'érosion n'aurait donc pas remanié l'ensemble des dépôts de la/des séquence(s) précédente(s). Cette préservation différentielle intervient certainement dans les zones non affectées par le passage du chenal en tresse, mais où les inondations successives enfouissent les dépôts précédents sous une topographie atténuée, provoquée par le comblement, en fin de crue, d'affouillements creusés par une première phase d'inondation plus érosive (*scour and fill* ; Straffin et Blum 2002b p. 93). Aucune des datations OSL de ce secteur, y compris les deux datations incertaines de la coupe observée par E. Straffin, n'a été recoupée par les tracés modernes que nous avons pu observer entre 1832 et 2007, ce qui permet de supposer que les âges proposés par ces analyses peuvent correspondre à la réalité.

Au cours du PAG, la séquence 5 est donc caractérisée par un système en tresse, évoluant vers un système plutôt rectiligne à sinueux au cours du XIX^e siècle puis tendant vers le méandrique dans la seconde partie du XX^e siècle.

Pour aller plus loin, il est possible de comparer la chronologie relative en plan, que l'on a détaillée depuis la dernière glaciation dans ce secteur, avec les variations sédimentologiques

verticales, notamment celles qui sont enregistrées dans le paléoméandre de la Guinchère. Cinq doublets argiles/tourbes, qui correspondent, au moins du point de vue chronologique, avec des doublets péjoration/amélioration climatique, ont été mis en évidence dans ce paléoméandre. Il semble que certaines variations dans le remplissage sédimentaire du méandre étudié à La Guinchère puissent être corrélées avec les séquences allostratigraphiques mises en évidence. L'abandon de la phase 2 correspond ainsi à l'abandon du méandre de la Guinchère, peu avant ou au début de l'« événement à 8200 BP ». On peut également rapprocher la phase D4 de la Guinchère, dont le dépôt s'achève peu après 900-1029 cal AD, de la borne supérieure de la séquence 4, datée de l'abandon du méandre de la Grève (K1 LG), aux alentours des X^e-XII^e siècle de notre ère. Ce recoupement médiéval est suivi par une augmentation significative de la dynamique alluviale qui se traduit, pour la carotte K4 LGU, par le dépôt d'une unité argileuse où l'on remarque la présence de niveaux de crue bioturbés sableux. La séquence 5, qui est synchronisée avec ce dépôt, correspond à la mise en place d'un système en tresse qui va éroder une partie des archives sédimentaires antérieures à l'ouest du secteur. L'ensemble est contemporain du PAG.

La notion de doublet péjoration/amélioration semble également fonctionner lorsqu'on observe les séquences en plan. Le passage d'une séquence à la suivante se fait en effet en contexte de péjoration, ce qui implique un certain degré d'érosion des archives sédimentaires de la séquence précédente et l'enregistrement de nouvelles archives dans le remplissage des paléochenaux de la séquence recoupée. En ce qui concerne les améliorations, elles sont surtout visibles sur les séquences 4 et 5, plus récentes et moins remaniées/atténuées en surface, du moins par endroits. Ainsi, la séquence 4 débute par un système rectiligne à peu sinueux, assez large, pour s'achever sur des méandres, dont certains présentent une grande amplitude. La séquence 5 voit, dans un premier temps, se développer un système en tresse, qui finit par évoluer en système rectiligne à sinueux au XIX^e siècle, puis en système méandrique dans la seconde partie du XX^e siècle. On constate bien la diminution de l'intensité de la dynamique alluviale entre le système en tresse du PAG et les méandres de l'époque contemporaine.

Il semble que les variations que l'on observe dans la dynamique alluviale depuis le dernier maximum glaciaire dans ce secteur de l'Hôpital-le-Mercier soient plus liées aux fluctuations climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène qu'aux activités humaines. Ces dernières ont pu participer aux transformations sans que cela ne se perçoive clairement dans l'enregistrement d'un système fluvial aussi important, à part peut-être à partir de l'époque contemporaine pour laquelle il est difficile de ne pas prendre en compte l'influence anthropique. Ce constat avait

également été fait suite aux travaux d'E. Straffin, qui, sans nier la possible influence de l'anthropisation sur le système, jugeait les effets de cette dernière « submergés » par les influences climatiques (Straffin et Blum 2002b p. 97). Sur la Loire amont, dans la plaine du Forez, l'activité humaine semble avoir joué sur la dynamique alluviale, ou du moins avoir été enregistrée, notamment à la transition âge du Bronze/âge du Fer (Cubizolle *et al.* 2002 p. 69). En revanche, sur la Loire moyenne, les variations hydrologiques perceptibles de l'Holocène semblent avoir été sous contrôle climatique (Castanet 2008 p. 415).

Si l'on met en parallèle les âges obtenus, entre autres, dans la carotte K4 LGU, les séquences mises en évidence par la chronologie relative des recoupements de chenaux et les données d'autres auteurs, on peut proposer un scénario pour l'évolution de la dynamique alluviale dans le secteur de l'Hôpital-le-Mercier.

Au cours du Weichsélien, deux terrasses alluviales se déposent sous l'influence d'un système en tresse. Les dépôts les plus récents se mettent en place entre les années 18500 et 15500 av. J.-C.

Une incision remanie ces dépôts au cours du Dryas ancien, aux alentours de 15000 av. J.-C. Les alluvions qui se mettent ensuite en place comblent la plaine alluviale sans atteindre le niveau de la terrasse Pléniglaciaire, qui est érodée par un système s'achevant sur de larges méandres fonctionnant jusqu'au Bølling ou la fin du Dryas récent.

Une nouvelle incision a lieu au début de l'Holocène, durant le Préboréal, aux alentours de 9500 av. J.-C., ou peut-être aux alentours de 12000 av. J.-C., au Bølling. S'ensuit un nouvel abaissement du plancher alluvial qui subit une érosion très importante de même que, par endroits, la terrasse würmienne, le tout sous l'influence d'un système devenant méandrique et fonctionnant jusqu'à l'Atlantique ancien.

Les méandres de la séquence 2 sont recoupés aux alentours de l'« événement à 8200 BP », puis de nouveaux dépôts se mettent en place avant que la séquence 3 évolue en un système anastomosé, qui se met en place au cours de l'« optimum climatique de l'Holocène », vers 5000-4000 av. J.-C.

La séquence 4 se met en place suite à l'érosion des dépôts précédents aux environs de 4351-4081 cal BC, c'est-à-dire vers la fin du maximum de l'optimum climatique de l'Holocène. Il s'agit d'abord d'un chenal rectiligne à peu sinueux assez large, de style « vagabond » voire à tendance système en tresse. Petit à petit, la dynamique alluviale évolue pour s'achever sur un système méandrique bien marqué qui fonctionne jusqu'à la fin de l'optimum climatique

médiéval au milieu du XII^e siècle. L'optimum climatique de l'époque romaine et le climat contrasté qui l'a suivi, parfois mentionné comme correspondant aux « *Dark Ages* », ont eu lieu au cours du dépôt de cette séquence, mais n'ont pas été enregistrés par une phase distincte comme les autres doublets amélioration/dégradation de l'Holocène. Les changements sont peut-être trop fins pour avoir été détectés ici, à moins que l'on puisse voir, dans la présence de paléochenaux appartenant à deux types de système fluvial distincts à la surface de cette séquence, l'enregistrement de ce doublet, peut-être de moindre amplitude dans ce secteur du bassin de la Loire.

La séquence 5 débute par une nouvelle phase d'érosion qui a probablement lieu dès le début du PAG, voire peu avant, lors des premiers événements hydrologiques importants qui pourraient survenir pendant la phase de transition entre le POM et cette dégradation. Un système en tresse s'installe, et les surfaces non remaniées par le passage d'un chenal actif sont surmontées de dépôts de crue, qui se mettent en place après la phase érosive des inondations, atténuant et dissimulant la topographie héritée des phases antérieures. Ce système laisse place au style de chenal large, rectiligne à sinueux, plutôt « vagabond » que l'on voit sur les plans de la première moitié du XIX^e siècle, c'est-à-dire une forme en transition entre le système en tresse médiéval à moderne et le style résolument méandrique de la seconde moitié du XX^e siècle.

La figure 136 montre l'évolution du lit actif sur le temps long pour cette portion du fleuve Loire. Ce scénario va être confronté aux autres secteurs d'étude de la fenêtre Loire amont qui ont été étudiées, de façon à amender, enrichir et confirmer le déroulement de l'histoire alluviale.

Principaux résultats sur la dynamique de la Loire amont :

Le remplissage du lit majeur de l'Hôpital-le-Mercier montre une préservation différentielle d'est en ouest depuis la fin de la dernière glaciation. La bande active se déplace par paliers, la surface du lit majeur enregistre des séquences de dépôt distinctes dont le dernier style fluvial est encore visible.

Cinq séquences séparées par des phases d'incision ou d'érosion sont ainsi perceptibles. Elles sont numérotées de 1 à 5 dans leur ordre d'apparition. Au sein de chaque séquence, la Loire semble adopter tout d'abord un style dynamique de type tresse, déblayant en grande partie les dépôts précédents, puis tend à évoluer vers un style méandrique ou anastomosé, avec parfois un style transitoire « vagabond ».

De très dynamique, la Loire devient donc progressivement moins active au cours de chaque séquence. Le début de chacune d'entre elles semble correspondre à une péjoration climatique évoluant ensuite vers une amélioration (Fig. 136).

Les indices d'anthropisation du milieu ne sont pas contemporains des phases où l'on enregistre une augmentation de la sédimentation terrigène, à l'exception de la fin du Moyen Âge et l'époque moderne.

Seule la répétition des observations et des datations sur les autres secteurs d'étude peut permettre de confirmer et affiner ce schéma général d'évolution.

Le système fluvial de la Loire amont est caractérisé par des réponses rapides et fortes, en amplitude comme en intensité, aux changements des conditions hydrologiques.

2. LE SECTEUR D'ÉTUDE DE CHASSENARD

Le secteur d'étude comprend les communes de Chassenard en rive gauche (Région Auvergne, dép. Allier) et de Varenne-saint-Germain et Saint-Yan en rive droite (Région Bourgogne, dép. Saône-et-Loire - Fig. 107). La commune de Chassenard présente un contexte particulier, pour ce qui concerne l'implantation anthropique en contexte alluvial et l'évolution du milieu fluvial à la fin de l'Holocène. Des méthodes spécifiques à ce site ont été mises en œuvre pour replacer les vestiges archéologiques découverts dans le contexte de la dynamique alluviale.

2.1. CONTEXTE LOCAL ET PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE

Dans cette portion du fleuve, la rive droite n'a livré que quelques découvertes archéologiques²⁴. En revanche, sur la commune de Chassenard, au niveau du hameau de Cée, la problématique est toute autre puisque ce point haut semble avoir été occupé au moins depuis l'âge du Fer et surtout au cours de l'époque romaine. Des fouilles anciennes auraient livré les vestiges d'une possible agglomération antique, ainsi qu'une nécropole bordée d'une voie (Pérot 1886b p. 410). Plus récemment, ce point haut a été interprété comme partiellement remodelé par la main de l'homme (Lallemand 2008 vol. 2 p. 285). Cet auteur s'appuie notamment sur d'anciens travaux, où la butte de Cée est qualifiée de « *poste sinon créé, du moins fortifié par la main de l'homme* », permettant le contrôle de la vallée à partir d'un point haut (De la Faige et De la Boutresse 1896 p. 593). Ces auteurs considéraient d'ailleurs excessive l'appellation de « ville », avancée antérieurement (Pérot 1886b), et ramenaient à de plus justes proportions la taille de la nécropole (De la Faige et De la Boutresse 1896 pp. 593 – 594). La découverte récente de nombreux tessons dans une rigole d'évacuation des eaux d'une stabulation, dont les plus anciens dateraient de La Tène moyenne/finale et beaucoup d'autres du haut Empire, semble confirmer l'occupation antique de ce point élevé (Lallemand 2008 vol. 2 p. 286). Au Moyen Âge et au début de l'époque moderne, Cée était une paroisse distincte de Chassenard, avec des terres appartenant tant au Bourbonnais qu'au Charolais, et la butte était occupée par une église. Les bâtiments de la cure sont également mentionnés, ainsi qu'un cimetière (De la Faige et De la Boutresse 1896 pp. 593 – 594). La carte dessinée dans cette publication, même si elle

²⁴ Décrites dans le Chapitre III : 2.3.3.

comporte quelques incertitudes, a été géoréférencée pour resituer les éléments cités par les auteurs (Fig. 137).

Dans ce contexte archéologique, la découverte récente, dans le chenal actuel de la Loire, des vestiges d'un franchissement antique, qui couvrirait au moins les deux premiers siècles de notre ère, complète les données sur l'implantation romaine de ce secteur (Dumont 2011 pp. 339 - 342). Une autre structure archéologique liée à l'exploitation du fleuve est présente dans le chenal actuel de la Loire en aval du pont romain. Il s'agit des vestiges d'une pêcherie médiévale datée entre 1222 et 1287 cal AD²⁵. La position du chenal actif est donc mise en évidence par deux sites au cours des deux derniers millénaires, mais à deux époques distinctes et à mille ans d'intervalle. Dans les deux cas, cette position équivaut à celle du chenal actuel, mais on ignore si le lit mineur a changé de position entre ces deux implantations.

Sur la base de ces découvertes archéologiques bien datées, l'étude géoarchéologique a pour but de préciser la dynamique de la Loire au cours des deux derniers millénaires et, de façon plus étendue, depuis la dernière glaciation. L'objectif est également de rechercher des vestiges contemporains des aménagements du lit mineur dans la plaine alluviale, et notamment la voie ayant mené au pont. Pour mener à bien cette étude, on a eu recours à des données d'origines diverses.

L'analyse des données LiDAR, en association avec les datations et observations sédimentologiques d'autres auteurs, nous autorise à proposer un schéma général de l'évolution géomorphologique du secteur.

L'étude des documents iconographiques, notamment des cartes, des plans, et des photos, ainsi que des textes modernes, a permis de décrire et caractériser l'évolution récente du secteur d'un point de vue géomorphologique et archéologique.

Les observations diverses réalisées sur les berges actuelles et le paléoméandre de Bécheron, localisé sur la rive droite (commune de Varenne-Saint-Germain) ont permis de compléter les données sur l'évolution moderne et contemporaine de ce secteur.

Les prospections géophysiques par magnétomètre ont eu pour objectif de compléter la carte archéologique au droit du site de franchissement.

Des sondages géoarchéologiques ont été réalisés afin d'observer et d'identifier les dépôts de la plaine alluviale sur une anomalie géophysique détectée lors des prospections.

²⁵ Datation POZ 22507 (Dumont *et al.* 2007 p. 8), d'âge 750 ± 30 BP. Corrigée avec le logiciel Oxcal v4.2.3. r5 (Bronk Ramsey 2009) et la courbe d'étalonnage IntCal13 (Reimer *et al.* 2013).

2.2. GÉOMÉTRIE ET ÂGES DES DÉPÔTS DE LA VALLÉE

Les forages de la BSS dans la plaine alluviale et sur les terrasses sont peu nombreux aux alentours de Chassenard, d'autant plus si l'on ne prend en compte que les points où la lithologie est disponible (Fig. 138). Les quatre forages exploitables sont tous situés en rive droite, près du lit mineur actuel, ce qui offre peu d'intérêt pour bâtir une coupe synthétique transversale de la vallée. Cependant, le sommet des forages C et D montrent la lithologie du remplissage des chenaux du XIX^e siècle dans, et les derniers dépôts de A et B fournissent la nature et la granulométrie des sédiments immédiatement antérieurs à ces chenaux, c'est-à-dire très probablement déposés au cours de l'époque moderne (Fig. 138). Le sommet des marnes de l'Aquitaniens se situe entre 225 m et 227 m NGF.

La carte des unités allostratigraphiques du Quaternaire réalisée par E. Straffin indique que le lit majeur est entouré par deux terrasses weichséliennes : en rive gauche, au niveau de Cée, la terrasse T6 du Pléniglaciaire inférieur à moyen et, en rive droite, où se trouve l'aérodrome de Saint Yan, la terrasse T5 du Pléniglaciaire supérieur (Fig. 138). Aucune datation ne concerne ce secteur : elles sont concentrées en amont et surtout en aval, ainsi que dans la vallée de l'Arroux. Les dépôts holocènes du lit majeur seraient constituées des unités T3 et T2, respectivement datés des années 2274-1130 cal BC et 442-1955 cal AD, avec une phase intermédiaire T2/T3. Cependant, cette corrélation reste hypothétique en l'absence de datations directes dans le secteur. Une observation de terrain est indiquée, mais le texte et les figures n'en font pas plus précisément mention.

2.3. TRAITEMENT DES DONNÉES LIDAR

Les données LiDAR permettent de réévaluer les observations effectuées par S. Lallemand sur la morphologie de la butte de Cée, qu'il considère comme un point fortifié caractérisé par des angles droits (Lallemand 2008, vol. 2 pp. 285 - 287). Ce constat est exact pour les angles nord-est et sud-est (Fig. 139), qui n'ont cependant pas une origine anthropique : le premier résulte de l'érosion d'un paléoméandre perpendiculaire à l'axe d'écoulement de la vallée, le second est lié à la présence d'un ruisseau dont le thalweg incise la terrasse au sud, cet angle étant accentué par une gravière dans les dépôts du système en tresse de la Loire weichsélienne (Fig. 139). En outre il a observé « *à mi-distance du développé de cette ligne de fortification* », une échancrure qu'il attribue à une ancienne voie associée à une porte (Lallemand 2008, p. 286). Aucune anomalie topographique ne semble confirmer cette observation, bien qu'en

l'absence de localisation précise, il est difficile de comparer cette interprétation avec les données LiDAR. Aucune trace de remparts n'apparaît sur la carte des altitudes, des ombrages seuls (Fig. 140 A) ou celle de l'exposition des pixels (Fig. 140 B), qui permet de mettre en évidence des alignements en rupture avec le terrain environnant. La seule anomalie visible est un talus qui coupe perpendiculairement le thalweg du ruisseau sud, mais qui semble plutôt associé à une digue d'étang, ce que semble confirmer la Carte des Cassini (Fig. 139). Quant au large fossé censé être associé aux fortifications à l'est, il s'agit très vraisemblablement d'un paléoméandre parallèle à la terrasse. Le site de la butte de Cée offre sans nul doute des possibilités d'implantation très intéressantes, isolé en hauteur par deux petites vallées creusées par des ruisseaux à l'ouest, et par le bord de la terrasse weichsélienne à l'est. Néanmoins, les traces de fortifications évoquées ne ressortent pas de l'analyse du LIDAR, même si l'occupation antique est attestée par les vestiges découverts (Lallemand 2008, p. 286). Seuls des sondages qu'il n'a pas été possible de mener dans le cadre du doctorat permettraient de mieux caractériser l'occupation de cette butte.

Le MNT corrigé, dont la pente du fleuve a été soustraite²⁶, fournit des informations supplémentaires (Fig. 141 et 142). En rive droite, on observe un lambeau de la séquence 1, mise en évidence à l'Hôpital-le-Mercier, qui forme une terrasse perchée entre 6 et 9 m au-dessus de l'altitude moyenne du fleuve actuel. Par analogie avec le secteur de l'Hôpital-le-Mercier, on peut avancer que cette terrasse, qui forme un palier entre le lit majeur actuel et la terrasse du Pléniglaciaire supérieur, pourrait s'être déposée au cours du Tardiglaciaire suite à une incision survenue au cours du Bølling, et avoir elle-même subi une incision au début de l'Holocène. Elle n'est pas observable en rive gauche, où les dépôts de T5 sont également absents, le lit majeur actuel est immédiatement en contact avec la terrasse T6 au droit de Cée. Ce fait tend à indiquer que, comme à l'Hôpital-le-Mercier, l'érosion fluviale a davantage affecté la rive occidentale que la rive orientale de la vallée de la Loire. On peut distinguer deux surfaces assez différentes entre la butte de Cée et la Loire actuelle. La plus occidentale est située à 5 m au-dessus de la Loire actuelle tandis que la zone plus proche du fleuve ne dépasse au maximum que de 4 m le niveau moyen du fleuve. La limite entre ces deux entités est relativement rectiligne et résolument orientée selon un axe nord/sud.

L'emprise étudiée se situe juste en aval du secteur de l'Hôpital-le-Mercier, où la conservation différentielle des paléochenaux a permis d'établir une chronologie relative. À

²⁶ Pour la méthode, se reporter au Chapitre II : 2.4.3.

Chassenard, le lit majeur est caractérisé par une moins grande lisibilité de ces recouvrements successifs des paléochenaux, peut-être due au resserrement du lit majeur qui peut ici atteindre 1,2 km de large contre 2 à 2,5 km à l'Hôpital-le-Mercier. Le dessin des limites des paléochenaux semble confirmer cette différence (Fig. 143). Près du chenal actuel, les quelques formes visibles sont très peu sinueuses et orientées selon un axe nord-sud. En revanche, au pied de Cée, on reconnaît très bien la trace laissée par la partie concave d'un paléoméandre, ainsi que de nombreux chenaux, postérieurs au méandre et relativement sinueux, qui font penser au plan observable dans un système anastomosé. L'ensemble de formes rectilignes nord/sud rappelle la séquence 5 de l'Hôpital-le-Mercier, liée aux dépôts du système en tresse du PAG, dont la topographie est atténuée, près du lit actuel de plus en plus méandrique, par des dépôts de crue de la fin de l'époque moderne. Au pied de la butte de Cée, la séquence la plus ancienne est difficilement datable par analogie avec l'Hôpital-le-Mercier, car plusieurs des séquences qui y ont été observées présentent une phase méandrique. Celle-ci est postérieure à la séquence 1, incisée au début de l'Holocène, et très probablement antérieure au PAG.

Autour du pont de Chassenard, on aurait donc une évolution générale qui commence par l'incision des dépôts weichséliens, peut-être au Tardiglaciaire, suivie par le dépôt de la terrasse à 6 – 9 m. Au début de l'Holocène, cette dernière est incisée et le lit majeur se comble, tandis que des méandres érodent les dépôts antérieurs, notamment en rive gauche où la terrasse T5 et la séquence 1 sont entièrement remaniées. Ce système méandrique se métamorphose en système anastomosé, qui est recoupé par le fleuve en tresse de la fin du Moyen Âge et de l'époque moderne. Au XIX^e siècle, la Loire évolue en un système sinueux qui érode massivement la partie orientale de la plaine alluviale, rognant même en partie les dépôts du Pléniglaciaire supérieur de la commune de Saint Yan.

Au pied du hameau de Cée, le paléoméandre qui érode T6 a été sondé à la tarière. Le comblement est caractérisé par une succession uniforme d'argiles réduites sur deux mètres d'épaisseur (Fig. 144). Ces dépôts disoxygènes de décantation en contexte marécageux n'ont pas fourni assez de matière organique pour être datés par radiocarbone. Toutefois, leur compacité importante, ainsi que leur homogénéité sur une grande profondeur, laissent penser que cette accumulation s'est faite sur le très long terme. L'absence de datation ne permet malheureusement pas de donner un âge d'abandon de ce méandre et, par conséquent, de savoir à quelle séquence appartiennent les dépôts du lit majeur en contrebas de la terrasse du Pléniglaciaire inférieur/moyen. On peut simplement dire qu'ils sont, hors d'éventuels dépôts de crue distaux, antérieurs au système en tresse du PAG.

2.4. ANALYSE DES DOCUMENTS MODERNES

Pour l'étude du secteur de Chassenard, les documents suivants ont été analysés :

- 36^e et 54^e feuilles de la carte des Cassini au 1/86400 (Chalon-sur-Saône et Mâcon), levées respectivement de 1757 à 1758 et de 1758 à 1759.
- Feuilles du cadastre napoléonien levé en 1840 pour Varenne-Reuillon (actuellement Varenne-Saint-Germain - ADSL 3P 5124 à 3P 5132), en 1832 pour Saint-Yan (ADSL 3P 12801 et 3P 5702 à 3P 5714) et entre 1836 et 1837 à Chassenard (ADA 3P 3055).
- Dessins-minutes de la carte d'état-major au 1/40000, levés en 1840 dans le secteur et publiés en 1866.
- Premières éditions (1855) des feuilles 12 et 13 de la Carte de la Loire levée entre 1848 et 1854, suite à la crue de 1846.
- Carte d'état-major au 1/80000 : feuille de Charolles révisée en 1882 (ADSL GF 1 Fi 26/3)
- Carte de la France au 1/100000 : feuille XX-23 de Charolles tirée en 1895 (ADSL 1 Fi 13/14).
- Photographies aériennes IGN de 1946, 1954, 1967, 1977, 1986, 1999 et 2007.

Une fois ces documents géoréférencés grâce au logiciel ArcGIS, l'emplacement du lit du fleuve a été dessiné le plus précisément possible. La carte des Cassini a été écartée car trop peu précise par rapport au niveau de détail recherché. En effet, bien que suffisamment géométrique pour être géoréférencé, le détail du tracé des rivières n'est pas très élevé sur ce document (Costa *et al.* 2009, pp. 23 et 24 et Cavanna 2012 p.81). Les cartes de 1882 et 1895 ont également été retirées de la sélection en raison de leur échelle trop peu précise par rapport à celles des autres documents. Elles seront utilisées à titre comparatif pour la forme générale du tracé, mais les marges d'erreur semblaient trop importantes pour les confronter directement aux tracés visibles sur les autres documents.

Le résultat montre très bien les changements du tracé dans cette zone durant les deux derniers siècles (Fig. 145). L'information qui ressort clairement est la différence de localisation du chenal entre le document le plus ancien et le plus récent : en 175 années, entre 1832 et 2007, le lit a migré de 500 m à 1 km entre la rive gauche au niveau des vestiges et la rive gauche du cadastre napoléonien. Ce déplacement a entraîné le dégagement des vestiges du pont romain et de la pêcherie médiévale, dont l'extension connue commence à apparaître dans le lit du fleuve à partir du milieu des années 1960.

Au XX^e siècle, le fleuve a donc repris le tracé qu'il suivait il y a deux millénaires. Cependant, on ne peut pas connaître précisément la largeur de cette Loire gallo-romaine, car manquent les deux extrémités du pont (on n'a pas retrouvé les culées). D'après l'extension connue des vestiges, cette largeur était au minimum d'une cinquantaine de mètres. Sur la photographie aérienne de 1946, on distingue de nombreux remous au droit de l'emplacement des vestiges visibles aujourd'hui. Ces remous sont sans doute provoqués par la présence de pieux de chêne du pont, dont la largeur serait alors portée à environ 120 m. Cependant, les prospections subaquatiques n'ont pas permis de répondre à cette question, car une barre de méandre recouvre entièrement ce secteur, masquant ainsi d'éventuels vestiges (Dumont *et al.* 2006 p. 12 et Dumont *et al.* 2007a p. 9). La photographie aérienne de 1954 ne montre pas de remous, mais elle a été prise en avril, alors que la photographie de 1946 a été prise en juillet, à une période de basses eaux (Fig. 146).

Il semble que la zone en eau vectorisée près des vestiges sur la Fig. 145 soit, au XIX^e siècle, le reliquat d'un ancien bras. Il pourrait s'agir des ultimes traces de l'ancien chenal antique et/ou médiéval, en grande partie comblé au XIX^e siècle et aujourd'hui entièrement disparu. Ce bras mort aurait pu être réactivé lors d'une crue, recoupant le méandre de Bécheron, dont la partie concave se trouvait à l'est. Un nouveau méandre, concave vers l'ouest cette fois, aurait alors commencé à se développer, dégagant les vestiges visibles depuis la moitié du XX^e siècle. Ce recouplement du méandre est assez difficile à dater, étant donné que nous ne disposons pas de documents fiables entre la carte levée sur la période 1848-1854, où le méandre n'est pas recoupé, et la photographie aérienne de 1946, où l'on constate le recouplement.

Il convient par conséquent de se demander quel événement a pu provoquer ce changement important, et il devient indispensable de se tourner vers la chronologie et les hauteurs des crues enregistrées sur la Loire entre 1848 et 1946 (Fig. 147). Trois crues catastrophiques ont eu lieu en 1846 (plus hautes eaux connues), 1856 et 1866. Il est tout à fait envisageable que l'occurrence de ces trois événements à intervalles rapprochés ait causé ou accentué le recouplement du méandre de Bécheron, comme cela a pu se voir sur la vallée de la Dore, un affluent de l'Allier, où la crue de 1846 a provoqué de nombreux recouplements de méandres (Cubizolle 1997, pp. 240 et 251). Il est toutefois impossible que la seule crue de 1846 ait été responsable du recouplement, car la carte de la Loire de 1848-1854 a été levée à la suite de cet événement et ne montre pas de recouplement. Ce dernier est également absent d'un ajout au cadastre napoléonien réalisé en 1847 (Fig. 148) et encore de la feuille XX-23 de Charolles de la Carte de France au 1/100000, tirée en 1895 (Fig. 149 C). Cette carte de 1895 a été élaborée

à partir de la Carte d'état-major au 1/80000, dont les minutes de 1840 ont été « révisée[s] en 1882 », et qui n'indique pas non plus de recoupement (Fig. 149 A ; B). Bien que l'on ignore l'ampleur de la révision de 1882, la modification de la forme du bras mort immédiatement à l'est des vestiges, au niveau du méandre de Bécheron, permettent de vérifier que certains détails ont bien été corrigés entre 1882 et 1895. Les grandes crues du XIX^e siècle, auxquelles toutes ces cartes sont postérieures, ne seraient donc pas responsables de cet événement. Elles ont néanmoins pu le préparer, en recreusant le paléochenal immédiatement à l'est des vestiges du lit actuel sur la figure 145.

Le carottage d'arbres en rive droite vient apporter des informations complémentaires (Champougny, Jarry et Kupowski 2008). En effet, la détermination de l'âge des plus vieux arbres au niveau du méandre de Bécheron a permis de préciser la date à laquelle le recoupement a pu avoir lieu. Cinq arbres vivants (un saule, un peuplier et trois chênes) ont été carottés. Comme le carottier a une longueur limitée à 25 cm, il n'était pas possible de prélever jusqu'au cœur de l'arbre pour compter tous les cernes. Il a donc été décidé de compter le nombre de cernes pour chaque carotte et de calculer le rapport « nombre de cernes/cm ». Ainsi, il est possible d'extrapoler le nombre total de cernes, pour obtenir l'âge de l'arbre, par comparaison avec le rayon de son tronc. La circonférence du tronc a donc été mesurée au niveau du carottage pour chaque arbre, et le rayon calculé selon la formule : $r = C/2.\pi$ »²⁷

En multipliant le rapport nombre de cernes/cm par le rayon, on obtient l'âge de l'arbre. Il s'agit d'un chiffre approximatif, puisque l'on estime que la vitesse de pousse de l'arbre, et par conséquent le nombre de cernes/cm, a été constante. Le début (estimé) de la croissance de ces arbres a été calculé en soustrayant l'âge à la date du carottage qui a eu lieu en novembre 2007. Les résultats correspondent bien aux données cartographiques (Fig. 150), puisque le peuplier, qui aurait commencé à pousser en 1847, se situe hors de l'emprise des méandres qui lui sont contemporains ou postérieurs, et le saule n°6, dont le début de la croissance est lui estimé à 1968, est situé sur une petite île émergée en 1967, alors que la Loire passait encore à cet emplacement en 1954. Le résultat le plus intéressant est fourni par le chêne n°1, qui est localisé à l'emplacement du chenal délimité par les plans cadastraux levés entre 1832 et 1840 et visibles également sur les dessins-minutes de la carte d'état-major. Il n'est qu'à 20 m de la barre de méandre sur la carte levée entre 1848 et 1854. Cet arbre aurait donc commencé à croître vers

²⁷ Où r est le rayon du tronc et C la circonférence au niveau du carottage.

1926-1927, ce que rend vraisemblablement possible le recouplement du méandre. Ce recouplement du méandre de Bécheron se serait donc produit entre 1882 et 1926.

Si l'on se tourne de nouveau vers la chronique des crues (Fig. 147), on constate que l'événement le plus important de cette période s'est produit en 1907, et la hauteur d'eau enregistrée à Digoin a dépassé celle de la crue de 1856. Il se pourrait donc que cet événement ait provoqué le recouplement final, à moins que des inondations de moindre importance aient fini par opérer ce changement entre la fin du XIX^e siècle et le premier quart du XX^e siècle. En effet, il arrive qu'un événement de faible ampleur suffise à définitivement réaliser le recouplement (Hooke 1995, p. 252). Le temps nécessaire à la déconnexion complète du chenal dépend des systèmes mais peut prendre entre deux et dix ans (Citterio et Piégay 2009 p. 462), voire dans certains cas moins d'un an à sept ans (Hooke 1995, p. 251). Dans tous les cas, comme le recouplement a très vraisemblablement eu lieu entre 1882 et *ca* 1926, les bouchons argileux de remplissage de méandre ont largement eu le temps de se déposer avant la prise de la photographie de 1946, sur laquelle les branches amont et aval du chenal du XIX^e siècle sont déconnectées du chenal principal.

L'étude des archives modernes a permis de mettre en évidence plusieurs points.

Les vestiges du pont romain et de la pêcherie médiévale, visibles aujourd'hui, se trouveraient au XIX^e siècle enfouis dans la plaine alluviale, probablement sous 2 à 3 m de sédiments. Ils n'étaient donc pas détectables en ce point. Il est intéressant de rappeler qu'un texte du XIX^e siècle, parlant de l'occupation antique à Cée et notamment du franchissement de la Loire, mentionne « *le souvenir d'un pont sur la Loire construit en face de la ville de Cé, et qui, lui aussi, a retenu le nom de Pont de Cé* » (Pérot 1886b p. 410). Les vestiges du pont ont donc manifestement été repérés avant 1886. Comme les pieux en bois ne se conservent que dans la nappe alluviale et sont sujets à la dessiccation dès qu'ils sont en partie émergés, ils n'ont donc pu être observés que dans les surfaces en eau. Les deux seules zones où un tel scénario est possible sont respectivement le lit actif de la Loire du XIX^e siècle, qui circule à environ 700 m de l'extension des vestiges retrouvés en prospection, et le paléochenal (ou chenal de *chute-bar*) qui deviendra le nouveau lit, par recouplement du méandre de Bécheron. Ce paléochenal est situé à une centaine de mètres de l'emprise connue du pont. Dans ce dernier cas, on peut s'interroger sur une confusion possible soit avec un autre site présentant des bois que l'on ne connaît pas aujourd'hui, soit avec un gué ou un bac ayant existé en ce point aux époques récentes. On compte en effet plusieurs points de passage entre Cée et Bécheron : outre le franchissement avéré de l'époque romaine, un bac ainsi qu'un gué sont indiqués au lieu-dit

Bécheron, sur le cadastre napoléonien, à 800 m au nord-est des vestiges du pont (Fig. 148 ; Dumont *et al.* 2007a, pp. 40-43). Ce franchissement, marqué par la présence du même toponyme sur les deux berges est déjà mentionné au milieu du XVII^e siècle, dans la note écrite par le curé du Donjon lors de la Fronde en 1650 (document publié par Meilheur 1860 p. 131) : « *Le premier Febvrier 1650, dès le grand matin, il passa par le Donjon environ deux mille cavaliers que l'on dict estre de l'une des armées de M^r le Prince [de Condé], qui avoient passé à Vichy et couché à Barrois, et diligemment allèrent passer Loire au port de Bécheron, et de là sont allés vers Bellegarde estant assistés et conduits par M. de Coligny. M^r le gouverneur et M^r de Laferté ont fait battre le tocsin par tout pour empêcher les autres* ». Le Bécheron de rive gauche a été entièrement détruit par la Loire au XX^e siècle, lors de sa migration vers l'ouest et on ne connaît pas l'évolution de ce passage au cours du Moyen Âge.

La Loire n'a redécouvert les vestiges du pont et de la pêcherie qu'à partir du milieu des années 1960. Depuis cette date, ils sont soumis à l'érosion fluviale, qui a pu provoquer la disparition de certains pieux. Les fluctuations du niveau de la Loire ont également participé à leur destruction par dessiccation.

Les crues, notamment celles des années 1846, 1856 et 1866, ont très probablement joué un rôle dans la préparation du recouplement du méandre de Bécheron, qui, au vu des informations présentées, semble avoir eu lieu entre 1882 et *ca* 1926. L'événement provoquant le recouplement définitif pourrait être la crue de 1907, à moins qu'une crue de moindre importance n'ait achevé un processus déjà bien entamé.

2.5. LES COUPES DE BERGE

Quatre coupes de berge ont été levées à Chassenard en rive gauche, dans l'axe du pont romain et légèrement en aval de ce dernier (Fig. 151). Ces relevés complètent des observations déjà réalisées en 2007 (Garcia dans Dumont *et al.* 2007a, pp. 17 – 24). À la base de trois des coupes, on retrouve la même unité. Elle est formée de barres de galets et de graviers dont le toit ondule légèrement sur plusieurs dizaines de mètres (Fig. 152 A). Le dépôt de ces sédiments très grossiers ne peut pas être antérieur aux XIII^e - XIV^e siècle, car on a trouvé une tuile plate à crochet usée par le courant au sein de ces galets. Des exemplaires de ces éléments de couverture médiévaux remontent aux années 1200-1400 (Ravoire 2009 pp. 402 et 403 et Aumard 2011 pp. 3). Une autre tuile a été repérée au sein de la même unité en rive droite et un peu en aval des coupes, dans la berge concave du méandre située en aval du pont de Chassenard (Garcia dans Dumont *et al.* 2007a, p. 23). On a donc, à partir des XIII^e et XIV^e siècles, un système capable

de transporter des éléments de la taille des galets et d'en former des barres. Un fleuve en tresse a très probablement présidé à la formation de telles structures. Les travaux d'E. Straffin attribuent également le même style fluvial à la fin du Moyen Âge et à la période moderne à partir de points observés en amont et en aval du secteur (Straffin et Blum 2002a p. 427). L'unité qui surmonte ces barres, uniquement visible sur les coupes AB et GH, est composée d'argile silteuse puis de silts de sables. Elle se met en place dans les creux entre deux barres de galets, probablement lors de crues, et traduisent certainement à ce titre un éloignement certain du ou des chenaux actifs. Elle peut être moderne, car postérieure ou éloignée de la Loire en tresse, mais on n'y a pas retrouvé d'éléments de datation. Son épaisseur varie latéralement selon les coupes et elle ne présente pas de figures sédimentaires visibles, probablement en raison de la pédogenèse. Cette unité est surmontée, sur les coupes EF et GH, par un niveau d'argile marmorisée (dépôt hydromorphe de type marécageux, mais peu riche en matière organique) sur lequel un sol avec des racines importantes s'est développé, affectant profondément les unités sous-jacentes par pédogenèse (Fig. 152 B). La présence d'argiles montre que le dépôt s'est fait dans la plaine alluviale à l'abri du courant, et la forme du creusement indique la présence d'un paléochenal. Malgré la présence des traces de racines et d'argiles réduites, aucun élément organique n'a pu être prélevé, ce qui n'a pas permis de dater ce comblement. Vers le sud, l'unité argileuse pédogénétisée évolue en un niveau de sol peu épais avec des traces de racines. Sur les trois coupes AB, CD et EF, au-dessus de cette unité, on rencontre un niveau de sables grossiers assez homogènes. Ils ne montrent pas de figures sédimentaires et ont probablement été mélangés par pédogenèse, ce qui indique un environnement de plaine alluviale et donc un ou plusieurs événements de crue assez puissants (présence de graviers et de galets lités sur AB, granodécroissance sur EF), ou bien encore un rapprochement du chenal actif. L'unité suivante est silto-sableuse, avec quelques graviers. Ce mélange d'éléments de granulométries variées pourrait s'expliquer par la pratique agricole, les labours mélangeant les divers niveaux de la plaine alluviale, leur donnant un aspect massif et mélangé (Fig. 152 C). Dans le dernier niveau, qui compose le sol actuel, on peut observer les sables déposés par la crue de novembre 2008, mêlés à l'herbe de la pâture (Fig. 152 D).

Les dépôts observés sur cette berge ne sont pas contemporains du pont romain. Ils se sont formés entre le Moyen Âge et la période actuelle. Ils montrent que le chenal circulait à cet endroit jusqu'à l'époque moderne, accumulant les lits grossiers au sommet de barres de tresse. Au cours de l'époque moderne, la Loire a migré vers l'est, provoquant l'aggradation de la plaine alluviale par l'accumulation de niveaux de débordement sableux et silteux. Suite au

recoupement du méandre de Bécheron, probablement entre 1882 et 1926, cette plaine alluviale est sujette à l'érosion due au déplacement constant de la rive concave du nouveau méandre, qui a dégagé l'extension connue des vestiges du pont. Il faut noter qu'un forage réalisé dans la plaine alluviale, à plusieurs dizaines de mètres à l'ouest de la berge étudiée (Fig. 151), confirme la succession relevée sur les coupes. Les observations réalisées sur la berge actuelle semblent donc valables dans la plaine alluviale, du moins pour les dépôts de la séquence 5, pour laquelle les dépôts postérieurs à la mise en place des barres de tresse médiévales peuvent mesurer 60 à 170 cm (Fig. 143).

2.6. CARTOGRAPHIE DES ANOMALIES MAGNÉTIQUES

Des prospections magnétiques ont été effectuées sur la rive gauche du méandre, au bord de la Loire, et plus loin dans la plaine alluviale. La première campagne a eu lieu en 2007 sur des fenêtres réduites à titre de test, et des anomalies ont alors été mises en évidence (Garcia dans Dumont *et al.* 2007a, pp. 28 à 33). La seconde campagne a eu pour but de réaliser une carte globale des anomalies sur une grande surface dans l'alignement du pont, afin de réévaluer les fenêtres testées en 2007 (Fig. 153). De plus, ces mesures non destructives ont permis de cibler les interventions ultérieures, notamment des sondages, sur des anomalies choisies et précisément localisées.

Les mesures visent à mettre en évidence d'éventuelles structures anthropiques dans la plaine alluviale, ainsi que l'éventuel tracé de la voie ayant mené au pont romain découvert dans le chenal actuel. La séquence 5, qui couvre les périodes médiévale à contemporaine, n'offre aucun potentiel pour la détection de structures contemporaines du fonctionnement du pont, mais a tout de même été testée au cas où des aménagements liés à la culée du pont antique auraient pu être épargnés par le système en tresse médiéval à moderne. La carte brute du gradient magnétique est présentée Fig. 154. Les anomalies que l'on y observe ont été traitées selon leur caractère ponctuel ou continu. La carte des anomalies ponctuelles permet de mettre en évidence quelques groupes semblant dessiner des ensembles particuliers, et de nuancer les interprétations en certains points, où les mesures ont été perturbées par des éléments ne provenant pas du sous-sol mais provoqués par la présence de clôtures ou par un dysfonctionnement de l'appareil (Fig. 155 A). Beaucoup de ces anomalies ponctuelles sont dispersées dans la plaine sans corrélation visible entre elles. Elles représentent certainement des pièces métalliques éparses et des éléments porteurs d'une forte aimantation (terre cuite, matériaux de construction modernes). Il convient également d'écarter les anomalies créées par les labours récents (Fig. 155 B). Quatre

ensembles d'anomalies ponctuelles semblent tout de même se dessiner, qu'on pourrait diviser en deux groupes principaux : les ensembles rectilignes et curvilignes.

– **Ensemble rectiligne R1** : Les points qui le constituent sont assez régulièrement espacés de 4 m environ. Ils semblent former une structure rectangulaire de 12,5 m de large pour au moins 22,5 m de long (cet axe étant tronqué vers l'est). Il pourrait s'agir de la signature des poteaux ayant servi d'ossature à un bâtiment ancien, mais l'écart important entre les points rend cette hypothèse improbable.

– **Ensemble rectiligne R2** : Cet important groupe de points (25) semble dessiner une structure se développant selon un axe nord-sud s'orientant ensuite à la perpendiculaire vers l'ouest. Cet ensemble n'est probablement pas d'origine naturelle : interrompu par une clôture, il ne se poursuit pas dans la pâture limitrophe à l'ouest. Il pourrait s'agir d'une ancienne haie ayant matérialisé une limite parcellaire, antérieure au levé du cadastre napoléonien puisque cette anomalie ne suit pas une telle limite sur le document de 1837.

– **Ensemble curviligne C1** : Ce long semis de points de 83 m est parallèle à une anomalie continue que l'on décrira ensuite, l'anomalie 6. C1 se situe immédiatement en contrebas d'un faible ressaut topographique, ce qui amène à penser qu'il pourrait s'agir du bord d'un ancien lit de la Loire, éventuellement autrefois plantée en arbres.

– **Ensemble curviligne C2** : Ces points se trouvent dans une zone très perturbée par la présence d'arbres et de clôtures. Ils pourraient être les vestiges d'une ancienne ligne d'arbres.

Les anomalies continues, peu abondantes sur ce site (Fig. 156 A), ont été regroupées lorsqu'elles semblaient présenter un signal analogue.

– **Anomalie 1** : Cette structure allongée, recoupée par l'ensemble R2 décrit précédemment, se développe d'abord selon un axe sud-est/nord-est puis s'infléchit vers le nord. D'une longueur de 57 m et d'une largeur assez constante d'à peu près 2 m, sa signature négative sombre tranche avec le reste de la plaine. Il pourrait s'agir d'un fossé comblé par des sables, moins magnétiques que la plaine environnante où se développent des sols qui sont souvent riches en minéraux magnétiques (Bobée 2007, p.223).

– **Anomalies 2** : On a groupé sous ce figuré un grand nombre d'anomalies d'aspect contourné offrant un signal analogue. Il s'agit de grandes structures plurimétriques et même décamétriques aux contours complexes, très vraisemblablement naturelles. Elles semblent globalement orientées nord-ouest/sud-est, bien qu'elles comportent de nombreuses extensions plus petites dans d'autres directions. L'intérieur des anomalies est plus magnétique que la plaine

environnante, il s'agit probablement de chenaux comblés plus riches en argiles, et donc en minéraux magnétiques, que la plaine environnante. Il faut toutefois remarquer que leurs emprises ne correspondent pas exactement aux tracés dessinés d'après les données LiDAR Fig. 156 B). La mesure magnétique détecte probablement des variations de remplissage beaucoup plus fines que la topographie visible en surface.

– **Anomalies 3, 4 et 5** : Ces trois cercles, bien que distants entre eux, présentent la même signature magnétique (environ 10 nT) et un diamètre analogue (4 à 5 m). Ils semblent alignés le long d'un axe nord-ouest/sud-est, bien que très distants les uns des autres (100 m entre 4 et 5 et 130 m entre 5 et 3). Sans sondage, il est difficile de préciser leur nature. Il semble peu crédible que ces cercles soient liés entre eux, et ne correspondent pas à des objets pouvant être observés sur les différentes cartes et orthophotos sur 200 ans.

– **Anomalies 6 et 7** : Ces anomalies, bien que déconnectées entre elles, présentent une signature similaire et correspondent à des ressauts topographiques de faible amplitude (inférieure à 1m) sur le terrain. Il pourrait s'agir d'anciennes limites de berge, qui matérialiseraient le passage entre deux séquences alluviales différentes. Il est difficile de dire si elles représentent la même paléoberge, rendue discontinue par le creusement du « Creux Jaulet ». Le grand nombre d'anomalies (1, ensembles R1 et C1) se situant au niveau du ressaut topographique 6, dans l'axe du pont, pourrait représenter divers états d'aménagements réalisés sur la berge, peut-être contemporains du fonctionnement de ce point de franchissement ? Dans le cas où l'anomalie 7 n'est pas contemporaine de la 6, le ressaut qu'elle marque pourrait souligner la limite avec une séquence encore antérieure.

– **Anomalie 8** : Cette structure circulaire, d'un diamètre similaire aux anomalies 3,4 et 5 (5 m) ne présente néanmoins pas la même signature. Il s'agit ici d'un anneau dont le pourtour mesure à peine un mètre de large, comme un fossé circulaire. Son faible diamètre semble exclure l'hypothèse d'un enclos, mais il est trop large pour un puits, et sa nature reste problématique.

– **Anomalie 9** : Elle mesure 3,5 m de large pour 65 m de longueur connue. Elle est orientée selon un axe nord-ouest/sud-est et n'est plus détectée au nord (il est possible qu'elle tourne au niveau de la haie d'arbres), tandis qu'à l'est-elle semble se poursuivre jusqu'au « Creux Jaulet ». Il est tout à fait envisageable qu'à l'origine, elle ait présenté un tracé assez rectiligne, perturbé par la suite par l'accumulation de dépôts ultérieurs, atténuant et déformant sa signature. Dans ce cas, il pourrait s'agir d'un ancien chemin. On ne possède cependant pas assez d'éléments pour émettre l'hypothèse qu'il puisse être lié au pont, car on ne le retrouve pas plus à l'est.

– **Anomalie 10** : Cette anomalie ovale (7 m par 4 m) bien que de dimension importante, est en fait une anomalie ponctuelle forte. Elle présente en effet la même signature tranchée, une moitié dans les basses valeurs du gradient et l'autre dans les plus hautes valeurs, bien reconnaissable sur les magnétogrammes. Il s'agit certainement d'une grosse pièce métallique.

Pour conclure, ces mesures ont permis de mettre en évidence un certain nombre d'anomalies, mais aucune structure très nette, facile à interpréter, ne se détache. Le tracé de la voie, qu'on aurait pu penser aisément détectable, reste invisible. Il se peut que ces vestiges aient été érodés par la Loire lors de sa migration au cours des deux derniers millénaires. Une autre hypothèse, qui n'est pas contradictoire avec la première, est que l'aggradation de la plaine alluviale ait profondément enfoui les vestiges de cet axe de communication. Le signal mesuré est alors masqué tout ou partie, ce qui rend la carte des prospections stérile ou peu nette. Dans un cas comme dans l'autre, le problème peut être résolu par l'observation directe des sédiments, voire la mise au jour de la voie, par le biais de tranchées creusées dans la plaine alluviale, assez loin du chenal actuel pour essayer d'observer des sédiments anciens. De ce point de vue l'anomalie 9 présente le plus grand potentiel, tant archéologique que géomorphologique, car elle est située en bordure d'un ressaut topographique pouvant représenter la limite d'une terrasse alluviale et présente une forme en plan qui pourrait être interprétée comme le signal d'un chemin brouillé par l'épaisseur des sédiments qui le surmontent.

2.7. LES SONDAGES GÉOARCHÉOLOGIQUES

Les résultats des prospections magnétiques ont permis de définir une fenêtre de sondage qui combine plusieurs avantages : elle se situe dans l'axe du pont, sur une anomalie géophysique pouvant représenter un chemin enfoui, et se trouve à la limite d'un ressaut topographique, potentiellement une paléoberge (Fig. 157 A). De plus, la zone choisie est relativement loin du chenal actuel, et *a priori* en dehors de l'emprise du système en tresse médiéval. Deux tranchées en quinconce ont donc été creusées à la pelle mécanique dans la plaine alluviale, jusqu'à 2,5 m de profondeur. Des sondages ponctuels à la tarière ont ensuite permis de compléter les observations plus en profondeur et d'atteindre au total 4 m de sédimentation. Une fenêtre réduite de sondage a été pratiquée dans chaque tranchée afin de mieux comprendre le début de la sédimentation en plan : il s'agit des sondages A et B (Fig. 157 B). Deux coupes de la résistivité électrique ont également été mesurées parallèlement à au plus grand côté des sondages (Fig. 157 A). L'une des coupes, AB, est très proche des tranchées afin de comparer

le signal à la sédimentation observée. L'autre profil, CD, est implanté à une quarantaine de mètres au nord-ouest des tranchées afin de tester la continuité des observations réalisées dans les sondages.

2.7.1. Tranchée 1

Deux coupes ont été rectifiées et dessinées dans cette tranchée : une quinzaine de mètres de la coupe est, sa partie sud ne montrant que peu de variations, ainsi qu'une partie de la coupe ouest qui semblait particulièrement intéressante. Un sondage d'extension limitée (le sondage B, 1,25 m sur 0,25 m) a également été réalisé afin de mieux comprendre l'agencement en plan des structures détectées en coupe.

2.7.1.1. La coupe est

La première unité n'est visible que sur les logs réalisés à la tarière (Fig. 158). Il s'agit d'un niveau de galets (< 5 cm) dont l'épaisseur est inconnue, car il a été impossible de le traverser à la tarière manuelle. On n'a donc observé que le sommet de cette unité (US 1), sur les logs T1, T2, T4 et T5. Il est difficile de préciser l'origine de ce dépôt constitué de galets très usés par le transport fluvial, composés en majorité de quartz, de roches volcaniques et de quelques granites. Si le processus de transport alluvial par un fort courant est avéré, le caractère ponctuel de l'observation de ces sédiments ne permet pas de décrire précisément la dynamique de dépôt, ni bien sûr de proposer un âge. La nature lithologique des éléments n'est pas non plus d'une grande aide ici, la quasi-totalité des terrasses alluviales datées dans la zone étant composée en majorité de quartz et de roches volcaniques avec quelques granites (Straffin *et al.* 1999 p. 276).

L'unité suivante, (US 2), est quant à elle visible en partie sur la coupe. Elle peut mesurer jusqu'à 1,5 m d'épaisseur au sud. On la détecte sur tous les carottages de la tranchée 1. Elle est composée de sables grossiers avec quelques lits graveleux. Au sud, l'observation en coupe a permis de déterminer des litages obliques plongeant vers le sud avec un pendage d'une trentaine de degrés (Fig. 159 A). La géométrie en cuvette du toit de l'US 2 montre que son sommet a été érodé par un chenal postérieur, dont le remplissage argileux marque l'abandon. Il se pourrait que cette unité représente les restes d'une barre d'accrétion (Miall 2006 p. 157), indiquant la présence d'un méandre globalement orienté est-ouest dont la partie concave migrerait vers le sud en déposant une barre d'accrétion au nord. Aucun élément de datation n'a été retrouvé dans ces dépôts.

L'US 3 constitue le comblement du chenal postérieur au dépôt de l'US 2. Il s'agit d'argiles brunes bioturbées avec de nombreux conduits racinaires (Fig. 159 A), marquant un milieu

humide de décantation des argiles avec une tranche d'eau mince qui autorise le développement de végétaux. On sait que ces argiles s'étendent sur toute la longueur de la tranchée 1 grâce aux sondages T6 et T6 ainsi qu'au sondage B. Trois datations radiocarbone ont pu être réalisées sur cette unité. Le lit abandonné a commencé à se combler un peu avant 3084-2896 cal BC. Le comblement argileux se poursuit jusqu'aux années 1051-1258 cal AD. Au regard des résultats obtenus dans le secteur de l'Hôpital-le-Mercier cette datation est particulièrement intéressante. En effet l'arrêt du fonctionnement de ce chenal correspond, pour le secteur étudié immédiatement en amont, à une date légèrement postérieure à la transition séquence 3/séquence 4. Il s'agit de l'abandon d'un système plutôt anastomosé qui fonctionne encore au cours de l'« optimum climatique de l'Holocène » (ca 5000 – 4000 av. J.-C. d'après Davis *et al.* 2003 p. 1709), puis est recoupé aux alentours de 4300 - 4000 av. J.-C. L'abandon du chenal de Chassenard pourrait correspondre à une phase interne à la séquence 4, qui se produit au début du Néoglaciale, aux alentours de 2850-2550 av. J.-C. (Wanner *et al.* 2011 p. 3116). Le phénomène semble toutefois précoce par rapport à l'âge de ce refroidissement. La contemporanéité du dépôt de l'US 3 avec la séquence 4 de l'Hôpital-le-Mercier est encore confirmée lorsqu'on regarde la borne supérieure de datation. À Chassenard, elle est située entre 1051 et 1258 cal AD, tandis qu'à l'Hôpital-le-Mercier l'abandon d'un des derniers méandres de la séquence 4 est daté des années 989-1152 cal AD. Le chenal comblé par l'US 3 fonctionnait donc probablement au tout début de la séquence 4, au cours de laquelle on observe, à l'Hôpital-le-Mercier, un premier chenal plutôt large et peu sinueux ensuite recoupé ensuite par des méandres, dont le dernier est abandonné vers 989-1152 cal AD, en même temps que la fin du comblement du chenal de Chassenard, qui correspond probablement à un chenal secondaire au grand système sinueux de style « vagabond » de l'Hôpital-le-Mercier.

Sur la coupe est de la tranchée 1 de Chassenard, le paléochenal comblé est surmonté, sur la moitié nord de la coupe, par des lentilles de galets et graviers (US 4, 6, 8 et 9) précédées par des niveaux de sables (US 5, 7 et 10) avec quelques galets (notamment US 11), le long d'un axe sud-est/nord-ouest. Lorsque le sondage recoupe ces cailloutis plus clairs, on observe une succession de couches faiblement bombées et très hétérométriques (Fig. 159 B), dans lesquelles on peut trouver de rares fragments de céramique millimétriques. La géométrie et la nature de ces dépôts nous montrent qu'ils ne peuvent en aucun cas correspondre à des dépôts de crue. En effet, les graviers et galets qui les composent sont, pour la plupart, peu ou pas du tout usés, ce qui écarte un transport fluvial. Plus encore, ils sont en grande partie de nature calcaire, ce qui ne se rencontre pas ou très peu dans les alluvions de la Loire bourguignonne (Babonaux 1970,

p. 53). Ce cailloutis résulterait donc d'apports anthropiques formant des niveaux bombés successifs, précédés d'une couche de sables siliceux grossiers clairs compacts. Ces derniers sont très bien tassés, et non cimentés à la chaux comme supposé en première analyse, car ils n'ont pas réagi à l'acide chlorhydrique. Ces niveaux de galets et graviers bombés successifs représentent différents stades d'empierrement de voies (au moins 4 dans la tranchée 1), la bande de roulement étant réaménagée en même temps que l'aggradation de la plaine alluviale se poursuit (US 12). Lors de la découverte de cette structure, on pensait avoir découvert la voie romaine conduisant au pont de Chassenard. Cependant, les datations effectuées par la suite ont prouvé que le paléochenal comblé, sur lequel s'installent ces recharges graveleuses, finit de se remplir entre 1051 et 1258 cal AD et que ce chemin ne peut qu'être postérieur à cette date.

Dans la tranchée 1, le premier niveau de graviers et de galets est perturbé, au sud, par des traces parallèles observées en plan (voir aussi sondage B) puis en coupe (voir coupe ouest). Il s'agit de fines lignes régulières de graviers et galets verticaux, espacées d'une vingtaine de centimètres. Ces stries, qui pourraient être des traces de sillons, sont contemporaines des niveaux de cailloutis dont des éléments graveleux seraient enfoncés verticalement par un outil agricole.

Au sud de ces probables traces de labours et des recharges de graviers, de façon synchrone aux premiers niveaux anthropiques et après, presque jusqu'au milieu de la coupe, s'intercalent des silts argilo-sableux homogènes (US 12), d'aspect massif, avec parfois des galets et des graviers polygéniques. Une datation, réalisée sur un charbon de bois provenant de ce niveau, donne une fourchette comprise entre 1217 et 1282 cal AD. Ce niveau homogène représente très probablement le comblement de la plaine alluviale, avec des limons de débordement provoquant l'exhaussement progressif du sol. La petite taille des particules indique que le chenal doit être relativement distant et/ou peu dynamique. L'aspect homogène de ce dépôt et le mélange granulométrique montre très probablement l'action des labours successifs intervenus dans cette zone au cours du Moyen Âge et ultérieurement.

L'avant-dernière unité de la tranchée 1, l'US 13, composée de silts argilo-sableux, représente le sol moderne à contemporain, visiblement labouré à un moment donné si l'on en croit la dispersion des éléments plus grossiers au sein de l'unité. Les variations d'épaisseur qu'il présente à certains endroits sont très vraisemblablement dues à l'arrachement d'arbustes, que l'on ne voit sur aucune photo aérienne depuis 1946. Les cartes du XIX^e siècle consultées ne sont pas suffisamment détaillées pour figurer les haies. On peut donc seulement dire que ces traces de racines, postérieures aux cailloutis de voirie, sont antérieures à 1946. La dernière unité, l'US 14, constitue le sol actuel.

2.7.1.2. La coupe ouest

Le levé de cette coupe répondait surtout à la nécessité de mieux comprendre et enregistrer les stries parallèles vues en plan et se poursuivant dans cette coupe, qui contenait des graviers et galets verticaux (Fig. 160). C'est sur cette partie de la tranchée 1 que l'on peut observer le plus précisément leur ouverture supérieure. Il semble que l'on ait au moins trois de ces structures, voire quatre. Ces traces assez ténues ont été remarquées car elles remanient un niveau de graviers anthropique, et c'est probablement la raison pour laquelle il est impossible de les voir plus au sud, où il n'y a plus de recharges de graviers pour remplir, et donc marquer ces sillons. Leur ouverture supérieure mesure de 4 à 10 cm, et ils sont conservés sur moins d'une vingtaine de cm de profondeur. Même si la prudence est de mise quant à l'interprétation de telles marques (Reigniez 2002, pp. 26 et 27), on peut toutefois proposer des hypothèses : il pourrait s'agir des traces d'un araire ou d'un coutrier, qui laissent des traces symétriques à la différence de la charrue (Paillet 2005, pp. 76 - 79). Toutefois l'araire n'est pas censé pouvoir atteindre plus de 10 à 15 cm de profondeur. La lame du coutrier peut mesurer plus d'une vingtaine de centimètres, mais aucune profondeur maximale n'est mentionnée. Ce dernier outil, déjà présent à l'époque romaine (Reigniez 2002, p. 81), ne fait que fendre la terre et ne la retourne pas (Paillet 2005, p. 77). Il serait donc *a priori* tout à fait capable de provoquer les traces observables à Chassenard. On peut noter que si ces traces n'ont pas été effacées, c'est qu'elles ont dû être enfouies avant d'être remaniées par d'éventuels labours postérieurs. Ce fait pourrait nous amener à avancer que leur enfouissement a pu être rapide, témoignant ainsi d'une vitesse importante d'aggradation de la plaine alluviale dans la vallée de la Loire, même relativement loin du chenal actif.

2.7.1.3. Le sondage B

Ce sondage a été réalisé en bordure d'un des premiers niveaux de cailloutis anthropiques (US 11 ; Fig. 161), d'une part pour chercher le contact entre ce dernier et le paléochenal sous-jacent, d'autre part pour observer en plan les structures verticales remplies de graviers et galets vues en coupe des deux côtés de la tranchée. Il a permis de prélever un charbon de bois qui a donné un âge radiocarbone de 1051-1258 cal AD, ce qui correspond à la fin du remplissage argileux du paléochenal dont le comblement débute vers 3084-2896 cal BC (US 3). Ce sondage a donc permis de préciser que les recharges de cailloutis anthropiques étaient postérieures à cette date. De plus, on distingue bien les traces interprétées comme des sillons au niveau de ce sondage, toujours marqués par la présence de graviers en lignes parallèles espacées de 25 cm. Il semblerait que l'on en distingue plus que sur la coupe (5).

2.7.2. *Tranchée 2*

Dans cette tranchée, plus longue que la tranchée 1, la succession sédimentaire était plus complexe, les unités variant considérablement latéralement. Ces variations apportent de nombreux éléments de compréhension de la dynamique ancienne et viennent compléter les observations de la tranchée 1. Deux coupes ont été relevées dans ce sondage : la totalité de la coupe orientale et une douzaine de mètres de la coupe occidentale. Un test réduit en plan (le sondage A, 0,85 m sur 0,40 m) a également été réalisé, dans le but de vérifier l'extension d'une unité vue dans la tranchée 1. Il en est simplement fait mention dans la description de la coupe.

2.7.2.1. **La coupe est**

Comme dans la tranchée 1, les sédiments les plus anciens sont les graviers et galets de l'US 1 (Fig. 162). Ils ont pu être observés en coupe et non uniquement dans les carottages. Il s'agit d'une alternance de lits subhorizontaux de sables grossiers, de graviers et de galets déposés en milieu disoxygène, où l'on remarque de rares lits argileux. Aucune figure sédimentaire claire n'est discernable. Le fait que l'on ait atteint ce niveau en profondeur sur l'ensemble des tranchées indique la présence d'un comblement très grossier, qui s'étend peut-être à l'échelle du lit majeur, et dont l'épaisseur est inconnue. L'US 15, une alternance de lits sableux et de lits argileux surmonte l'US 1, et semble représenter une phase plus calme des conditions de dépôts après l'accumulation de graviers et de galets. La datation réalisée sur un niveau argileux au sommet de l'US 1, donne la fin de la sédimentation de ces dépôts entre 10096 et 9455 cal BC, soit juste avant la transition Tardiglaciaire/Holocène ou, plus précisément, Dryas récent/Préboréal datée vers 9550 av. J.-C. (Mercier *et al.* 2013, pl. VIII). Cet âge signant la fin de ces dépôts grossiers est à rapprocher de celui avancé à l'Hôpital-le-Mercier pour l'incision de la séquence 1 et le début du dépôt de la séquence 2. L'âge proposé alors correspond à celui obtenu à la fin du dépôt de l'US 1 à Chassenard. L'US 1 pourrait donc correspondre aux dépôts de la séquence 1, qui forme une terrasse à 6 – 9 m aux rares endroits où elle est préservée. Il semble donc qu'elle n'ait pas été entièrement érodée après son incision, à moins que ces dépôts ne représentent justement le remaniement de cette terrasse par une Loire dynamique, abaissant le plancher alluvial, capable de transporter des graviers et des galets, et de les sédimenter en lits subhorizontaux. De tels dépôts sont plus en concordance avec un système en tresse qu'avec le système méandrique de la séquence 1 observé à l'Hôpital-le-Mercier. De plus, si les derniers dépôts de la séquence 1 se situent au sommet de la terrasse sise à 6 – 9 m au-dessus de l'altitude moyenne du fleuve, il semble impossible qu'ils puissent en même temps se déposer à 2,5 m de profondeur dans la tranchée, c'est-à-dire à 1,9 m seulement au-dessus de l'altitude moyenne de

la Loire actuelle. Il faut probablement reculer un peu l'âge de l'incision de la séquence 1, qui n'était qu'estimée à l'Hôpital-le-Mercier. L'US 2 représenterait donc la base des dépôts de la séquence 2 de l'Hôpital-le-Mercier.

L'US 3 a déjà été décrite au sud de la tranchée 1. Ce comblement de paléochenal a été retrouvé en plan dans le sondage A, qui n'a pas apporté d'élément nouveau, mais a juste permis de confirmer la présence de ces argiles sous les cailloutis de la tranchée 2. Le paléochenal rempli à partir du Subboréal, qui mesure au moins 35 m de large, présente un profil très plat dans la tranchée 2, et son bord sud ne s'amorce qu'au sud de la tranchée 1. Il n'est pas possible de connaître son extension originelle au nord puisqu'il est recoupé par un nouveau paléochenal, qui est contemporain des niveaux anthropiques de cailloutis.

On distingue très nettement ce nouveau chenal, d'une largeur inconnue, dont le remplissage du fond, et donc son abandon, est contemporain d'un des derniers niveaux de recharge de la voie (US 18). Il est donc actif après le recoupement du premier paléochenal, dont la fin du comblement a été datée entre 1051 et 1258 cal AD dans la tranchée 1. Les US 20 et 21 sont les deux premières unités de comblement de ce second paléochenal. Il s'agit de sables oxydés surmontés d'argile micacée réduite très bioturbée par des conduits racinaires, montrant un dépôt en contexte marécageux avec une faible tranche d'eau permettant le développement de végétaux, ainsi que des apports détritiques lors de crues (micas dans les argiles). On a donc une zone de marais immédiatement en bordure du chemin médiéval au moment du fonctionnement de ce dernier. Une racine trouvée à la tarière (T9) a pu être datée dans cette unité entre 1446 et 1632 cal AD. Cette racine appartient à un arbre ou arbuste qui s'est développé après le dépôt des argiles de marais, ce qui permet de dire que le début du comblement du paléochenal s'effectue, pour l'intervalle le plus large, entre 1051 et 1632 cal AD. Les US 6, 8, 16, 17 et 18 du chemin médiéval sont mises en place plus ou moins en même temps. Il est à noter qu'une dernière recharge de graviers (US 19) est déposée après l'enfouissement général des stades antérieurs de voirie, et du paléochenal qui les bordait, par les US 12 et 13. Lors de cette phase, la plaine alluviale est en aggradation (US 12), comme observé sur la tranchée 1. Latéralement, au même moment, le paléochenal proche du chemin est comblé par des dépôts grossiers de sables granoclassés à litages en auges (US 23, 25, 26, 27, 28, 29, 31 et 33), intercalés de lits d'argiles plus ou moins réduites et bioturbées par des racines (US 12, 24, 30 et 32). Les niveaux sableux sont quelque peu déformés par la bioturbation de conduits racinaires centimétriques postérieurs. Ce sont typiquement des dépôts de crue, et plus précisément au moins huit lobes de crevasse distincts (Miall 2006, p. 175). Étant donnée leur géométrie, ils proviennent d'un

chenal forcément situé au nord. Ils comblent probablement rapidement le paléochenal bordant le chemin médiéval au début de l'époque moderne. Entre les événements de crue, le sol se développe et des racines traversent les dépôts sableux. La décantation d'argiles marécageuses se poursuit au niveau du paléochenal jusqu'à ce que l'US 32, un paléosol hydromorphe, finisse de colmater cet ancien bras. Pour finir, l'aggradation de la plaine alluviale se poursuit et atténue la topographie, probablement pendant que le chenal actif migre vers l'est, à Bécheron. Une légère dépression, qui marque le bord sud du second paléochenal, reste toutefois visible.

2.7.2.2. La coupe ouest

La succession des niveaux est la même que celle observée sur la coupe est. L'analyse de trois datations radiocarbone a été menée sur les niveaux de recharge de voie visibles sur cette coupe. L'une d'entre elles, incohérente, a été écartée²⁸. Les deux autres datations montrent que la dernière recharge de chemin, l'US 19, est datée entre 1682 et 1955 cal AD, et que l'avant-dernière recharge, l'US 18, qui plonge vers le nord jusqu'au fond du paléochenal selon les observations de la coupe est, s'est mise en place entre 1489 et 1654 cal AD. Cette date est contemporaine de la racine datée dans la tarière T9, qui est postérieure au début du comblement du second paléochenal. Sur la coupe ouest, une céramique moderne a été trouvée à la base de l'US 32, confirmant que ce paléosol hydromorphe finissant de combler le second paléochenal est assez récent. Au centre de la coupe ouest, entre les US 13 et 14 on remarque la présence d'une unité inscrite dans une forme en cuvette. Son remplissage est assez organique et peu trié. Il pourrait s'agir d'une marque laissée par le système racinaire d'un arbre ou arbuste, peut-être une haie, qui aurait disparu entre l'époque moderne et la période actuelle. Aucune carte ancienne ou photo aérienne n'a permis d'éclairer ce point.

2.7.3. Les prospections géophysiques

Dans un premier temps, les mesures de la résistivité ont consisté en la comparaison du signal électrique avec les coupes relevées directement dans les tranchées à l'aide d'un profil proche de ces dernières (profil AB). L'objectif est d'évaluer la meilleure méthode à mettre en œuvre et de comparer les observations directes avec l'enregistrement des variations de la résistivité en coupe. Le second profil (profil CD), parallèle au premier et aux tranchées de sondage, avait pour but de tester l'éventuelle continuité du chemin médiéval et des deux paléochenaux

²⁸ Il s'agit de la datation CHA TR2CO P6 110, datée à 95,4 % d'intervalle de confiance entre 1663 et 1457 cal BC, située entre deux datations ayant livré des intervalles de 1459-1654 cal AD et 1647-1955 cal AD

observés dans les sondages. Le profil AB, réalisé avec la méthode dipôle-dipôle²⁹ et un écartement entre les électrodes de 50 cm, montre globalement la même succession sédimentaire que celle décrite précisément pour les sondages (Fig. 163). Les niveaux les plus résistifs correspondent aux unités graveleuses et sableuses, tandis que les argiles montrent une très faible résistivité en raison de leur faible porosité intergranulaire et des nombreux minéraux ferromagnétiques qu'elles contiennent. Les recharges de voirie semblent enregistrées sous forme d'anomalies ponctuelles affichant une résistivité de 100 à 225 Ω .m vers 231 m NGF, comme sur les sondages. En surface et au centre du profil de résistivité, on remarque des anomalies comprises entre 200 et 400 Ω .m. Sans correspondance avec les tranchées de sondage, ces variations de surface pourraient indiquer un enrichissement en sables, à moins que la haie d'arbres présente immédiatement au nord-est du profil AB n'ait été autrefois plus étendue. L'ancienne emprise des racines aurait peut-être pu perturber la mesure, mais aucun des documents cartographiques consultés n'indique la présence d'une telle plantation.

Le profil CD, plus éloigné des tranchées de sondage, semble globalement montrer la même histoire sédimentaire. Il est assez difficile de mettre ici en évidence les cailloutis observés dans les tranchées, qui semblent se confondre vers 231 m NGF avec le sommet des graviers et sables de la fin du Tardiglaciaire et provoquer la forme contournée de sa partie supérieure. Il est donc possible que le chemin médiéval se poursuive au nord-ouest des tranchées en suivant le bord du paléochenal médiéval à moderne. Ce dernier semble bien détecté dans le profil CD, où il a au plus 3 m de profondeur, ce qui est analogue à la tranchée 2, où son comblement mesure au maximum 2,8 m d'épaisseur. Le profil de résistivité semble indiquer la largeur de cet ancien lit qui n'a pas pu être évaluée dans les tranchées. Il aurait une vingtaine de mètres de large, ce qui paraît peu important pour la Loire, dont la largeur du lit mesure actuellement approximativement 90 m. Il s'agit très vraisemblablement d'un bras ayant fonctionné avec d'autres chenaux, qu'il n'est pas possible de replacer dans l'espace en l'absence de nouveaux sondages. Le profil CD présente la même anomalie de surface que le milieu du profil AB, qui correspond en partie à l'emprise actuelle d'une haie d'arbres. L'hypothèse d'une ancienne haie au niveau du profil AB et des tranchées pourrait être vérifiée, bien que difficile à confirmer. La dernière anomalie intéressante du profil CD est la présence, dans sa partie sud-ouest, d'un creusement métrique dans les graviers plus résistifs sous-jacents. Il pourrait s'agir d'un très

²⁹ Pour le principe de la méthode, se reporter au Chapitre I 5.3.2.

petit bras appartenant au système, peut être anastomosé, ayant également formé le premier paléochenal des sondages, surtout visible dans la partie sud de la tranchée 1.

Ces mesures géophysiques ont permis de confirmer la présence du chenal médiéval à moderne dans la partie basse du petit ressaut observable en rive gauche à Chassenard entre la butte de Cée et la Loire actuelle, ainsi que la présence de graviers et galets très résistifs à deux mètres sous la surface de la plaine alluviale actuelle. Ils sont parfois poinçonnés par un chenal de taille modeste. Le chemin médiéval pourrait se poursuivre au nord-ouest des tranchées, mais ce point est loin d'être certain.

2.7.4. Bilan des sondages

La masse d'informations apportée par la description des sondages et les nombreuses datations radiocarbone effectuées sur les niveaux permet d'affiner considérablement notre connaissance de la dynamique alluviale de la Loire au cours de l'Holocène, sur ce secteur de Chassenard mais aussi en amont et en aval de ce dernier. On pourrait résumer ainsi l'histoire de la plaine alluviale dans ce secteur :

- Incision, peut-être polyphasée, des dépôts de la terrasse Pléniglaciaire T6.
- Dépôts d'une nappe de graviers et galets sous l'impulsion d'un système en tresse qui fonctionne jusqu'à l'extrême fin du Tardiglaciaire.
- Incision de cette nappe par un système fluvial méandriforme d'orientation globale est/ouest, migrant vers le sud et déposant une barre de méandre sur sa rive convexe.
- Incision de cette barre par un chenal de plus de 35 m de large, globalement orienté est/ouest, qui est abandonné aux environs de 3084-2896 cal BC et se comble jusqu'à 1051-1258 cal AD.
- Incision d'une partie de ce comblement et des dépôts du Tardiglaciaire par un nouveau chenal d'une vingtaine de mètres de large pour presque 3 m de profondeur. Ce lit, de modeste dimension, est globalement orienté sud-est/nord-ouest et se poursuit dans cette direction. Il se met en place entre 1051-1258 cal AD et 1446-1632 cal AD.
- Abandon de ce chenal et mise en place d'un milieu marécageux avant 1446-1632 cal AD.
- Dans le même temps, mise en place des différents niveaux de cailloutis du chemin médiéval et culture synchrone de sa bordure sud. Le chemin est orienté sud-est/nord-ouest et les principales recharges semblent se mettre en place entre 1217-1282 cal AD et 1489-1654 cal AD. Toujours dans le même temps, la plaine alluviale est en

aggradation, ce qui nécessite des recharges de cailloutis pour conserver la voie. Le chemin se poursuit peut-être vers le nord-ouest en suivant le bord du paléochenal.

- Le paléochenal le plus récent se comble, en partie avec des dépôts de crue très grossiers, entre 1446-1632 cal AD et 1647-1955 cal AD. Dans le même temps, la plaine alluviale poursuit son aggradation. Un ultime niveau de graviers est mis en place entre 1647 et 1955 cal AD.
- La plaine alluviale continue de se colmater et présente des traces d'arbres ou d'arbustes aujourd'hui disparus. Les labours homogénéisent les dépôts de la plaine alluviale. Le sol actuel se développe.

2.8. BILAN : UN PONT ROMAIN DANS UNE PLAINE ALLUVIALE MÉDIÉVALE À MODERNE

Il ressort de l'étude du secteur que les vestiges romains sont aujourd'hui complètement isolés dans le lit majeur, du moins en l'état actuel de la recherche. La dynamique Tardiglaciaire et Holocène a pu être approchée mais la période antique reste peu documentée en dehors des piles du pont de Chassenard. Après le dépôt des terrasses T6 et T5 au cours du Weichsélien, une première incision suivie d'un comblement a lieu, déposant les sédiments de la séquence 1 aujourd'hui uniquement visibles en rive droite et sur une surface très réduite. Cette séquence est incisée au cours du Tardiglaciaire et non au début de l'Holocène comme on l'avait proposé, avec des réserves, à l'Hôpital-le-Mercier. Les dépôts graveleux qui suivent correspondent au début de la séquence 2 et sont très vraisemblablement mis en place par un système en tresse qui fonctionne jusqu'à l'extrême fin du Tardiglaciaire, plus précisément vers 10096-9454 cal BC. S'ensuit une phase peu documentée au cours de laquelle le méandre qui érode le pied du hameau de Cée à l'ouest de la zone d'étude se développe. Au sud de la tranchée 1, on observe des dépôts sableux interprétés comme une barre de méandre, fonctionnant avant son recoupement partiel par un chenal actif jusqu'aux alentours de 3084-2896 cal BC. Ce dernier chenal fonctionnait donc au début de la séquence 4. Le comblement de ce bras continue jusque dans les années 1051-1258 cal AD, après quoi il est recoupé au nord par un chenal qui se met en place au niveau de la tranchée 1. Le fonctionnement de ce bras de dimensions réduites est très bref puisqu'il a déjà commencé à se combler avant les années 1446-1632 cal AD. À la base de son remplissage, on trouve même un niveau de cailloutis qui correspond, au sud, aux premiers apports des sables, graviers et galets du chemin médiéval. Ce comblement semble commencer à se mettre en place entre 1051-1258 cal AD et 1217-1282 cal AD, ce qui resserre l'âge de l'incision puis l'abandon

du paléochenal de la tranchée 2, dont le fonctionnement est vraiment très bref. On pourrait même mettre en doute sa nature de chenal actif, puisqu'il ne peut pas fonctionner, en prenant les bornes de datation les plus larges (ce qui est très improbable), plus de 231 ans. Une autre hypothèse possible est que ce chenal serait plutôt consécutif à un phénomène événementiel, telle une crue de grande importance, et pourrait alors être un chenal de crevasse (Miall 2006 p. 173). Ses dimensions (2,5 m par 20 m) ne semblent pas incohérentes avec une crevasse actuelle formée sur la Loire suite à la crue de 2003, à huit kilomètres en amont de Chassenard, qui mesure 2 m de profondeur pour 50 m de large. On peut se demander, au regard des datations radiocarbone et indépendamment de l'éventuelle nature événementielle de sa création, si la formation de ce chenal n'a pas mené à la création du chemin sur sa bordure méridionale. En effet, il est assez remarquable que la pêcherie retrouvée dans le chenal actuel, datée entre 1222 et 1287 cal AD (Dumont *et al.* 2007a, p. 8), soit contemporaine à la fois de l'établissement de la voie et de la création du chenal de la tranchée 2. Ces vestiges indiquent en tout cas que le fleuve, ou du moins un bras de celui-ci, circulait à environ 180 m des sondages, ce qui est assez proche pour créer une crevasse si l'on prend encore l'exemple de celle de 2003, qui atteint 200 m. Après le premier remblai de voie, contemporain de potentielles marques de labour, le chemin subit de nombreux exhaussements qui semblent synchrones avec l'aggradation de la plaine alluviale, ce processus se poursuivant principalement jusqu'aux années 1489-1654 cal AD. Dans le même temps, le chenal abandonné au nord se comble de sédiments fins puis, entre 1446-1632 cal AD et 1647-1955 cal AD, par une alternance de sédiments fins et de lobes de crevasse sableux. Ces derniers proviennent du nord d'après leur géométrie et les figures de courant observables. Ils représentent au moins huit événements de crues distincts. Une première hypothèse serait de penser qu'un chenal septentrional, circulant selon un axe est-ouest, a permis de combler le chenal de la tranchée 2 par la rupture de sa rive sud lors de crues successives. Cependant, il est important de rappeler que le fleuve en tresse de la fin du Moyen Âge et du début de l'époque moderne circule plutôt selon un axe sud-nord d'après les coupes de berge, la position de la pêcherie et l'analyse des paléochenaux, dans ce secteur comme à l'Hôpital-le-Mercier. On sait que les lobes de crevasse sont souvent pluridirectionnels lorsqu'ils sont générés par un chenal de crevasse rompant une rive, les dépôts s'étalant alors dans toutes les directions en éventail quand le courant perd son énergie. Ce chenal de crevasse aurait donc fonctionné à plusieurs reprises, selon une cyclicité inconnue, provoquant le comblement quasi-complet du paléochenal de la tranchée 2 à la fin de l'époque moderne. Après ces dépôts de crue le fleuve change de style, comme l'indiquent les coupes de berge et les plans anciens, et devient de plus en plus sinueux en direction de Bécheron, à l'est de la vallée. La plaine alluviale continue

d'aggrader puis est cultivée avant d'être utilisée en tant que pâtures comme aujourd'hui. Entre la fin du XIX^e siècle et le premier quart du XX^e siècle, le méandre de Bécheron est recoupé en suivant un chenal de *chute-bar* ou un paléochenal proche des vestiges du pont, et à partir des années 1960 l'extension connue des vestiges du pont commence à être dégagée dans le chenal actif.

L'observation directe des sédiments de la plaine alluviale en des lieux déterminés par les études préalables apporte de nouveaux éléments sur l'évolution holocène du fleuve. La période romaine semble absente du lit majeur pour les séquences observées dans ce secteur, en raison de l'érosion importante constatée à l'époque médiévale. Des lambeaux de séquences antérieures à la séquence 5, comme le paléochenal de la séquence 4, peuvent cependant être conservés sous les dépôts de la séquence 5.

Principaux résultats sur la dynamique de la Loire amont :

Le phasage en séquence mis en évidence à l'Hôpital-le-Mercier s'applique également aux dépôts du secteur d'étude de Chassenard. On a pu préciser certaines limites du modèle d'évolution proposé sur le premier secteur d'étude.

Ainsi, la séquence 1 est incisée avant le dépôt de la nappe de graviers et galets, observée en sondage, qui se dépose jusque vers 10000-9500 av. J.-C. Le début de la séquence 2 est donc bien caractérisé par l'apparition d'un système en tresse, qui deviendra méandriforme à la fin de la séquence.

Dans le secteur de Chassenard, une bonne partie des archives sédimentaires est médiévale à contemporaine. À partir du XIII^e ou du XIV^e siècle ap. J.-C., la Loire présente à Chassenard un système en tresse qui a pu remanier les dépôts antérieurs sur 2 km de large au gré de la migration de la bande de tressage.

En plus de l'érosion causée par le lit tressé, à la fin du Moyen Âge et au cours de l'époque moderne, des crevasses, associées à d'épais dépôts, viennent contribuer à masquer et détruire les dépôts antérieurs.

Les implantations qui ont résisté à l'érosion, comme le pont romain de Chassenard, se retrouvent isolées des dépôts et structures qui leur sont contemporains, bien que certains lambeaux de séquences antérieures à la séquence 5 ont pu être préservés sous les recouvrements modernes et contemporains.

3. LE SECTEUR D'ÉTUDE D'AVRILLY

3.1. CONTEXTE LOCAL ET PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE

Ce secteur a fait l'objet d'un nombre restreint d'observations en comparaison des secteurs de Chassenard et de l'Hôpital-le-Mercier. Elles sont toutefois importantes pour la compréhension de la dynamique de la Loire ainsi que des occupations anthropiques de la plaine et viennent compléter les connaissances acquises sur l'évolution Holocène. La surface étudiée comprend, en rive gauche, les communes de Bourg-le-Comte et de Baugy. La rive droite du fleuve, dans ce secteur, borde les communes de Baugy et Vindecy (Fig. 107). Le site archéologique retrouvé dans le lit actuel est particulièrement intéressant puisque, comme à Chassenard, il désigne la position du chenal à un moment précis de l'Holocène. Il s'agit d'un aménagement de berge associé à un probable pont à travées simples³⁰ (Fig. 75). Il est légèrement antérieur au franchissement de Chassenard et contemporain de la Guerre des Gaules. En effet, les dates de coupe des arbres, établies par dendrochronologie (Lavier 2008 p. 47, Dumont *et al.* 2011c p. 332), indiquent que trois des arbres des lignes LB1 et LB2 ont été coupés entre l'automne 54 et le printemps 53 av. J.-C. pour être mis en place au cours de l'année 53 av. J.-C. Sur la ligne LB4 des bois à aubier incomplets ont fourni un âge de coupe situé entre 40 et 30 av. J.-C. Des autres bois analysés, dépourvus d'aubier, on peut seulement dire qu'ils ont été coupés à partir de 50 av. J.-C. Ces vestiges s'inscrivent dans le chenal actuel, et marquent l'emplacement d'une partie du lit antique au moment de la conquête romaine. Ils sont situés tout près de la limite ouest du lit majeur, matérialisée par une différence d'altitude de 40 m avec le sommet des Sables du Bourbonnais sur lesquels est implanté le village d'Avrilly, qui domine la vallée de la Loire. Les sables quartzo-feldspathiques de la formation des Sables du Bourbonnais, dont n'affleure que le terme moyen, fluviatile dans ce secteur, sont attribués au Plio-Quaternaire (Donzeau *et al.* 2006b, p. 95). À Avrilly, leur épaisseur maximale est d'une vingtaine de mètres avant de laisser place vers le bas aux marnes oligo-miocènes que l'on retrouve également sous les dépôts du lit majeur (Donzeau *et al.* 2006a). Le creusement du canal de Roanne à Digoin a déconnecté les vestiges d'occupations contemporaines des aménagements de berge et de l'hypothétique franchissement. En 2008, un décapage mécanique de la plage côté rive gauche, à proximité immédiate des vestiges connus, n'a pas révélé de

³⁰ Voir Chapitre I 3.1.6.1., contexte archéologique général.

nouveaux pieux, ce qui autorise à penser que la ligne de pieux LB1 est bien la première implantée dans le chenal antique, les suivantes ayant pu correspondre à des aménagements de berge successifs en réponse à la migration de la rive gauche vers l'est (Fig. 75 ; Dumont *et al.* 2008a, p. 20). Entre le canal et la berge actuelle, l'étude des plans anciens met en évidence l'emplacement du chenal actif au XIX^e siècle, qui empiète largement sur la surface restante et a remanié les potentiels restes de voirie. (Fig. 164). Immédiatement au nord des vestiges, des captages d'eau ont été implantés, ainsi qu'une conduite de gaz qui passe ensuite sous la Loire, réduisant encore la surface possible de préservation. Tous ces remaniements ont conduit à investiguer plutôt la rive droite où, après une quarantaine de mètres dans l'axe du possible pont, le chenal moderne laisse place à des dépôts antérieurs formant des séquences alluviales distinctes, jusqu'à buter sur la terrasse weichsélienne.

Dans un premier temps, on présentera les résultats obtenus immédiatement en rive droite au droit du possible pont, où des mesures géophysiques et une coupe de berge ont été réalisées. On s'intéressera par la suite à l'évolution de la plaine alluviale en général, par le biais de deux carottages datés réalisés au sud-est du secteur. On confrontera l'ensemble des données acquises avec la morphologie du lit majeur et la succession des chenaux afin de compléter la connaissance de la dynamique alluviale au cours de l'Holocène dans ce secteur et sur l'ensemble de la fenêtre amont.

3.2. ANALYSES AUX ABORDS DES AMÉNAGEMENTS ANTIQUES

3.2.1. Résultats des prospections géophysiques

Les prospections magnétiques ont concerné deux parcelles, localisées sur la rive droite en dehors de l'emprise connue du chenal au cours des deux cent dernières années. Les parcelles mesurées se situent au droit des vestiges retrouvés dans le lit actuel de la Loire (Fig. 164), après un ressaut topographique et une haie d'arbres qui marquent certainement la limite de la rive immédiatement antérieure au cadastre levé en 1828 à Vindecy³¹. Sur la Carte de la Loire publiée en 1855 et réalisée entre 1848 et 1854, on note la présence dans le chenal d'un banc de sable immédiatement en aval de l'emprise des vestiges, dont la formation pourrait avoir été provoquée par les pieux diminuant localement la vitesse du courant (Fig. 165).

³¹ ADSL 3 P 13012 et 3 P 5536 à 3 P 5543

Plusieurs ensembles d'anomalies ont pu être mis en évidence par la cartographie magnétique. Les valeurs présentent une gamme très large allant de -47000 à 59000 nT/m, mais la plus grande variabilité se trouve entre -30 et 30 nT/m et principalement entre -10 et 10 nT/m. La carte non interprétée, présentée Fig. 166, montre une grande différence de signal entre les deux parcelles, qui s'explique principalement par la difficulté de filtrer les sillons des labours actuels, très rapprochés les uns des autres sur cette parcelle. Il a été décidé de laisser la carte telle quelle pour éviter de faire disparaître ou apparaître des anomalies en accumulant les traitements, alors que des anomalies apparaissent clairement sur la parcelle nord malgré le brouillage dû aux labours.

La cartographie des anomalies ponctuelles principales, celles qui tranchent nettement avec le signal environnant, ne dégage pas de plan clair sur la surface prospectée, à part au sud où l'on distingue un amas de points suivant une limite de parcelle et/ou un chemin visible sur la photographie aérienne de 1967 et jusqu'en 2002 (Fig. 167).

Des anomalies linéaires sont également présentes sur la carte et sont liées à trois perturbations plutôt récentes (Fig. 167) :

- un découpage parcellaire qui remonte aux années 1967, mais qui n'est pas visible sur les documents antérieurs, ni sur les documents postérieurs à 2002 (Fig. 167).

- Les limites actuelles des champs qui perturbent le signal en raison des fils métalliques de clôture.

- Un découpage interne à la parcelle sud, qu'on peut également observer sur la microtopographie LiDAR (Fig. 168). Invisibles sur le cadastre napoléonien, ces anomalies magnétiques et topographiques n'apparaissent que dans ce champ qui a été labouré dans plusieurs directions après 1954. Elles quadrillent sa surface de façon perpendiculaire au découpage parcellaire actuel et ne correspondent donc pas à un parcellaire ancien fossilisé.

Les anomalies continues forment des structures de géométries diverses plus étendues que les anomalies ponctuelles. La plupart du temps, les anomalies continues présentent des différences de gradient bien moins importantes avec le reste de la plaine alluviale que les anomalies ponctuelles. L'interprétation de leurs emprises n'est pas toujours aisée, et leurs dimensions sujettes à caution car elles dépendent de l'enfouissement de la structure. Il est toutefois intéressant de mesurer l'emprise visible en surface de ces anomalies.

- **Anomalie numéro 1** : Cette structure de près de 200 m de long pour 3,5 à 9 m de large en surface s'interrompt en arrondi à l'ouest, et semble continuer à l'est en dehors de la zone de prospection bien qu'avec un signal s'atténué. Cette anomalie présente une forme sinueuse et

irrégulière, orientée perpendiculairement à l'axe d'écoulement de la Loire. Il est important de noter que, dans cette parcelle, la microtopographie ne met pas en évidence cette anomalie (Fig. 168). Par ailleurs, les documents cartographiques ne révèlent aucune information sur cette zone précise qui reste vierge sur chaque image depuis le levé du cadastre napoléonien. Les valeurs des bordures de cette anomalie sont plus basses que la plaine environnante, alors que le centre est, au contraire, caractérisé par un gradient plus fort. Il pourrait s'agir d'un paléochenal plutôt que d'un fossé en raison de sa forme sinueuse. Son remplissage, plus riche en argile que son encaissant, expliquerait les valeurs du signal mesuré.

– **Ensemble d'anomalies 2** : Ces structures forment des circonvolutions plurimétriques. Leur signature est difficile à lire car l'enregistrement en est assez tourmenté. Elles pourraient représenter des paléochenaux comblés, dont les tracés ressortent également sur le MNT LiDAR (Fig. 168).

– **Anomalie numéro 3** : Ce carré de près de 10 m de côté est très proche de l'anomalie numéro 5. Cette structure est très vraisemblablement anthropique, mais elle n'est recensée sur aucun document consulté depuis 1828. Elle ressort dans cette parcelle car, à cet emplacement, le signal n'a pas été perturbé par les labours comme sur le reste de la parcelle. Ce dernier fait laisse à penser que cette anomalie est plutôt récente, les labours de cette amplitude n'apparaissant indubitablement qu'à partir de la photo aérienne de 1967.

– **Anomalie numéro 4** : Cette courbe d'une soixantaine de mètres de long pour 2 à 3 m de large correspond vraisemblablement à une ancienne berge de la Loire dont le cours était situé alors plus à l'est, avant de migrer à nouveau vers l'ouest. Elle semble recouper l'anomalie 5.

– **Anomalie numéro 5** : Cette structure assez rectiligne, d'environ 200 m de long pour 2 à 3 m de large, pourrait être d'origine anthropique. Elle disparaît brusquement au contact de l'anomalie numéro 4. À l'est, elle semble se poursuivre hors de la zone de prospection. Il pourrait s'agir d'une limite de parcelle ou d'une voie. Elle n'apparaît sur aucun plan consulté, ni sur le MNT LiDAR, comme pour l'anomalie numéro 1 à laquelle elle est plus ou moins parallèle.

– **Anomalie numéro 6** : Cette structure très rectiligne est indéniablement d'origine anthropique. Elle mesure environ 108 m de long, avec une interruption de 3,5 m en son milieu. Ses deux extrémités nord-ouest et sud-est s'atténuent petit à petit pour finalement se confondre avec la signature de la plaine alentour. Cette disparition des extrémités pourrait s'expliquer de deux façons : soit la structure s'interrompt et n'est pas connectée avec d'autres, soit les deux extrémités disparaissent en raison d'une différence d'enfouissement. Dans ce cas, la structure a pu être érodée, ou, plus probablement, a été enfouie plus profondément par l'aggradation de

la plaine alluviale, la plaçant ainsi hors de portée de la capacité d'investigation du gradiomètre. Cette structure pourrait correspondre à un fossé avec un point de passage en son milieu, mais l'absence de connexion avec d'autres structures rend problématique cette interprétation. Aucun des documents cartographiques observés ne permet d'expliquer la création de cette structure depuis 1828, bien qu'elle pourrait avoir été creusée entre le levé des différentes cartes. Une seule correspondance a été observée sur le cadastre napoléonien et est montrée figure 169. On y voit une limite de parcelle presque totalement érodée par la Loire qui semble parallèle à l'anomalie 6, bien qu'on ne puisse pousser plus loin la comparaison. L'intensité du signal de cette anomalie est assez élevée par rapport au reste des mesures, et présente un fort contraste entre un côté et l'autre de l'axe d'allongement maximal de cette structure.

En l'absence de sondages complémentaires il est impossible de dater et de caractériser les anomalies mesurées. Les anomalies 5 et 6 pourraient cependant correspondre à un chemin antérieur au XIX^e siècle, situé à proximité des vestiges présents dans le chenal à Avrilly.

3.2.2. Coupe sédimentologique d'une berge actuelle

Cette succession sédimentaire est localisée en rive droite, juste en amont des vestiges antiques découverts dans le chenal à Avrilly. L'étude des plans anciens montre que le point observé était en eau au cours du XIX^e s (Fig. 164).

Le premier niveau (US 1) que l'on observe sur cette coupe (Fig. 170), immédiatement au niveau de la Loire actuelle, est uniquement composé d'argile disoxygène homogène, déposée par décantation à l'abri du courant, probablement dans une mare ou un bras mort (Miall 2006, pp. 177 et 178). Il est surmonté par un niveau (US 2) principalement composé d'argiles réduites auxquelles se mêlent des lentilles sableuses qui témoignent de la bioturbation des niveaux originaux. L'oxydation de ces particules grossières reflète les variations du niveau du fleuve. Le comblement argileux du bras mort est donc affecté par des niveaux grossiers bioturbés, très probablement des crues successives entre lesquelles se développent des sols permettant la bioturbation des sables. Ce point tend à indiquer que le chenal actif se rapproche ou que les crues sont plus importantes.

L'US 3 montre une augmentation de la taille des sédiments déposés. Il s'agit en effet de silts argileux dans lesquels on retrouve de nouveau des niveaux sableux bioturbés signant l'occurrence de crues dans un milieu qui n'est peut-être déjà plus un bras mort, mais un sol de plaine alluviale surmontant le comblement d'un chenal abandonné. Les sables sont assez présents à la base de cette unité, la partie centrale n'est encadrée que de deux lits sableux d'épaisseur centimétrique, et la partie supérieure est exempte de sables, même si des grains de

muscovite sont observables çà et là. Cette diminution des apports sableux, sans signer un abandon de la sédimentation détritique, montre tout du moins sa diminution et l'éloignement du chenal actif, ou la baisse du nombre ou de l'intensité des événements assez importants pour transporter des particules grossières au niveau de la coupe.

Cette tendance à la diminution des apports grossiers se confirme lors du dépôt de l'US 4 qui est très majoritairement argileuse, bien que l'on y observe des silts et quelques grains de muscovite de la taille des sables fins. Les argiles ne sont pas complètement disoxyques, ce qui tendrait à dire que l'on pourrait être, au moment de ce dépôt, dans une plaine alluviale distante du chenal ou protégée de celui-ci, avec peut-être une tendance marécageuse permettant la décantation de nombreuses argiles.

Deux niveaux sableux granodécroissants de 5 cm d'épaisseur, de sables grossiers à fins, encadrent un niveau argilo-silteux centimétrique au sein de l'US 5. Il s'agit certainement de deux niveaux de crue successifs encadrant un niveau de décantation se produisant dans le même contexte que l'US 4 entre les deux événements.

L'US 6 est caractérisée par une nouvelle accalmie dans la dynamique de dépôt. On retrouve un niveau de silts argileux, suivi par un dépôt de crue sableux et bioturbé qui matérialise la transition avec la partie supérieure de l'US 6, argilo-silteuse. On a donc une sédimentation en milieu relativement calme puis un dépôt de crue après lequel on retrouve un milieu favorable à la décantation d'argiles.

La transition entre l'US 6 et le dépôt suivant de l'US 7 est caractérisée par une forme plutôt contournée, probablement provoquée par la présence d'un paléosol. Sa formation est suivie par une sédimentation silto-sableuse fine, où l'on remarque la présence de lits de sables plus grossiers bioturbés. Au niveau d'un de ces dépôts de crue, vers 45 cm de profondeur, un flacon, probablement médicinal, a été découvert. Son bouchon est en plastique, ce qui indique un dépôt relativement récent. Cette découverte confirme l'abandon de ce point par le chenal actif après le XIX^e s, déjà établi par l'observation des plans anciens.

La dernière unité avant le sol actuel, l'US 8, est principalement composée de silts argileux où l'on remarque la présence de sables mais non de lits distincts, bioturbés ou non.

Cette coupe présente, après l'US 1, trois phases d'augmentation des apports grossiers suivies par des périodes de plus en plus calmes. La première séquence concerne les US 2, 3 et 4, la seconde les US 5 et 6, tandis que la troisième comporte les US 7 et 8.

Du fait de la diminution progressive des apports grossiers observés à chaque reprise, l'hypothèse de l'éloignement progressif du chenal est la plus probable pour les deux premières phases, dont la dernière s'achève par un paléosol. En effet l'autre hypothèse était une

diminution de l'intensité des crues, mais elle n'est pas valable sur le long terme, l'intensité des événements de crue étant variable et ne permettant que très peu probablement la survenue de deux cycles d'inondations de moins en moins importantes.

Un élément de datation permet de montrer que la dernière phase de diminution progressive de la granulométrie (US 7 et 8), n'est pas liée à l'éloignement du chenal. En effet, le flacon à bouchon de plastique retrouvé en coupe a forcément été déposé à partir des années 1950, et les photographies aériennes montrent que le chenal était alors au même endroit qu'actuellement. Pour les deux dernières unités, la diminution de la granulométrie avec le temps s'expliquerait ici par l'exhaussement progressif de la berge dans cette zone.

La question de l'âge des deux premières séquences se pose, et l'absence de matière organique en quantité suffisante n'a pas permis de réaliser des datations radiocarbone. Il est assez difficile d'imaginer que ces unités soient postérieures à l'abandon de ce point par le chenal de la fin de l'époque moderne, le lit suivant plutôt une tendance à l'incision depuis cette période (Crepet 2000). Il pourrait s'agir d'unités bien antérieures, mais dans ce cas pourquoi ne retrouve-t-on pas la charge sédimentaire du fond du chenal du XIX^e s au-dessus de ces unités ? Une hypothèse que l'on pourrait avancer est que cette charge a été remaniée, ainsi qu'une partie des dépôts plus anciens, au cours de l'incision du lit de la Loire entre la seconde moitié du XIX^e siècle et le dépôt du flacon, cet enfoncement du lit autorisant la formation du paléosol ayant lui-même mené au développement des racines observables entre les US 6 et 7.

Cette coupe montre la fin du comblement d'un paléochenal, dont le lit actif de la Loire se rapproche et où elle dépose des niveaux de crue grossiers puis s'éloigne, permettant le développement d'une plaine alluviale parfois affectée de dépôts d'inondation plus distaux, bioturbés par les végétaux se développant après ces événements. Le chenal semble ensuite se rapprocher et deux crues provoquer le dépôt de deux lobes de crevasses successifs, puis les sédiments de la plaine alluviale en aggradation deviennent de plus en plus fins à mesure que le lit actif s'éloigne. Au cours de l'époque moderne ou de l'époque contemporaine, le chenal principal se rapproche et érode probablement une partie des dépôts formés après l'US 6. Un chenal peu sinueux et très large est présent dans la première moitié du XIX^e siècle transportant une certaine charge de fond. Au cours de l'incision du lit qui suit le développement de ce chenal de la fin de l'époque moderne, la charge de fond est remobilisée, ainsi, probablement, que les derniers dépôts postérieurs à l'US 6 éventuellement conservés sous la charge de fond. Le lit s'incisant, le sommet de l'US 6 voit le développement d'un paléosol, qui est recouvert au cours

du XX^e siècle par des dépôts de levée qui s'affinent en granulométrie en même temps que l'épaisseur du dépôt augmente, le chenal actuel poursuivant son incision dans le même temps.

À Avrilly, la position du chenal n'a pas beaucoup évolué en plan sur presque 200 ans. Seule la largeur a subi des modifications importantes : elle est passée de près de 220 m en 1828 à moins de 100 m en 2012. La base de la coupe de berge est située à 235,2 m NGF, ce qui correspond, dans l'ensemble des forages réalisés au plus près de la rive droite (Fig. 171), à un niveau gravelo-sableux de deux ou trois mètres d'épaisseur où l'on remarque parfois des galets. Il pourrait s'agir des dépôts grossiers de la dernière glaciation, non entièrement remaniés par la dynamique alluviale tardiglaciaire et holocène, comme c'est d'ailleurs le cas à l'Hôpital-le-Mercier. Les sédiments observés à la même altitude sur la coupe de berge sont beaucoup moins grossiers, mais pourraient avoir été déposés suite à l'incision, même partielle, des dépôts du Weichsélien. Si cette hypothèse est vérifiée, ce phénomène aurait eu lieu à l'ouest des forages de la BSS du BRGM. L'autre hypothèse à considérer est d'estimer que tous les sédiments de la coupe de berge se sont déposés après l'incision du chenal de la fin de l'époque moderne. Toutefois, la présence d'argiles dans cette succession sédimentaire implique la décantation de ces particules fines, et ce forcément en l'absence de courant tractif. Or les documents consultés montrent sans aucune ambiguïté possible que le chenal n'a pas migré au cours des 200 dernières années (Fig. 172). Il semble donc que la première hypothèse impliquant l'incision d'au moins une partie des dépôts grossiers weichséliens à l'ouest des forages étudiés soit la seule plausible. Aucun élément de datation ne nous permet de donner l'âge auquel ce phénomène a pu se produire. Le chenal présente un profil dissymétrique au niveau des vestiges d'Avrilly (Dumont *et al.* 2006, p. 8), analogue à ce que l'on peut rencontrer dans un chenal méandrique et même sinueux (Schumm 1977, p.124). Le fond du chenal plonge à plus de 2,5 m sous la surface de l'eau lorsqu'on s'approche de la rive droite. Les rares pieux conservés dans cette partie du fleuve ne mesurent plus que 50 à 80 cm de haut, et laissent voir des pans coupés. Ces derniers correspondent au départ des pointes, ce qui montre l'importante érosion qui a eu lieu depuis l'implantation de ces pieux (Dumont *et al.* 2008a, pp. 29 et 30). Les pointes de certains bois prélevés, sur les derniers 30 cm, sont encore collées par des argiles grises très compactes et homogènes (Fig. 173 A). Le pieu n°5 a été extrait du lit du fleuve en 2008 pour être observé et relevé (Fig. 173 B). Il mesurait encore 2,2 m sous le cône d'érosion, qui se forme quand le bois est émergé régulièrement lors des fluctuations du niveau de la Loire. L'argile est présente à partir de 1,85 m sous le cône d'érosion, c'est-à-dire le niveau toujours en eau, soit 235,2 m NGF environ selon les données extraites du relevé des lignes d'eau de la DREAL Centre pour

rectifier la pente du MNT LiDAR³². Le niveau argileux est donc présent à partir de 233,4 m NGF environ, ce qui correspond très bien à l'altitude du toit des marnes aquitaniennes observables dans les données de forages collectées dans la BSS, qui se trouve entre 232,1 et 233,3 m NGF selon les points observés. C'est donc dans cette couche géologique que sont enfoncées les extrémités des pieux formant les structures observées à Avrilly. La compacité de niveau n'autorise pas un enfoncement supérieur à quelques dizaines de cm. Près de la rive droite, le fond du chenal actuel correspond aux marnes oligo-miocènes, et le fleuve a donc incisé l'ensemble des dépôts alluviaux du Quaternaire, ce qui a dû provoquer une intense érosion des vestiges découverts lors des prospections subaquatiques.

3.3. DATATIONS DES REMPLISSAGES SÉDIMENTAIRES ET CHRONOLOGIE RELATIVE DES SÉQUENCES HOLOCÈNES

Deux carottages ont pu faire l'objet de datations dans ce secteur sur la rive droite. Ils ont été réalisés dans des paléochenaux de la commune de Baugy au lieu-dit « Les Prés Brûlés » et à « La Pierre ». Ils correspondent respectivement aux séquences 2 et 3 mises en évidence à l'Hôpital-le-Mercier (Fig. 174 ; 175 ; 176). Outre les données LiDAR qui donnent une idée de la chronologie relative des recoupements de chenaux, d'autres éléments de datation permettent de décrire l'évolution de la dynamique alluviale au cours de l'Holocène dans le secteur de Baugy-Avrilly, le plus amont de la fenêtre d'étude.

3.3.1. Datation des remplissages sédimentaires des paléochenaux en bordure orientale du lit majeur

Le premier carottage, aux Prés Brûlés, a concerné un bras mort peu sinueux situé à 6 m au-dessus de l'altitude moyenne de la Loire, soit à la limite entre les séquences 1 et 2, la première étant cantonnée entre 6 et 9 m, ce qui tend à attribuer ce paléochenal à la séquence 2. La séquence sédimentaire observée montre une succession de dépôts fins venant combler le chenal, assez analogue au remplissage du paléoméandre de la Guinchère à l'Hôpital-le-Mercier.

Une datation radiocarbone a pu être réalisée près de la base du prélèvement, et donne une fourchette comprise entre 5477 et 5329 cal BC. L'abandon du chenal a eu lieu avant cette date réalisée sur un échantillon prélevé à 180 cm de profondeur, le tout début de la sédimentation n'ayant pas pu être daté. Cette datation est donc à rapprocher de celles obtenues sur le

³² Voir Chapitre I 5.1.3.3.

paléoméandre de la Guinchère, où le recouplement est daté de *ca* 6651-6484 cal BC. Elle écarte la possibilité de l'appartenance de ce paléochenal à la séquence 1, et confirme l'attribution de ces dépôts à la séquence 2, validant ainsi l'hypothèse formulée sur des critères altitudinaux.

Le second prélèvement a été effectué beaucoup plus près de la Loire actuelle, au lieu-dit « la Pierre », sur la commune de Baugy, et au niveau d'un paléochenal d'à peine 25 m de largeur visible en surface. En aval du point de prélèvement, cet ancien lit évolue en chenal plus important qui présente parfois plusieurs bras de 80 m de largeur environ, enserrant des surfaces plus hautes (Fig. 176). Cette configuration rappelle le dernier chenal visible en surface de la séquence 3 de l'Hôpital-le-Mercier, qui se met en place après le recouplement et le remaniement des dépôts antérieurs aux alentours de l'« événement à 8200 BP ». Le comblement du paléochenal de Baugy est caractérisé, comme la plupart des remplissages épais observés sur la fenêtre Loire amont, par une alternance d'argiles plus ou moins organiques et de tourbes entrecoupées de niveaux d'argile homogène, grise et parfois micacée. La profondeur maximale du remplissage a été observée dans la carotte K2 LP, sur 2,3 m d'épaisseur (Fig. 177). Le premier niveau observé est composé de lits centimétriques de sables moyens entrecoupés par des accumulations millimétriques de feuilles. Un tel faciès est très vraisemblablement représentatif de la période qui suit immédiatement l'abandon de ce chenal par la Loire. En effet, la phase consécutive au recouplement d'un bras de rivière est caractérisée par une diminution de la tranche d'eau et un comblement, notamment latéral, de l'ancien lit, par le dépôt de sédiments lors des crues qui réactivent plus ou moins le chenal (Toonen *et al.* 2012, p. 462). Ces zones sont propices au développement de végétaux (Makaske *et al.* 2002, p. 1066), ce qui peut expliquer qu'on en retrouve entre les niveaux sableux de la carotte K2 LP. C'est également le cas dans les paléochenaux étudiés sur l'aval du Rhin (Toonen *et al.* 2012, p. 466). La datation radiocarbone qui a pu être réalisée sur un lit de feuilles de ce début de comblement est donc particulièrement intéressante. Elle montre que l'abandon du chenal se situe dans la fourchette 4346-4076 cal BC, voire peut-être plus précisément, entre 4346-4226 cal BC (85,4 %). Les dépôts sableux disparaissent ensuite au profit d'argiles disoxyques toujours riches en lits de feuilles, puis d'argile tourbeuse qui devient de la tourbe jusqu'aux alentours de 165 cm de profondeur. La sédimentation prend ensuite un caractère strictement argileux, avec des grains de micas traduisant une recrudescence d'événements de crue dans le chenal abandonné. Ce niveau s'achève sur un lit sableux qui marque très probablement une inondation relativement importante. Le niveau suivant est à nouveau principalement tourbeux, et on y remarque de nombreux fragments de végétaux qui traduisent le peuplement de ce bras mort marécageux par des plantes. Ce nouveau développement de tourbe démarre avant les années 3327-2923 cal BC

et se termine entre 2335-2134 cal BC et 1207-1011 cal BC. Entre ces deux dernières dates, un nouveau niveau d'argiles homogènes grises à grains de muscovite se met en place, indiquant une nouvelle recrudescence des événements de crue ou/et de leurs intensités. L'unité suivante, peu épaisse (5 cm), est composée d'argile noire très riche en matière organique, et marque donc une nouvelle accalmie des apports de crue. Les 75 derniers centimètres sont caractérisés par la présence de deux niveaux marmorisés, qui indiquent un milieu de marais bien mieux drainé que les niveaux sous-jacents, et autorise le développement de nombreux végétaux comme en attestent les traces de racines observables (Miall 2006, pp. 177 et 178). Entre ces deux niveaux s'intercale une phase de sédimentation d'abord transitionnelle avec le niveau sous-jacent, puis plus typique d'un marais peu drainé, beaucoup plus riche en matière organique, surtout dans sa partie supérieure où l'on distingue de nombreux débris végétaux. Cette unité est surmontée du second niveau marmorisé, qui laisse lui-même place au sol actuel à 7 cm sous la surface.

Comme à l'Hôpital-le-Mercier, les variations de faciès peuvent nous renseigner sur l'évolution des conditions de dépôt, et donc de milieu, ayant présidé la mise en place de ces sédiments. Les dépôts sableux de la base du comblement, consécutifs au recoupement du chenal, se sont mis en place vers 4346-4076 cal BC, soit exactement au moment où, à l'Hôpital-le-Mercier, on a proposé, par corrélation entre carottages, l'âge du recoupement de la séquence 3 par la séquence 4, vers 4351-4081 cal BC. Outre ce rapprochement sur des critères temporels, le dernier chenal visible en surface de la plaine alluviale pour la séquence 3 est tout à fait similaire au plan visible en aval du site de carottage de la Pierre, interprété comme système en anabranches assez dynamique. Après l'abandon du chenal à la Pierre, des niveaux plutôt tourbeux et organiques se développent, ce qui ne correspond pas vraiment aux argiles vues à l'Hôpital-le-Mercier, qui auraient pu marquer une augmentation de la sédimentation terrigène. Cinq centimètres sous la tourbe datée des années 3327-2923 cal BC, on observe un niveau d'argiles micacées qui pourraient signer un court moment d'augmentation de la dynamique alluviale et donc d'arrivée de crues dans le paléochenal. Cette phase correspond, à Chassenard, au recoupement du petit chenal visible au sud de la tranchée de sondage 1, dont le comblement commence peu avant 3084-2896 cal BC. Il peut s'agir d'une phase interne à la séquence 4, qui se produit peu de temps avant le début du Néoglaciale de l'Holocène (qui a lieu vers 2850-2550 av. J.-C., Wanner 2011), lors de laquelle les changements ne sont pas assez importants sur notre fenêtre d'étude pour provoquer une nouvelle érosion et le dépôt d'une autre séquence distincte des autres. À la suite des argiles micacées un niveau tourbeux se met en place au cours de la seconde moitié du Subboréal. Avant la limite inférieure du Subatlantique, vers 820 av. J.-

C., un nouveau niveau d'argiles grises micacées se dépose dans le paléochenal de la Pierre, ce dernier ne correspondant pas à une phase de dépôts plus terrigènes observée auparavant à Chassenard ou l'Hôpital-le-Mercier, la sédimentation étant plutôt tourbeuse sur ce dernier secteur entre 2564-2298 cal BC et *ca* 820 av. J.-C. À Baugy, la limite supérieure du niveau d'argiles micacées se situe 2 à 4 cm avant la datation 1207-1011 cal BC réalisée sur un fin niveau d'argiles riches en matière organique, ce qui exclut la contemporanéité de sa mise en place avec une phase d'accroissement de la sédimentation terrigène observable ailleurs sur la Loire amont. Cette phase ne semble en tout cas pas correspondre à la mise en place d'une nouvelle séquence. Elle rend cependant encore plus complexe l'histoire alluviale au cours du dépôt de la séquence 4 (*ca* 4300 av. J.-C.-1200 ap. J.-C.), pendant laquelle on observe des recoupements et/ou des augmentations d'apports terrigènes vers 3000 av. J.-C. (Chassenard), entre 2500 et 1000 av. J.-C. (Baugy), et entre 800 av. J.-C. et le début de notre ère (L'Hôpital-le-Mercier). La plaine alluviale Holocène ne subit alors toutefois pas de remaniement quasi complet des dépôts de la séquence précédente, comme il semble que ce soit le cas pour les séquences 1, 2, 3 et 5. Dans le comblement du paléochenal de la Pierre, suite au dépôt d'argiles organiques sur 5 cm dans les années 1207-1011 cal BC, on observe une sédimentation caractérisée par des argiles qui se déposent dans un marais bien drainé, où se développent des végétaux. On a donc une phase qui pourrait correspondre à une période plus sèche, pendant laquelle se déposent des argiles peu riches en matière organique. Il est difficile de proposer une interprétation en faveur d'une amélioration ou d'une dégradation climatique. On peut simplement signaler qu'à l'Hôpital-le-Mercier, entre *ca* 820 av. J.-C. et 43 cal BC-85 cal AD, un niveau d'argile micacée, potentiellement contemporain de ce premier niveau d'argiles marmorisées de La Pierre, se met en place, traduisant un accroissement des apports terrigènes. Dans le carottage K2 LP, on observe ensuite un dépôt d'argiles disoxyques riches en matière organique, traduisant une phase plus humide de marais non drainé, puis le retour d'argiles marmorisées et pédogénétisées, et donc de conditions plus sèches, avant le sol actuel. Ces deux phases semblent correspondre respectivement à des périodes d'augmentation et de diminution de la tranche d'eau, mais il est difficile de savoir si elles peuvent correspondre à un signal climatique. En l'absence de datations venant affirmer le cadre chronologique, les conditions de dépôts de la fin du comblement du paléochenal de la Pierre ne pourront être reliées de façon certaine aux phases observées ailleurs.

Pour résumer, ce carottage a permis de dater directement l'abandon du chenal actif de la séquence 3, seulement approchée par corrélation à l'Hôpital-le-Mercier. Le bras mort de la Pierre se comble ensuite au cours du fonctionnement de la séquence 4, qui semble présenter

plusieurs phases d'abandon de chenaux et/ou d'augmentation de la sédimentation terrigène avant la fin de son fonctionnement entre le XII^e et le XIII^e siècle ap. J.-C., mais n'est pas clairement subdivisible en séquences individualisées.

3.3.2. *La chronologie relative des paléochenaux*

D'une manière générale, les séquences sont plus difficiles à mettre en évidence dans le secteur d'Avrilly et Baugy qu'à l'Hôpital-le-Mercier, où la migration constante du chenal vers l'ouest au cours de l'Holocène a permis un enregistrement optimum des séquences, ou du moins des derniers chenaux actifs en surface, qui présentaient des plans beaucoup plus lisibles et permettaient de proposer des styles bien marqués (Fig. 176 A). Les traces laissées par la séquence 5 sont les plus visibles dans le paysage actuel, notamment le chevelu de petits chenaux en surface ainsi que sa bordure peu sinueuse orientée globalement sud-nord marquant les limites de la bande de tressage médiévale à moderne. Plus près du chenal actuel, on distingue quelques grands chenaux qui marquent l'évolution du système vers un style intermédiaire entre le système en tresse et les tracés larges et souvent peu sinueux de la fin de l'époque moderne, où l'on remarque tout de même déjà l'existence de méandres au centre du secteur. Ces derniers autorisent le décalage du lit de la Loire sur deux kilomètres vers l'ouest dans le secteur Avrilly-Baugy.

Les méandres de la séquence 4 sont en partie conservés au droit d'Avrilly, mais semblent avoir été remaniés par les chenaux de la séquence 5 en amont. La séquence 3, où se situe le carottage de La Pierre, n'est conservée que sur un lambeau peu large mais long de plus de trois kilomètres. Il est complètement recoupé par les méandres de la séquence 4 au nord et a disparu de la surface du lit majeur. Les dépôts de la séquence 2 ne montrent pas des méandres aussi marqués en surface que ceux de l'Hôpital-le-Mercier, mais, à la différence de ce dernier secteur, ils se situent à une classe d'altitude mieux individualisée que les autres dépôts du lit majeur sur le MNT corrigé (Fig. 175). Ils se cantonnent en effet entre 4,5 m et 7 m au-dessus de l'altitude moyenne du lit de la Loire, et marquent bien l'incision qui s'est produite lors de leur abandon daté aux alentours de « l'événement à 8200 BP ». Comme dans le secteur de l'Hôpital-le-Mercier, où l'on observe des maisons fortes, c'est à la surface de la séquence 2 qu'est implanté le château d'Arcy, dont la première mention remonterait à l'année 1160 (Steyert 1897, p. 335) :

« Les alliés du comte Guy II (du Forez), Renaud de Bâgé et le sire de Coligny, signent avec Archambaud de Bourbon, un traité par lequel celui-ci s'engageait à établir un corps de troupe au château d'Arcy, en aval de Roanne sur la Loire, pour opérer contre le sire de Beaujeu et Gérard de Mâcon une diversion. »

Ces multiples occupations médiévales suggèrent que la séquence 2 est, en surface, propice à l'implantation de structures d'habitation pérennes et donc probablement peu sujettes à la circulation de chenaux actifs, même si lors des crues ces habitats sont touchés. Les implantations ne sont jamais retrouvées au niveau de la séquence 4, dont certains chenaux sont actifs jusque dans les années 1000-1200 ap. J.-C., et encore moins au niveau de la séquence 5 qui représente l'emprise de la bande de tressage, qui ne peut se mettre en place avant les années 1200 – 1400 ap. J.-C. (période d'apparition des tuiles plates à crochet retrouvées au sein des barres de tresse).

La séquence 1, dans ce secteur, n'occupe qu'une emprise très réduite en rive droite et est complètement absente en rive gauche. Elle est surmontée par les dépôts du Pléniglaciaire supérieur de T4, qui sont également absents de la rive gauche, où le lit majeur est directement au contact des marnes oligo-miocènes et des Sables du Bourbonnais plio-pléistocènes.

Au sud du secteur Avrilly-Baugy, la Loire est actuellement située à l'est du lit majeur, et la plaine alluviale occidentale n'y présente pas une évolution polyphasée comme dans les parties est et nord-est. Les classes d'altitudes montrent que cette zone est plutôt basse, avec la quasi-totalité des valeurs entre 2,5 et 4 m au-dessus de l'altitude moyenne du fleuve, tandis qu'en rive droite, même les dépôts les plus récents de la séquence 5 atteignent 4,5 m au-dessus du niveau moyen, bien que certains chenaux soient, au plus bas, creusés jusqu'à 2,5 m au-dessus du lit actuel. Ces valeurs tendent à montrer que cette zone basse n'a pas pu être comblée autant que la rive droite, et qu'elle est par conséquent vraisemblablement plus jeune. La forme des tracés abandonnés visibles en surface vient conforter cette hypothèse, puisque aucun méandre n'est observable, à part peut-être au sud, où un paléoméandre est souligné par un ruisseau actuel se jetant dans la Loire. Les chenaux sont organisés en un réseau de lits multiples ayant très vraisemblablement fonctionné en même temps, assez larges puisque jusqu'à trois bras de 80 m de large ont pu circuler ensemble. Le plan de l'ensemble rappelle un système en tresse, et les altitudes basses permettent de l'attribuer à la séquence 5, la plus récente. Il s'agit donc très vraisemblablement de la Loire médiévale à moderne, dont la bande de tressage aurait donc pu atteindre, en comptant les dépôts en rive droite, 1500 m de large. Dans ce secteur, la partie amont de la Loire aurait donc pu migrer vers l'est relativement récemment, en tout cas avant le levé des plans cadastraux qui a débuté en 1828. La carte des Cassini, bien que fort imprécise, montre que la Loire ne forme pas encore un méandre bien affirmé au niveau de l'inflexion ramenant le fleuve à l'ouest de la plaine immédiatement en amont d'Avrilly. En revanche, le fleuve n'est déjà plus cantonné à l'ouest de la vallée dans la partie amont du secteur.

3.4. BILAN : UN SITE FORTEMENT ÉRODÉ ENVIRONNÉ DE DÉPÔTS RÉCENTS

L'ensemble des observations réalisées aux alentours du site immergé d'Avrilly semble une nouvelle fois montrer le caractère récent des sédiments environnant les implantations installées dans le chenal antique de la Loire. La préservation différentielle des séquences holocènes d'est en ouest est assez similaire à ce que l'on a pu observer à l'Hôpital-le-Mercier, même si elles sont ici moins évidentes que dans ce secteur situé 3 km en aval d'Avrilly. L'abandon de la séquence 3 au profit de la séquence 4 est mieux daté grâce au carottage de La Pierre. La séquence 4 nous apparaît comme plus complexe et polyphasée, avec une phase d'accroissement de la sédimentation terrigène entre 1200-1000 av. J.-C. et 2300-2100 av. J.-C. Il peut s'agir d'une phase d'activité fluviale accrue, ou d'apports liés à l'anthropisation du bassin versant. Il semble que la séquence 4 soit caractérisée par une certaine variabilité dans la sédimentation, mais pas par un accroissement suffisamment important de la dynamique alluviale pour déclencher le recouplement et le remaniement des dépôts antérieurs avant de déposer une nouvelle séquence.

Dans la partie amont du secteur Avrilly-Baugy, la bande de tressage du PAG semble avoir occupé la plus grande partie de la plaine alluviale, même si l'absence de datations ne permet pas de contraindre précisément cette phase et ses éventuelles variations.

La coupe de berge d'Avrilly montre que l'incision du lit majeur a été plus forte à l'ouest de la vallée, puisque les dépôts graveleux au contact des marnes oligo-miocènes ont disparu au niveau du chenal actuel. Cette incision non datée précède l'enfoncement du lit actuel, le fond du chenal du XIX^e siècle était en effet situé jusqu'à 4 m plus haut qu'actuellement au niveau des vestiges d'Avrilly.

Les structures anthropiques détectées par les mesures magnétiques sont probablement assez récentes, puisqu'elles sont situées près de la surface de la séquence 5 qui se dépose à la fin du Moyen Âge et à l'époque moderne. Même si le fleuve n'a pas coulé à cet endroit précis, les structures contemporaines des aménagements de berge et de l'éventuel franchissement de la seconde moitié du premier siècle avant notre ère sont très probablement enfouies hors de portée de détection. En l'absence de sondage, toutefois, il n'est pas possible d'être définitif sur la question. En effet une partie des dépôts des séquences précédentes, comme à Chassenard, pourrait avoir été préservée sous les dépôts de la plaine alluviale postérieure. Dans le secteur Avrilly-Baugy, E. Straffin soulignait justement ce point en indiquant que les dépôts de la séquence 5 (T2 dans Straffin, 2002a) recouvraient les dépôts antérieurs au moins en un point

du secteur étudié ici (Fig. 178 A). Toutefois, il attribue les barres de galets à une séquence antérieure, T3, alors qu'il s'agit vraisemblablement, au vu de leur position dans la plaine holocène, au moins en partie des barres de galets et graviers où ont été découvertes des tuiles médiévales. Le raisonnement est néanmoins intéressant puisque une datation radiocarbone a été faite sous ces barres de tresse, dans un niveau graveleux où s'enfonçait un tronc, et donne un âge compris entre 1688 et 1453 cal BC³³. D'autres observations et datations de troncs de cette période ont été réalisées le long de la Loire dans ces travaux (Straffin et Blum 2002a, p. 422). On peut toutefois remarquer qu'il est difficile de savoir si ces troncs sont vraiment en place dans les coupes observées sur les berges actuelles, et non remaniés par des crues ou l'érosion continue des berges par la Loire. Sur la figure 178 B il semblerait qu'une tranchée soit creusée entre la partie du tronc émergeant du lit actuel et la berge, indiquant peut-être qu'il a été suivi jusque dans la coupe. Dans le cas où cela se confirmerait, il s'agirait d'un dépôt graveleux au sein de la séquence 4, qui incise la séquence 3 aux alentours de 4300 av. J.-C. Pour les anomalies magnétiques mises en évidence à Avrilly, on peut dire qu'il est possible que des lambeaux de la plaine alluviale contemporaine des implantations du chenal antique aient été préservés par l'érosion postérieure, notamment par la séquence 5, mais qu'il semble assez improbable qu'ils n'aient pas été enfouis profondément. Les structures détectées seraient donc modernes mais antérieures au cadastre de 1828, ou réalisées et abandonnées entre deux des levés cartographiques consultés.

³³ Datation Tx8574 de Straffin 2002a p. 422. Âge fourni : 3290±50, corrigé avec la courbe Intcal09 et le logiciel Oxcal 4.1.

Principaux résultats sur la dynamique de la Loire amont :

La conservation différentielle d'est en ouest et le phasage en cinq séquences des dépôts postglaciaires fonctionnent également ici. À l'ouest du secteur d'étude, une incision importante des dépôts weichséliens à tardiglaciaires du fond de vallée a eu lieu près du chenal actuel.

Cette incision semble antérieure à l'enfoncement moderne du lit du fleuve, qui a pu atteindre 4 m depuis le milieu du XIX^e siècle. Ce phénomène récent et intense dégrade fortement les vestiges du I^{er} siècle av. J.-C. encore présents dans le lit actuel, et a probablement d'ores et déjà emporté une partie d'entre eux.

La datation, basée sur une corrélation réalisée à l'Hôpital-le-Mercier, du recoupement de la séquence 3 aux alentours de 4300-4000 av. J.-C. est confirmée par le carottage réalisé à la Pierre.

Les chenaux de la séquence 5 ont occupé la majorité de la largeur de la plaine d'inondation au Petit Âge Glaciaire, et ont probablement contribué à masquer ou détruire les informations archéologiques et sédimentologiques.

4. LE SECTEUR D'ÉTUDE DE DIGOIN

La commune de Digoïn est située sur la rive droite de la Loire, à la limite nord de notre fenêtre d'étude, en amont de la confluence avec l'Arroux et le changement d'orientation de la vallée de la Loire d'un axe nord/sud pour une direction le nord-ouest/sud-est (Fig. 107). La carte archéologique était, jusqu'à une époque récente, relativement pauvre³⁴, avec des découvertes anciennes (Rebourg 1994), mais de nouvelles données sont récemment parues. À la faveur du projet de construction d'un lotissement immédiatement sur la rive droite de la Loire, une fouille archéologique a été réalisée en 2009 et 2010 sur une surface de 2100 m² au « Pont Canal » 9, rue des Perruts. La société Archeodunum a effectué cette opération et nous a permis d'observer le site archéologique dans son contexte de bord de Loire actuel, afin d'essayer de mettre en évidence d'éventuelles interactions entre la dynamique alluviale et le fonctionnement du site archéologique.

4.1. LE « SUBSTRAT » DU SITE ARCHÉOLOGIQUE : LES DÉPÔTS ALLUVIAUX DU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

La parcelle ayant fait l'objet de l'opération archéologique préventive se trouve sur la terrasse indiquée comme T5 et datée entre 23050 et 8550 cal BC (Fig. 179 A ; Djerbi dans Maza *et al.* 2011 p.35). Lors de la formation de la terrasse T5, au vu de la forme de celle-ci, le site se trouve potentiellement à la confluence entre la Loire et le système Arroux/Bourbince. Seule une analyse de la composition de la terrasse aurait peut-être pu permettre de trancher entre ces deux sources potentielles de sédiments, la Loire étant plus riche que l'Arroux en ce qui concerne les roches métamorphiques, sédimentaires et granitiques (Fig. 179 B).

L'attribution de cette zone à la terrasse T5 est corroborée par les nombreux dépôts de type tresse observés en coupe sur ce site, associés à des chenaux abandonnés avec des charges de fond très grossières. Aucune unité constituée de particules plus fines que les sables n'est observable avant le sommet de la terrasse sur laquelle le site est implanté (Djerbi dans Maza *et al.* 2011 pp. 45-57). Les sédiments constitutifs de la terrasse, des galets aux sables, présentent souvent des litages tangentiels à la base qui se recoupent et indiquent une accumulation de mégarides à crêtes sinueuses typiques d'un système en tresse (Miall 2006, pp. 42-44). Ces

³⁴ Voir Chapitre I : 3.1.6.4.

observations correspondent à celles réalisées par E. Straffin pour les terrasses T5 et T6, qui indiquent qu'au cours de la dernière glaciation un système en tresse circulait dans la vallée de la Loire, avec une forte aggradation des dépôts (Straffin 2000, pp. 74 à 80, 156 et 168). Sur le site de l'Hôpital-le-Mercier, les dépôts de la terrasse T5 peuvent atteindre 8 m d'épaisseur. Aux alentours du site archéologique, aucun sondage avec description géologique n'a été répertorié dans la BSS au sommet de T5, il est donc difficile d'avancer une épaisseur de dépôts pour ce secteur.

Sur l'emprise fouillée, les sédiments couvrant le sommet de la terrasse sont différents des dépôts dynamiques sous-jacents. En effet, en plusieurs endroits du site, des creux topographiques étaient comblés par des sédiments argileux organisés en quatre niveaux distincts, recouverts par une unité plus sableuse. Ceux-ci ont pu être observés et leur description est présentée du bas vers le haut (Fig. 180) :

À la base de trouvent des argiles mélangées à des graviers et quelques galets dans une matrice sableuse, qui forment l'interface entre les dépôts du Würm et l'unité suivante.

Le second faciès, très homogène, est constitué d'argile blanche carbonatée qui présente des nodulisations et de nombreuses fentes de dessiccation. Un tel faciès est typique d'environnements palustres avec une tranche d'eau très faible et même régulièrement absente, provoquant la formation de fissures de rétraction (Miall 2006, p. 442). Le caractère carbonaté de ces sédiments est assez atypique dans cette partie du bassin de la Loire, plutôt caractérisé par des roches volcaniques, métamorphiques avec quartz et silex (Babonaux 1970 pp.50 - 59, Straffin 2000 p. 56).

On trouve ensuite un niveau très sombre, riche en matière organique et affecté par la pédogénèse, ce qui explique la forme assez tourmentée de son contact avec les argiles nodulisées sous-jacentes. Ce niveau a fait l'objet d'une datation radiocarbone par la société Archeodunum (Djerbi dans Maza *et al.* 2011 p. 49), qui donne un intervalle compris entre 17255 et 16617 cal BC ou, très vraisemblablement, entre 17029 et 16617 cal BC (94.9%). Cet intervalle correspond à la fin de la dernière glaciation mais semble assez ancien par rapport aux autres datations, réalisées par OSL sur des sables, du sommet de T5 (Fig. 105). Ce fait semble corroboré par l'analyse palynologique effectuée sur ce niveau, qui tend à établir, au vu des taxons observés, que ces argiles se sont déposés au cours de l'Atlantique, entre 6900 et 3450 av. J.-C. (Latour-Argant dans Maza *et al.* 2011 pp. 139 à 141). Il faut toutefois noter que l'échantillon était particulièrement dégradé, avec seulement cent trente pollens ne représentant que trois taxons d'essences arborées et quatre d'herbacées. Un autre argument en faveur de l'âge atlantique de ces dépôts est leur richesse en matière organique, qui n'est pas typique des

dépôts du Pléniglaciaire supérieur, période peu propice au développement de végétaux et à leur accumulation sous forme de dépôts carbonés. De plus, autant il est envisageable de remanier de la matière organique plus ancienne, autant l'inverse est-il impossible.

On observe en-dessous, un quatrième niveau, très fin, d'argile blanche, recoupé par des traces de pédogénèse affectant également l'unité suivante.

La coupe se termine sur des niveaux sableux (sables moyens et grossiers) mélangés à des argiles et très perturbés par la pédogénèse. Ce niveau correspond à l'aggradation d'une plaine d'inondation alternant des épisodes de crues plus ou moins intenses avec le développement de sols.

On aurait donc, après la dernière glaciation et l'abandon de la zone par le système en tresse, décantation d'argiles dans des mares peu profondes établies dans des creux topographiques au début ou pendant l'Atlantique, puis développement d'une plaine d'inondation, avec peut-être une dernière apparition de petits chenaux actifs au cours de l'Atlantique (Maza *et al.* 2011 p.147). Cette dernière interprétation semble peu probable au vu des phases d'incision observées à l'Hôpital-le-Mercier, où les séquences alluviales méandriformes 1 et 2 se mettent en place et sont abandonnées entre *ca* 18000 – 13500 av. J.-C. et *ca* 6500 av. J.-C., abaissant le plancher alluvial de 4 à 8 m par rapport au sommet des dépôts du Pléniglaciaire supérieur (Fig. 117). Il faut probablement plutôt voir dans ces dépôts grossiers, surmontant les argiles de décantation de l'Atlantique, les dépôts des ultimes crues pouvant encore atteindre le site du Pont-Canal, avant que les incisions n'abaissent trop le niveau de base du chenal actif de la Loire.

4.2. LES OCCUPATIONS DU SITE ET SES RELATIONS AVEC LA LOIRE

Les structures les plus intéressantes dans le cadre de cette étude, qui datent de la phase principale d'occupation du site, centrée sur le II^e siècle de notre ère, concernent plusieurs fosses d'assez grandes dimensions, qui sont creusées dans les dépôts grossiers de la terrasse sur presque 3 m pour la plus importante (Maza *et al.* 2011, p. 149). Il s'agit d'un réseau composé d'une fosse-puits reliée par un fossé ou un canal à un autre puits plus profond. Ce dernier descend jusqu'à 3 m sous la surface actuelle et est maçonné sur tout son pourtour de blocs calcaires (Fig. 181). La question d'un ensemble votif a été soulevée compte tenu du mobilier retrouvé, peut-être en dépôt : cruche de bronze, vases entiers, statues de terre cuite (lairaie ?) et

des monnaies agglomérées. Une première interprétation avancée est un ensemble hydraulique avec un puits cuvelé, peut-être finalement utilisé pour des dépôts cultuels.

Cependant, cette hypothèse est ensuite contredite dans le rapport de l'opération, sur la base d'arguments géomorphologiques (Djerbi dans Maza *et al.* 2011 p.59), précisant qu'aucune nappe ne peut circuler dans cette structure localement au vu de l'absence d'aquifère perché à la bonne altitude, ou de cuvelage imperméable qui en exclut l'usage comme citerne en utilisant le sommet de la terrasse, plus argileux, pour recueillir les eaux de ruissellement. La seconde source d'approvisionnement en eau possible, la nappe phréatique de la Loire, est également écartée, le fleuve aurait dans ce cas subi une incision d'une dizaine de mètres depuis le second siècle de notre ère pour atteindre l'altitude à laquelle il coule actuellement.

Ce dernier argument semble particulièrement pertinent, surtout quand on reprend les données altitudinales de la tranche d'eau mesurées lors de périodes particulières du régime de la Loire (Fig. 181 C). La différence entre l'altitude du fond de la structure la plus profonde (236,6 m NGF), F48, cuvelée dans sa partie basse, et le niveau du fleuve est particulièrement parlante. C'est bien sûr à l'étiage que cette différence est la plus importante, avec une valeur d'environ 12 m. Le niveau de la crue la plus haute qu'on ait mesurée à Digoïn, celle d'octobre 1846, est situé à environ 5 m au-dessous du niveau minimum pour alimenter le puits. Dans la plaine du Forez, le lit de la Loire semble s'être incisé de 0,5 à 3 m selon les zones depuis le début du XX^e siècle, sous l'action des activités humaines (Crepet 2000, p.370). Ces valeurs sont loin d'être suffisantes pour expliquer la différence d'environ 11,5 m entre l'altitude de la Loire, quand elle est à son module, et le fond de la structure cuvelée. Sur le plus long terme, au niveau de la commune bien documentée de l'Hôpital-le-Mercier par exemple, l'incision provoquée par le système en tresse du début du Petit Âge Glaciaire surplombe le lit actuel de 4 m en moyenne (Fig. 117). Avant cette période, il n'y a pas d'incision bien datée sur la Loire, à moins de remonter aux deux épisodes de remaniement ayant suivi la fin de la dernière glaciation, au début des séquences 1 et 2, toutes deux survenues successivement après 18000-15500 av. J.-C. et avant les années 10000-9500 av. J.-C., soit l'âge des derniers dépôts graveleux observés dans la plaine alluviale à Chassenard. Ces deux phases sont trop anciennes, il semble que le lit de la Loire, et par extension sa nappe phréatique, soit réellement trop bas pour avoir atteint le fond des structures archéologiques au cours des deux derniers millénaires ; l'alimentation du plus profond des puits découverts est donc exclue.

Il faut donc réexaminer la question d'un aquifère perché pour expliquer la découverte de telles structures archéologiques semblant liées à l'hydraulique antique. Nous nous sommes pour cela intéressés à la base de données de forages de la BSS, et plus spécifiquement aux ouvrages

ayant eu pour but la piézométrie ou le forage de puits. Il n'y a pas beaucoup de données autour de l'emprise de la fouille préventive (Fig. 182), mais suffisamment pour observer que le carottage le plus proche de la parcelle fouillée a atteint l'eau 9 cm au-dessus de la cote du fond du puits F 48 (Fig. 183). De l'eau est donc bel et bien présente à cette altitude. Il est important de remarquer que les autres carottages, plus distants, présentent des résultats beaucoup moins concordants, rencontrant un aquifère tantôt plus de 6 m sous le point le plus bas de F48, tantôt perché à 13 m au-dessus du fond de cette structure. Outre l'éloignement des forages par rapport à la parcelle fouillée, il faut trouver une explication à ces très importantes disparités concernant une ressource aussi importante que l'eau douce souterraine. L'hypothèse la plus vraisemblable prend en compte le caractère hétérogène des dépôts en milieu alluvial. Il est en effet envisageable que des poches d'argiles de plus ou moins grande étendue se soient déposées loin de l'activité du chenal en tresse, dans des zones en creux, au cours de la dernière glaciation. Ce type de remplissage aurait pu créer un écran imperméable par endroits et à différentes hauteurs, et ainsi expliquer les différences d'altitude entre les niveaux d'eau rencontrés.

Une dernière explication, probablement plus plausible concernant l'alimentation en eau de la structure F 48, pourrait être amenée par les données du forage 06005X0064/S1, qui fait l'objet d'une description des niveaux géologiques rencontrés. On note ainsi, à 11,5 m sous la surface, un niveau de « marne », ce dernier pouvant correspondre aux marnes et calcaires oligomiocènes de la carte géologique, et donc former la base d'un aquifère potentiel (Donzeau *et al.* 2006, p. 94). En termes d'altitudes NGF, ces marnes se situent, bien que plus à l'est, à une quarantaine de centimètres sous le fond du puits F 48. Il est tout à fait envisageable, dans ces conditions, que cette structure ait été alimentée en eau par une nappe retenue et circulant sur le sommet des marnes, tout du moins si la terrasse T5 n'est pas plus incisée que le point de carottage de la BSS à l'est, dont on ne sait pas si il a été réalisé sur la terrasse T6 ou sur la terrasse T7.

4.3. BILAN : UNE ALIMENTATION EN EAU DISPARUE ET UNE INCISION PROBLÉMATIQUE

Comme le fond du puits n'a pas livré d'eau au cours de l'opération préventive, malgré la possible correspondance de l'altitude d'un aquifère présent à l'est des fouilles avec le plus profond des puits retrouvés, il faut conclure que la nappe phréatique n'alimente plus cette structure archéologique implantée en bord de Loire, sur les dépôts même du fleuve. Il est possible que des drainages ou captages modernes aient perturbé la circulation de l'eau dans cet

aquifère, privant d'eau les structures archéologiques fouillées. La carte IGN au 1/25000 ne montre en tout cas aucune source issue de la terrasse au niveau de la ville de Digoin.

L'attribution à l'Atlantique des dépôts argileux retrouvés au sommet de la terrasse T5 à l'Atlantique pose problème, malgré les arguments qui parlent plus en faveur de cette datation que le résultat de l'analyse radiocarbone. Lors de la mise en place des argiles riches en matière organique, les données obtenues sur d'autres secteurs indiquent que la Loire s'est déjà incisée par deux fois entre 18000-15500 av. J.-C. et 10000-9500 av. J.-C. À Chassenard, le sommet des dépôts graveleux datés du début de l'Holocène est situé à 1,9 m au-dessus de l'altitude moyenne du lit de la Loire actuelle. À Digoin, les dépôts argileux organiques sont situés à 13,5 m au-dessus de l'altitude moyenne du fleuve (toit à 238 m NGF d'après Djerbi dans Maza *et al.* 2011, p. 50). Les dépôts sablo-argileux qui les surmontent sont, quant à eux, situés à une altitude maximum de 238,6 m NGF, soit 14 m au-dessus de la Loire actuelle. Même si le fleuve continue de combler son lit, qui remonte quelque peu au cours du dépôt des séquences 2 et surtout 3 (déposée au cours de l'Atlantique), le plancher alluvial est encore à 9 m sous le niveau sableux. Il est donc impossible que des dépôts aient pu atteindre le haut de la terrasse au niveau du site des Perruts au cours de l'Atlantique, étant donné qu'il aurait fallu des crues capables d'occuper toute la largeur du lit majeur sur plus de 9 m de haut pour déposer ces sédiments.

Il est donc indispensable de se tourner vers les autres systèmes ayant pu provoquer ces dépôts. Le plus évident est l'Arroux, dont les terrasses alluviales ont été datées, et dont l'une d'entre elles est contemporaine de l'Atlantique. Il s'agit de la terrasse T4, datée entre 9100 et 1550 cal BC (Straffin 2000, Annexes, Plate 1, Colls *et al.* 2001, p. 748). On peut l'observer à 500 m du site au minimum (Fig. 179), où elle est peut atteindre 235,5 m NGF. La différence n'est dans ce cas plus que de 3 m entre les dépôts Atlantique du sommet de la terrasse T5 et le sommet de T4, ce qui semble bien plus vraisemblable quant à la possibilité de déposer des sédiments au niveau de la surface fouillée. Il paraît tout à fait probable que la confluence Loire-Arroux était alors située bien plus à l'ouest qu'aujourd'hui, autorisant les courants de la Loire et de l'Arroux à se rejoindre aux mêmes altitudes, les dépôts atlantiques de la Loire ne dépassant pas les 5 m au-dessus du lit actuel, soit 229,8 m NGF à Digoin, tandis que les dépôts du même âge de l'Arroux peuvent être présents à 235,5 m NGF, ce qui représente une différence de près de 6 m. Il semble que cette hypothèse ait le mérite d'expliquer l'apparente jeunesse de l'assemblage pollinique prélevé au sommet de T5 sur le site des Perruts. L'analyse lithologique des galets de T4 et T5 dans ce secteur permettrait de savoir quel cours d'eau, de l'Arroux ou de la Loire, aurait pu déposer ces deux terrasses. On peut faire remarquer que les faiblesses de l'hypothèse proposée quant au rôle de l'Arroux sont l'absence de sites d'observation et de

datation sur cette terrasse à proximité immédiate de la parcelle fouillée, ainsi que la perturbation engendrée par le bâti actuel de Digoin sur les valeurs topographiques mesurées au sommet de la terrasse T4.

L'Arroux n'a en revanche pas pu jouer de rôle dans l'alimentation en eau des puits romains, car il semble être cantonné entre 225 et 230 m NGF au début de notre ère (terrasse T2/T3 de la Fig. 179), soit plus de 3 m sous le fond du plus profond des puits.

Principaux résultats sur la dynamique de la Loire amont :

Le sommet des dépôts de la terrasse du Pléniglaciaire supérieur est caractérisé par la décantation d'argiles traduisant un environnement palustre par la suite très favorable au développement de végétaux. La séquence se conclut par les derniers dépôts de crue pouvant atteindre le sommet de cette terrasse.

D'après les phases d'incision observées sur la Loire, seuls les dépôts de l'Arroux ont pu atteindre le sommet de la terrasse T5 au cours de l'Atlantique, et la confluence de cette rivière avec la Loire était alors probablement beaucoup plus à l'ouest qu'aujourd'hui. La migration de l'ensemble du système vers l'ouest ne concerne pas la confluence avec l'Arroux.

Ce site de confluence amène à se poser de nombreuses questions sur l'enfoncement du lit au cours du temps. La Loire amont, sur cette fenêtre d'étude, s'est enfoncée de 4 m depuis le milieu du XIV^e siècle, et sur plusieurs mètres depuis 1840 comme observé à Avrilly ; les données d'autres chercheurs indiquent également un abaissement significatif du lit à l'époque contemporaine.

5. ÉVOLUTION DE LA FENÊTRE D'ÉTUDE SUR LES DEUX DERNIERS SIÈCLES

Cette analyse a été menée sur une cinquantaine de kilomètres de tracé entre Iguerande et Digoin, ce qui représente l'ensemble de la fenêtre d'étude de la Loire amont. Elle concerne un tronçon considéré comme homogène sur des critères géologiques, géomorphologiques et hydrologiques (Epteau 1997, p. 10). Les feuilles du cadastre napoléonien, levé entre 1828 et 1840, ont initialement été géoréférencées et digitalisées entre Avrilly et Chassenard. On a toutefois préféré utiliser les dessins-minutes de la Carte d'état-major pour l'ensemble du tracé. En effet, dans ce secteur, les dessins-minutes ont tous été levés en 1840, à la différence du cadastre, et présentaient donc un caractère plus homogène d'une berge à l'autre. De plus, le cadastre napoléonien, d'une grande précision, montrait un tracé assez analogue à celui des dessins-minutes, malgré la plus petite échelle de ces derniers (Fig. 145). Les différentes mesures³⁵ autorisent un certain nombre de remarques quant à l'évolution de la dynamique alluviale aux échelles décennales et centennales. La variation des principaux paramètres morphométriques, par âge et par sinuosité, est synthétisée sur la figure 184. Les valeurs de toutes les mesures de l'amont vers l'aval du tronçon pour chacun des documents utilisés sont disponibles en annexe 7. Sauf mention contraire, les valeurs de référence des indices et rapports sont tirés de la synthèse de Malavoi et Bravard (2010, pp. 67-71). Les différents tracés vectorisés ont été regroupés en un atlas qui synthétise l'évolution de la Loire sur les deux cent dernières années (Annexe 8).

Le nombre de sinuosités (ou de tronçons de mesure) a varié au cours des deux derniers siècles. Entre 1840 et la Carte de Coumes levée entre 1848 et 1854³⁶, le lit mineur s'est simplifié en passant de 35 à 30 sinuosités. Par la suite, le chiffre est plus constant, entre 38 et 40 de 1946 à 1977, puis le tracé se simplifie de nouveau avec 34 sinuosités en 1986 et 1999. Le plus grand nombre de sinuosités (42) apparaît avec le dernier document, l'orthophotographie IGN prise en 2007.

³⁵ Présentées dans le Chapitre II : 3.1 et 3.2

³⁶ Par commodité, dans la suite de l'exposé des résultats obtenus ici, on parlera de 1850 pour faire référence à la date de création de ce document établi suite à la crue de 1846.

5.1. LARGEUR DU LIT MINEUR

Cette valeur décroît fortement au cours du temps, principalement entre 1840 et 1946, avec une brutale diminution entre 1840 et 1850 (Fig. 184). Depuis les années 1940, les variations fines que l'on peut observer dépendent probablement en partie des dates des clichés (Fig. 35). En effet, les valeurs sont basses en 1946, 1967 et 1986, or ces trois séries de photographies ont été prises à l'étiage, tandis que celles de 1954, 1977, 1986, 1999 et 2007 ont été acquises à des débits correspondant à des valeurs plus proches du module interannuel. Comme ce paramètre a été mesuré au niveau des points d'inflexion en prenant en compte la largeur à plein bord, l'effet de la prise de vue est tout de même largement minoré. Les valeurs du XX^e siècle sont pour la plupart comprises entre 50 et 100 m, et donc bien inférieures à celles observés au XIX^e siècle, où le chenal pouvait être deux à trois fois plus large et présenter plusieurs bras. L'emprise du lit des dessins-minutes n'est pas surestimée, malgré la petite échelle du document, et correspond au cadastre napoléonien levé entre 1828 et 1840 aussi bien qu'à des marques encore visible en surface de la plaine alluviale. Les éventuelles imprécisions sont de l'ordre de la quinzaine de mètres, ce qui correspond à la variabilité entre les largeurs médianes du XX^e siècle, en partie liées au régime hydrologique. En plusieurs endroits, des indices de changement de tracé entre la Carte de Coumes et le lit de 1840 montrent que ce dernier occupait alors une largeur bien plus importante qu'en 1850, comme au niveau du recoupement du méandre de Saint-Martin-du-Lac par exemple (Planche 9, Annexe 8). L'examen de l'évolution du lit mineur de l'amont vers l'aval ne révèle pas de différences ou de points communs notables entre les différents documents. On remarque toutefois la largeur importante du chenal de 1840 en certains points du tracé, principalement des secteurs à deux bras entre Avrilly et Digoin.

5.2. AMPLITUDES, LONGUEURS D'ONDE ET RAYONS DE COURBURE DES SINUOSITÉS

L'amplitude présente une grande variabilité sur tous les documents au cours des deux cent dernières années, bien que les valeurs extrêmes soient moins importantes au XIX^e siècle (Fig. 184). L'amplitude médiane montre une légère augmentation au cours du temps, avant de diminuer sur le document de 2007, ce qui peut éventuellement s'expliquer par des valeurs parfois très basses sur la moitié amont, qui comprend quelques petits tronçons très peu sinueux (Annexe 7).

La longueur d'onde évolue relativement peu au cours des deux derniers siècles, et la plupart des valeurs se distribuent autour des 2000 m. Elle est légèrement plus haute vers 1850 puis diminue avant d'augmenter jusqu'en 1999, après quoi on note, comme pour l'amplitude, une légère diminution pour 2007. La longueur d'onde correspond alors à une médiane de près de 1800 m. De la même façon que pour l'amplitude, il est possible que les petites sinuosités situées surtout sur la moitié amont tirent la valeur de la longueur d'onde de 2007 vers le bas.

Le rayon de courbure moyen montre également une faible variation au cours des deux derniers siècles, avec une valeur médiane de l'ordre de 300 m. La valeur la plus forte date de 1850, mais elle est très proche de 1986 et 1999. Les tracés enregistrés sur ces trois documents présentent des sinuosités bien affirmées et très peu de chenaux secondaires, ce qui permet probablement à la valeur moyenne de R_c d'être plus importante sur ces documents.

5.3. RAPPORTS RELATIFS À LA LARGEUR

Les cours d'eau naturels présentent un ratio A/W d'une valeur médiane comprise entre 10 et 12.W, avec des valeurs extrêmes de 5 à 20.W. Les dessins-minutes de 1840 sont hors de cette gamme, avec une valeur médiane de 3,5, et la Loire représentée sur la Carte de Coumes atteint tout juste 5, les valeurs basses étant plutôt situées sur des cours d'eau actifs et peu sinueux. Les largeurs du lit de la Loire du XIX^e siècle, effectivement actif et peu sinueux, ne correspondaient donc pas à celles d'un système à l'équilibre, comme déjà avancé sur ce tronçon lors de travaux précédents (Epteau 1997, p. 13). Les valeurs médianes de la seconde moitié du XX^e siècle sont de 10 en 1946 et 1986, et de près de 8 en 1954, 1967 et 1999. Sur cette période, le système semble donc à l'équilibre du point de vue de ce paramètre, tandis qu'en 1977 et 2007, le ratio descend à 6,5. Les valeurs du rapport A/W sont tirées vers le haut pour les tracés du XX^e siècle en raison du tracé de la première moitié du tronçon, qui semble moins sujet à la divagation latérale.

Le rapport entre la longueur d'onde et la largeur, d'une valeur théorique moyenne de 8 à 15 (médiane de 10 et 12.W), montre que le fleuve a une largeur très faible par rapport à sa longueur d'onde depuis 1946. Les valeurs médiane de 1840 et de 1850 sont respectivement de 10,7 et 15,3, soient des valeurs cohérentes avec les systèmes habituellement rencontrés dans la nature.

Le dernier rapport relatif à la largeur concerne le rayon de courbure moyen. Les valeurs les plus basses de notre fenêtre d'étude sont les plus anciennes, avec des médianes de 1,39 pour 1840 et 2,5 pour 1850 (Fig. 184). Les valeurs de R_c/W comprises entre 2 et 3 sont celles pour lesquelles l'érosion est considérée comme la plus forte. Les valeurs médianes des années 1954,

1967, 1977, 1999 et 2007 sont assez proches de 3, à la différence des années 1946 et 1986, qui correspondent respectivement à un rapport de 4 et 5,2. Ces deux dernières dates correspondent donc à des méandres de grandes dimensions par rapport à leurs largeurs. Au cours du XX^e siècle, les valeurs les plus importantes de ce rapport se trouvent à proximité d'Avrilly, où le chenal est très droit et implique donc des valeurs de R_c très élevées aux limites amont et aval (Annexe 7).

5.4. INDICE DE SINUOSITÉ

La valeur globale de cet indice augmente de 1,2 à 1,36, ce qui indique que l'on passe d'un système sinueux à très sinueux. Ce changement correspond à un allongement de la ligne centrale du thalweg de 4,07 km (10,05 %) en 167 ans entre les ponts d'Iguerande et de Digoin. L'examen des valeurs calculées pour chacune des sinuosités montre peu de variation dans la médiane au cours des deux derniers siècles, mais les indices maximaux sont bien plus importants à partir de 1946. Cependant, cette tendance semble déjà amorcée entre les dessins-minutes et la Carte de Coumes (Fig. 184). L'augmentation des valeurs maximales correspond à des portions devenant de plus en plus méandriformes avec le temps, comme l'indique l'évolution des valeurs replacées le long du thalweg entre Iguerande et Digoin (Annexe 7). Les augmentations les plus importantes se situent à l'extrémité aval de la fenêtre, où l'indice passe de 1,5 à 3 au cours de la période considérée, et vers le milieu de la fenêtre, où un méandre se forme à partir d'un chenal quasiment rectiligne en 1840 (Planche 5, Annexe 8).

5.5. BILAN

Les rapports A/W et λ/W livrent des résultats à première vue contradictoires, mais sont plus certainement le reflet de déséquilibres différents. Le rapport A/W présente des valeurs dans la norme à partir de 1946 et un fleuve déséquilibré par une amplitude trop faible au regard de sa largeur pour 1840 et 1850. À l'inverse, la longueur d'onde relative des sinuosités est cohérente avec la largeur du lit de la Loire au XIX^e siècle, tandis que les valeurs calculées sur les tracés postérieurs indiquent un lit bien trop étroit par rapport à la longueur d'onde pour que le fleuve soit relativement équilibré.

L'amplitude et la longueur d'onde sont étroitement dépendantes de la nature lithologique des berges. Lorsque ces dernières sont formées d'alluvions non cohésives de la taille des sables fins, comme c'est en grande majorité le cas ici, le système présente une sinuosité, une largeur et une profondeur moins importante que dans le cas où les rives sont rendues cohésives par des

limons et argiles compacts (Malavoi et Bravard 2010, p. 69). La translation des méandres est principalement orientée vers l'aval sur l'ensemble de la fenêtre, ce qui vient confirmer que les berges sont ici assez peu cohésives, et peut expliquer le peu de variation de l'amplitude au cours des deux derniers siècles.

La faible valeur de l'amplitude du fleuve par rapport à sa largeur au XIX^e siècle pourrait peut-être s'expliquer par la sortie du Petit Âge Glaciaire et l'abandon du système en tresse moderne au profit d'une forme transitionnelle contemporaine, plutôt vagabonde, qui évolue vers un système méandrique. La conservation d'une longueur d'onde élevée malgré le passage à un système très sinueux peut également s'expliquer par le peu de cohésion des berges, la migration vers l'aval favorisant une longueur d'onde forte. De plus, la diminution importante de la largeur du fleuve sur les deux cent dernières années joue un grand rôle sur les fortes valeurs du rapport λ/W .

La largeur du lit diminue fortement entre 1840 et 1850, et ne peut s'expliquer que par la diminution du débit ou par l'incision du cours d'eau. Le relevé des hauteurs d'eau à Digoin entre 1835 et 1856³⁷ ne montre pas de diminution particulière lors de cette période (Annexe 9), où l'on voit pourtant la création du canal latéral (1838 d'après Dauge 1996, p. 22). Il est envisageable que la crue de 1846, la plus intense des trois crues ligériennes du XIX^e siècle sur cette partie de la Loire (Fig. 147 ; Dacharry 1996, p. 48), ait provoqué l'incision du lit. Elle pourrait de plus expliquer les modifications de tracés observables, en particulier le recouplement du méandre de Saint-Martin-du-Lac et, plus généralement, la migration des sinuosités vers l'aval sur l'ensemble de la fenêtre (Annexe 8). De tels phénomènes de recouplements ont été observés sur la Dore pour le même événement (Cubizolle 1997, pp. 238 ; 240), même si les deux systèmes n'ont pas la même importance. Par ailleurs, sur la Dore, l'indice de sinuosité a diminué suite à ces recouplements, alors qu'ici il a augmenté en raison de l'érosion des rives concaves, qui se traduit par une légère augmentation de l'amplitude (Fig. 184). Les migrations importantes de chenaux lors des crues contemporaines, et en particulier le recul des berges, est un phénomène qui a été observé par plusieurs auteurs sur la Loire bourbonnaise (Leteinturier *et al.* 2000, p. 248 ; Babonaux 1970, p. 102). Dans notre cas, la métamorphose du système sinueux et large de 1840 est donc très probablement initiée par la crue de 1846, à la suite de laquelle la Carte de Coumes a été levée. Par la suite, la largeur est divisée par deux entre 1850 et 1946, et le système devient de plus en plus sinueux, voire méandrique. Les crues de 1846

³⁷ AMLCH 3F8

et 1856, ainsi que les événements postérieurs, ont pu jouer un rôle dans l'établissement et l'exagération du phénomène d'incision. Le sommet de la tranche d'eau, à l'étiage, a diminué d'1,5 m de 1857 à 1996 entre Avrilly et Chassenard (Epteau 1997, p. 15), et est restée stable au niveau de Chambilly et de Digoin, mais cette incision est habituellement associée aux activités humaines de la seconde moitié du XX^e siècle comme les dragages. En effet, l'établissement de barrages piégeant la charge sédimentaire, la diminution de cette dernière suite au reboisement des sommets et les dragages intenses des années 1960 à 1980 sont associés à incision de 0,5 à 3 m dans la plaine du Forez (Crepet 2000). Il est certain que ces activités n'ont pu qu'exagérer le phénomène d'incision sur la fenêtre d'étude. Les prélèvements de granulats auraient ainsi été assez forts entre Avrilly et Chassenard (Epteau 1997, p. 15). L'incision constatée sur la fenêtre étudiée est peut-être plus importante, depuis 1840, que les 1,5 m au maximum mesurés entre 1857 et 1996, et donc après les deux crues de 1846 et 1856 qui avaient probablement amorcé et poursuivi le phénomène d'incision. Par ailleurs, il est impossible de prendre en compte la forme du chenal en coupe lorsqu'on utilise les mesures de l'altitude du sommet de la tranche d'eau, même à l'étiage. La Loire du XIX^e siècle était très probablement peu profonde. Aujourd'hui, à Avrilly, le fleuve présente une profondeur maximale de 2,5 à 3 m (Dumont *et al.* 2006, p. 22), et l'on a pu observer sur ce site que le fond du lit actuel est situé quatre mètres plus bas que les barres de chenal du lit du XIX^e siècle.

Il est très difficile de distinguer clairement les effets exacts des activités anthropiques des deux cent dernières années sur le fleuve sur cette fenêtre, bien qu'elles aient ici pu aggraver l'incision du lit dans la seconde moitié du XX^e siècle. Les événements de crue semblent être le principal facteur d'évolution de la forme en plan du fleuve sur les deux derniers siècles, et leurs effets ne peuvent être qu'aggravés par des activités comme la diminution de la charge solide par les barrages ou les prélèvements de granulats. L'occurrence de crues dépend principalement du climat et reflète à ce titre l'évolution holocène de la Loire à l'échelle de la fenêtre d'étude de la Loire amont, qui est principalement contrôlée par les fluctuations climatiques. L'étude des plans montre que la Loire en tresse de la fin du Moyen Âge vue sur les coupes de berge de Chassenard se transforme en large cours d'eau au XIX^e siècle, avant d'amorcer, sous l'influence probable de la fin du Petit Âge Glaciaire se traduisant par des événements de crue extrêmes, une nouvelle métamorphose en système méandriforme. Cette évolution correspond aux séquences observées à l'échelle de l'Holocène, les dégradations se traduisant par le recouplement de méandres puis par la mise en place d'un système en tresse, qui adopte une forme transitoire avant d'évoluer vers un système méandriforme lors des améliorations climatiques.

Principaux résultats sur la dynamique de la Loire amont :

L'étude de la forme en plan de la fin de la séquence 5 semble confirmer le passage d'une forme en plan intermédiaire vagabonde entre le système en tresse du début de la séquence et la tendance méandriforme actuelle. Ces modifications semblent également valables pour les autres séquences, mais à une périodicité plus importante.

Au milieu du XIX^e siècle, la Loire est dynamique, large, peu sinueuse et certainement peu profonde. Sa largeur est divisée par trois en près de deux siècles et sa sinuosité augmente, tandis que le fond du lit s'enfoncé.

La métamorphose semble initiée par la crue de 1846, et ses effets ont pu être amplifiés par l'occurrence d'autres événements de grande ampleur à la sortie du PAG, un seuil morphologique étant alors franchi.

Les interventions directes sur le lit mineur aussi bien que les aménagements et transformations à l'échelle du bassin versant n'ont pu, à l'époque contemporaine et actuelle, qu'exagérer l'incision du lit.

CHAPITRE VI - FENÊTRE D'ÉTUDE DE LA LOIRE MOYENNE

Cette fenêtre ne concerne qu'un secteur d'étude, centré autour des communes de la Charité-sur-Loire et La Chapelle-Montlinard. Il s'agit certes d'une fenêtre réduite, mais elle permet de proposer un certain nombre d'observations quant à la dynamique alluviale médiévale, informations à ce jour inédites pour ce secteur et offrant la possibilité d'être comparées aux résultats obtenus sur les autres fenêtres. La principale particularité de ce secteur est la largeur du lit actif actuel, qui a singulièrement réduit les zones possibles de conservation d'archives sédimentaires pouvant témoigner de la dynamique passée. La rareté des sédiments fins et de la matière organique qu'ils peuvent éventuellement contenir complique ici l'étude en la privant de cadre chronologique robuste.

1. CONTEXTE LOCAL ET PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE

1.1. UN STYLE FLUVIAL ACTUEL QUI POSE QUESTION

Dans le cadre d'une analyse régressive, la caractérisation du type de chenal actuel est importante lorsqu'on cherche à reconstituer la dynamique alluviale passée. De plus, le type de chenal a pu avoir une incidence importante sur la taphonomie des sites archéologiques dans les lits mineurs et majeurs. À la Charité-sur-Loire, le style fluvial actuel est, selon les classifications utilisées, en tresse ou anastomosé (Nabet 2013, pp. 353-356). La morphologie du fleuve dans ce secteur est donc sujette à discussion, certains auteurs le définissant comme un système en tresse (Wasson 1993 dans Grivel 2008, p.58), d'autres comme système anastomosé (Gautier et Bazin 1996, p.378 ; Grivel 2008 p.58).

Ce dernier style est le plus souvent cité pour qualifier la « Loire des îles » actuelle. Il est vrai que les grandes îles boisées du fleuve peuvent évoquer un système en anastomoses (Fig. 185). Les arguments développés par S. Grivel dans son doctorat (Grivel 2008, pp. 60-67) sont d'ailleurs convaincants à cet égard et rapprochent le chenal actuel, en accord avec d'autres chercheurs (Gautier et Bazin 1996, p. 378), du type 2 de la classification des systèmes en anabranches de Nanson et Knighton (1996), et non d'un système en tresse. En effet, on observe sur cette fenêtre une absence de migration latérale, ainsi que le développement d'îles et un faible nombre de bras, ce qui ne correspond pas à un système en tresse. Il faut pourtant remarquer que

les chenaux actifs, surtout le principal, sont peu profonds (sauf immédiatement en amont de la ville), ne transportent pas majoritairement de charge en suspension et présentent des barres de sables grossiers et de graviers qui migrent très rapidement (Fig. 185), ce qui rend par ailleurs parfois problématiques les prospections archéologiques dans le lit mineur. Ces critères sont typiques de systèmes en tresse (Malavoi et Bravard 2010, pp. 98-109 ; Miall 2006, pp. 229-232). On peut toutefois faire remarquer que les systèmes anastomosés peuvent parfois présenter un ou plusieurs chenaux en tresse (Nanson et Knighton 1996, pp.229 à 231), même si les exemples cités se situent plutôt dans les déserts ou les zones périglaciaires, et concernent des systèmes dont les débits et charges sédimentaires sont très importants (Miall 2006, p. 232). Il semble donc que le fleuve soit à la marge de deux styles, bien qu'actuellement plutôt anastomosé, malgré quelques paramètres contradictoires (Grivel 2008, p. 67, Nabet 2013, p. 356). Pour aller plus loin, on peut considérer quatre arguments en complément de cette conclusion.

Le chenal actif est particulièrement contraint car la présence de digues empêche la migration latérale en rive gauche, tandis qu'en rive droite le fleuve bute contre les calcaires massifs du Jurassique. À la Charité-sur-Loire, la levée dite d'Espagne, construite au XVIII^e siècle. (Temam 2012, p. 196), est d'abord discontinue, puisqu'elle ne concerne que la partie amont de la rive gauche, puis elle est prolongée et rehaussée après 1784 et avant 1789 (Fig. 186). Outre ces aménagements, le courant est éloigné de la rive gauche par la chevrette (digue submersible) de La Charité-sur-Loire et l'épi de Passy.

Les cartes anciennes montrent quelques îles végétalisées mais surtout des barres sableuses, bien moins typiques d'un système anastomosé avec ses multiples chenaux enserrant des îles boisées de dimensions très importantes (Fig. 187). Il faut tout de même noter que les plans de l'Ancien Régime, plus ou moins précis, ne documentent pas toujours les barres et les îles du lit mineur. Toutefois, lorsque des indications de formes fluviales sont précisées à la Charité-sur-Loire (Atlas de Trudaine et Carte de Coumes), il s'agit pour la plupart de barres, et non d'îles.

La ligne de thalweg principal migre assez rapidement, l'amplitude de ce changement pouvant presque atteindre le kilomètre depuis 1850 entre La Charité-sur-Loire et Mesves-sur-Loire (Fig. 188), ce qui semble corroborer le fait que la migration devrait être plus importante sur l'ensemble du lit mineur, mais que les digues, puis les îles fortement boisées de nos jours, limitent largement la migration.

Le sommet des îles ne dépasse pas clairement l'altitude moyenne de la plaine alluviale derrière la digue, à l'exception de l'Île du Faubourg, urbanisée (Fig. 189). Or il s'agit d'un des facteurs permettant de discriminer les îles des bancs, ces derniers étant généralement bien en-

dessous de l'altitude du lit majeur (Malavoi et Bravard 2010, p. 91). Les autres facteurs de différenciation sont le type de végétation et la stabilité au cours du temps. Le premier critère place ces formes dans les îles, tandis que le second dépend de l'échelle de temps considérée, la plupart des îles actuelles semblant dériver des bancs sableux du XIX^e s (Fig. 187).

Cet ensemble de faits laisse penser que le système pouvait être considéré comme en tresse (Malavoi et Bravard 2010, p.98) il y a encore 200 ans, mais qu'actuellement sa chenalisation forcée l'amène à développer des îles de plus en plus importantes et à s'approcher d'un système anastomosé dont le chenal principal présente certains caractères d'un système en tresse. Ces classements sont parfois difficiles à établir en raison de la perpétuelle évolution des formes alluviales, associée à la présence fréquente de styles transitionnels. Ces patrons mixtes sont d'autant plus aisés à obtenir dans le cadre d'un lit contraint en partie par les activités humaines, puisque les variables d'ajustements sont modifiées de façon importante et croisées dans des proportions qu'on ne peut normalement pas rencontrer sur un cours d'eau non anthropisé. La réponse alluviale, en termes de transformations morphologiques, est, par conséquent, forcément mixte.

1.2. UNE OCCUPATION DENSE DU LIT MÉDIÉVAL

La présentation des découvertes réalisées dans le lit mineur de la Loire depuis 2009³⁸ a montré l'importance de l'exploitation et de l'aménagement du fleuve au cours des périodes médiévales et modernes. La figure 190 regroupe l'ensemble des structures découvertes dans la Loire actuelle et les éléments de datation qui leur sont associés. Pour exprimer la meilleure fourchette de fonctionnement possible, les bornes de datations fournies sont celles de la date la plus récente et de la plus ancienne à 95,4 % d'intervalle de confiance lorsque plusieurs analyses ont été réalisées sur un même ensemble. Les résultats des études dendrochronologiques sont indiqués par des points à part. Les vestiges ont fait l'objet de trente-trois datations radiocarbones, ce qui permet de proposer des distributions des âges possibles obtenus par les analyses et leurs corrections par analyse bayésienne avec une courbe d'étalonnage. À l'exception de quelques éléments modernes, la plupart des intervalles de datation des structures sont compris entre la seconde moitié du XII^e et la fin du XIII^e siècle (Fig. 191 A). Il faut toutefois relever le cas des ensembles 6 et 10 ainsi que celui de la pêcherie 2, dont les intervalles de datation sont compris

³⁸ Détaillée dans le Chapitre III : 3.3.

entre le premier quart du XIII^e et l'orée du XV^e siècle. Ce fait peut s'expliquer par la distribution des probabilités de datation sur la courbe de calibration, qui accuse un léger creux vers 1320 – 1330 (191 B). Deux hypothèses peuvent alors être formulées : soit ces structures sont plutôt datées des alentours de 1300, et pourraient avoir été mises en place à peu près en même temps que les autres, soit elles ont été implantées après la plupart des autres aménagements, vers 1375.

Les résultats de la calibration de l'ensemble des structures médiévales peuvent être analysés plus précisément qu'en termes d'intervalles. Dans ce but, les distributions des probabilités des datations ont été examinées (Fig. 191 A ; C), puis additionnées pour former une courbe de distribution des probabilités cumulées s'inspirant de travaux menés sur la fréquence des événements de crue au cours de l'Holocène (Macklin *et al.* 2006a, p.147, Hoffmann *et al.* 2009, p. 101). En outre, un histogramme du nombre de datations par intervalle de dix années a été réalisé (Fig. 191 D). Il ressort de ces courbes que l'ensemble des structures archéologiques médiévales de La Charité-sur-Loire pourrait avoir été implanté en une relativement brève période de temps (mise à part peut-être pour la pêcherie 2 ou les ensembles 6 et 10), centrée sur le XIII^e siècle, avec un pic maximal de probabilité cumulée des datations radiocarbone vers 1270. Cette fourchette correspond par ailleurs assez bien aux datations dendrochronologiques effectuées sur trois structures (une sur le pont, et deux sur la base de piles de moulin), toutes comprises entre 1226 et 1248/1249. Le décalage d'une vingtaine d'année entre la date dendrochronologique la plus récente et le pic de probabilité cumulée des analyses radiocarbone peut correspondre soit à une réalité dans le phasage de l'occupation du lit mineur, soit, plus vraisemblablement, à l'effet de la forme de la courbe d'étalonnage sur les datations ¹⁴C. Malgré le léger décalage entre les dates dendrochronologiques et les résultats de l'analyse des âges radiocarbone, cette dernière autorise à voir l'occupation du lit mineur à la Charité-sur-Loire comme particulièrement intense au XIII^e siècle.

1.3. UNE DISCORDANCE ENTRE LE CHENAL ACTUEL ET LE TRACÉ MÉDIÉVAL

La répartition actuelle des ensembles de bois dans le lit du fleuve peut être le fruit de nombreux processus d'érosion et d'enfouissement, et ne fournit pas vraiment les limites du lit médiéval. Les vestiges médiévaux, malgré diverses campagnes de prospection, ont uniquement été découverts en aval des ponts actuels, construits sur les deux bras de la Loire entourant l'Île du Faubourg. Cette répartition est soit le fruit d'une préservation différentielle liée à la dynamique alluviale, soit l'illustration de l'emprise réelle du lit actif au Moyen Âge, dont on

obtiendrait l'emprise minimale par l'extension des implantations visant à l'exploitation du fleuve. Une dernière possibilité à envisager est que cette implantation différentielle ait été l'illustration des limites des droits du prieuré de La Charité-sur-Loire sur le fleuve à cette période. Même s'il est peu probable qu'un établissement religieux d'une telle importance ne dispose que de droits limités sur le lieu même de son implantation, cette question fait en ce moment l'objet de recherches en archives, dont les résultats devraient être connus en 2015. En l'absence de données sur ce dernier point, on va s'efforcer de considérer la question de la répartition des implantations du point de vue taphonomique.

1.3.1. La répartition des vestiges médiévaux dans le lit actuel, emprise représentative ou effet taphonomique ?

En premier lieu, on doit souligner que la topographie du fond du lit actuel n'explique pas forcément la répartition des ensembles archéologiques médiévaux, uniquement retrouvés en aval des deux ponts séparant l'île du Faubourg des rives droite et gauche du fleuve. Le fond du fleuve n'est en effet pas significativement plus érodé en amont des ponts, ce qui aurait pu provoquer la disparition des aménagements médiévaux dans ce secteur (Fig. 192). En aval des ponts, il n'est pas non plus beaucoup plus décaissé au niveau des occupations retrouvées (le chenal principal est en revanche plus incisé), ce qui aurait pu indiquer que des vestiges médiévaux pourraient être enfouis sous les barres de chenal actuelles. La résolution des documents consultés n'est pas, il est vrai, favorable à un examen détaillé de ces données bathymétriques. Les profils issus des travaux de F. Nabet (2013, pp. 247-257) montrent la même tendance, bien qu'un seuil dominant d'un mètre le fond du fleuve en amont et en aval du pont lancé sur le chenal principal actuel soit visible (Fig. 193). Ces travaux montrent que le fond du lit est sujet à de considérables variations d'altitude à l'échelle décennale et même biannuelle, bien que la tendance générale soit à l'incision (Nabet 2013, p. 255). L'amplitude de l'incision du fond du lit est de l'ordre de 50 cm entre 2009 et 2011, du moins sur un secteur partant de 200 m en amont du pont du bras oriental, et se terminant à 1500 m en aval du même pont (Fig. 193). Le petit chenal, à l'ouest de l'île du Faubourg, n'a pas fait l'objet de mesures en aval du pont routier actuel, or c'est dans cette zone que les piles d'un pont médiéval ont été découvertes. Il n'est donc pas possible de comparer les profondeurs dans ce secteur, dont l'évolution récente est rapprochée de celle du chenal principal, avec de plus une tendance à l'instabilité dans la répartition des zones en sédimentation et en érosion, ce qui empêche le développement de la végétation (Nabet 2013, pp. 257-261).

Une chevrette relie actuellement la pointe amont de l'île du Faubourg à la rive gauche de la Loire, et cet aménagement a d'importantes conséquences sur le fonctionnement du bras secondaire du fleuve dans ce secteur. Cette digue submersible a été construite au XVIII^e siècle (Temam 2012, p. 486), voire dès la deuxième moitié du XVII^e siècle (peut-être 1678 d'après Dumont *et al.* 2009, p. 10 et 2010, p. 15), dans le but de repousser le courant vers la rive droite et entretenir ainsi un chenal navigable près des quais de La Charité, dont on évite ainsi, dans le même temps, l'ensablement. Par conséquent, cet ouvrage aurait pu provoquer l'érosion d'éventuelles implantations archéologiques dans le grand chenal actuel, principalement près de la rive droite. Néanmoins, des aménagements médiévaux y ont tout de même été retrouvés, mais uniquement en aval du pont.

L'extension maximale de la chevrette, de la pointe amont de l'île du Faubourg à la rive gauche, n'est indiquée qu'à partir de 1785 sur un projet d'extension des digues en rive gauche (Fig. 194), alors que lors du levé de l'Atlas de Trudaine entre 1745 et 1780, la chevrette n'atteint pas l'île du Faubourg (Fig. 187). Bien que submersible, la chevrette provoque plutôt l'accumulation des sédiments dans le petit bras ouest qu'elle barre entièrement, et par conséquent l'enfouissement des éventuels vestiges. Une brèche, attribuée à la crue de 1977, s'est ouverte dans la chevrette près de la rive gauche, et mesure aujourd'hui une soixantaine de mètres de large (Grivel 2008, p. 390, Nabet 2013, pp. 65-68). Elle a permis des écoulements plus permanents dans ce bras secondaire qui a tendance à se fermer, et qui n'était auparavant atteint que par les débits supérieurs à 700 m³/s (Nabet 2013, p. 68), ce qui représente le double du module actuel (± 316 m³/s) et moins de la moitié d'une crue biennale (± 1700 m³/s) à la station de Cours-les-Barres, située 19 km en amont. Avant la création de la brèche vers 1977, le bras en amont du pont du Berry, qui mène de l'île du Faubourg à la rive gauche, était ensablé au XIX^e siècle et particulièrement comblé et végétalisé dans les années 1960 (Fig. 194). Du point de vue de la préservation différentielle des informations anciennes, cette dynamique récente a pu, dans un premier temps, enfouir l'information archéologique en aval de la chevrette, puis, à la faveur des remobilisations sédimentaires postérieures à la brèche, éroder les vestiges de ce chenal secondaire, mais uniquement en amont du Pont du Berry.

Le bilan de ces observations sur la dynamique récente ne permet pas d'expliquer l'emprise actuelle des vestiges médiévaux. Sans pouvoir réfuter l'effet de la dynamique alluviale sur la conservation des implantations, il faut néanmoins se demander si la répartition observable n'est pas, du moins en grande partie, représentative de l'emprise du lit actif à l'époque médiévale et plus précisément du XIII^e siècle, dont peuvent dater tous les vestiges.

1.3.2. Les informations livrées par l'axe du pont médiéval

Dans la mesure où elle livre l'angle d'écoulement du thalweg, l'orientation du franchissement d'une rivière est loin d'être anodin. En effet, lorsque l'on consulte les traités de construction anciens, une même loi semble s'appliquer. Bien que Vitruve ne détaille que le mode de construction des piles sous l'eau à l'époque romaine (De Architectura, Livre V.12), les ingénieurs modernes travaillant encore sans les machines et les matériaux du XIX^e siècle., c'est-à-dire, dans une certaine mesure, avec des méthodes proches de celles du Moyen Âge et de l'Antiquité, préconisent de plutôt construire le pont à la perpendiculaire de l'écoulement :

« Lorsqu'on projette un pont, on doit commencer :

1°. Par lever un plan du local qui soit fort juste ; ce plan marquera précisément l'étendue de l'eau, celle des graviers, s'il y en a, les bords de la rivière, & les chemins ou les rues qui aboutissent à ce Pont.

2°. On projette sur ce plan le Pont en question, soit de maçonnerie, soit de charpente, avec la quantité d'Arches & des piles ou de palées, & de travées. On pose toujours quarrément le Pont sur la rivière qu'il doit traverser, & jamais de biais, à cause de la fausse équerre de la coupe des pierres qui portent à faux. » (Gautier 1763, Traité des Ponts, p. 28)

« Il est essentiel de disposer l'axe du pont perpendiculairement au fil de l'eau, afin que la direction du courant soit parallèle aux faces latérales des piles. Quand cela n'est pas possible, on incline les faces des piles relativement à l'axe du pont, et alors il prend le nom de pont biais. On voit qu'il faudra faire un pont biais toutes les fois que la direction de la route formera avec celle de la rivière un angle différent de l'angle droit. On évite, en général, cette espèce de ponts, principalement quand ils sont plusieurs arches, à raison de la difficulté de leur construction ; mais il s'en faut de beaucoup pour que cette difficulté, qui se réduit à quelque sujétion de l'appareil, mérite l'importance qu'on lui a quelquefois donnée. Il ne faut jamais hésiter de faire un pont biais dès qu'il peut y avoir quelque inconvénient soit à redresser l'alignement du chemin, soit à changer le cours de la rivière. » (Gauthey 1843, Traité de la construction des ponts, Vol. I, pp. 163-164)

Dans le cas d'un pont biais comme d'un pont droit, l'allongement des piles est donc toujours parallèle au courant (Fig. 195). Les textes cités et les illustrations proposées ne sont pas, il est vrai, médiévaux, comme le pont de bois de La Charité-sur-Loire. On peut toutefois penser que ce type d'implantation, à toutes les époques, relève de contraintes invariables inhérentes à la

dynamique alluviale. Ainsi, la moindre résistance au courant, et donc le minimum d'usure des piles, implique la disposition de celles-ci parallèlement à l'écoulement, d'autant plus sur un cours d'eau large et dynamique comme la Loire. La teneur des textes cités est donc très probablement valable pour l'analyse du plan des vestiges retrouvés dans le lit de la Loire moyenne, dans le petit chenal près de la rive gauche et sous l'île dite « du Pont de la Batte » qui le flanque à l'ouest. Ce dernier toponyme, visible sur la carte IGN au 1/25000, (Fig. 196) ne se rapporterait pas au franchissement médiéval, mais à un ponceau moderne, le « Pont de Labat », construit sur le « Ruisseau d'Argenvières » (Fig. 196). Aujourd'hui, cet affluent très modeste est nommé « Ruisseau de Châteaupert », et forme un fossé soulignant le tracé d'un paléoméandre avant de rejoindre le lit endigué du fleuve.

L'étude dendrochronologique des vestiges médiévaux permet de dire que deux des pieux de fondation des piles du pont de bois de la Charité ont été abattus au cours de l'hiver 1248/1249 (Dumont *et al.* 2010, p.30 ; Lavier 2010, Annexe 3, pp.3 à 4 dans Dumont *et al.* 2010). Cette date appartient à la partie haute de l'intervalle de confiance à 2σ des deux datations effectuées préalablement à l'étude dendrochronologique, respectivement 1189-1276 cal AD et 1045-1250 cal AD. Au milieu du XIII^e siècle, un pont a donc été implanté selon un axe très discordant vis-à-vis du tracé actuel, de l'ordre de 60 à 65° (Fig. 197). Le plan des piles rejette complètement la possibilité que ce franchissement ait été un pont biais, et le tracé routier que supportait cette structure était donc perpendiculaire au chenal actif. On peut donner une certaine marge à l'axe d'écoulement du fleuve médiéval, mais il semble incompatible avec les tracés actuels et contemporains (Fig. 188 ; 194). Il faut ajouter que ce pont de bois médiéval, d'une longueur d'au moins 200 m d'après l'extension connue des vestiges, ne présente aucune trace de réparation, alors que ce type de structure, sans un remplacement régulier des bois, n'a pas une espérance de vie supérieure à dix ou quinze ans (Dumont *et al.* 2011d, p. 52). Comme le plan des vestiges, avec des massifs de huit pieux régulièrement espacés (Fig. 85), ne laisse aucune part au doute quant au fait que cet ensemble forme bien les fondations d'un pont, il faut considérer l'hypothèse d'un changement rapide du tracé. Cette supposition a, de plus, le mérite de proposer une explication satisfaisante quant à la répartition des vestiges médiévaux dans le lit actuel, implantations contemporaines de la mise en place du pont (Fig. 198). En effet, tous les ensembles retrouvés pourraient avoir été contenus dans le lit perpendiculaire à l'axe du pont, ce qui expliquerait l'absence de vestiges médiévaux en amont des deux ponts actuels. La démonstration présentée ici renforce les hypothèses formulées en 2009 pour expliquer l'angle important entre l'axe du franchissement du pont de bois et l'écoulement actuel (Dumont *et al.* 2009, p. 12).

2. RÉSULTATS DES OBSERVATIONS SÉDIMENTOLOGIQUES

Afin d'apporter de nouveaux éléments sur l'histoire sédimentaire de ce secteur, et peut-être résoudre la question d'un changement de tracé radical après le milieu du XIII^e siècle, sept successions sédimentaires ont été observées en coupe et dans des carottages. Les tests réalisés dans les paléochenaux - aujourd'hui des fossés - visibles à la surface du lit majeur à l'ouest n'ont pas permis de découvrir de restes organiques ou de succession contrastée. Les comblements testés étaient uniquement formés de sables gorgés d'eau très difficiles à prélever. Partant de ce constat, on s'est concentré sur les lits moyen et mineur dans l'axe du pont médiéval et sur l'île du Faubourg (Fig. 199). En dehors des îles du Faubourg et du Pont de la Batte, un seul autre carottage intéressant a été réalisé, entre les pieux de fondation d'une base de moulin sur pile, dont deux des pieux de fondation ont été datés par dendrochronologie de 1226 et 1239 (ensemble 3, Fig. 84 ; 190 ; Dumont *et al.* 2013, p. 21).

2.1. L'ÎLE DU PONT DE LA BATTE

Les observations sédimentologiques, sur la pointe sud de cette île, ont été faites en trois endroits différents dans l'axe du pont médiéval (Fig. 199). Il s'agit de deux sondages à la tarière (T1 et T2 PDLB) et de deux coupes de berges (Coupes AB et CD). Ces dernières ont été réalisées en quinconce mais très près l'une de l'autre, afin d'observer la sédimentation de l'île sur la plus grande épaisseur possible.

D'après l'étude des cartes disponibles, au XVIII^e siècle et au milieu du XIX^e siècle, l'emprise connue du pont médiéval et les points observés semblent se placer en partie dans le lit du fleuve et en partie sous une barre sableuse. Après les années 1850, les barres sableuses se végétalisent puis deviennent des îles de plus en plus étendues au cours du XX^e siècle (Fig. 187 ; 194 ; 200). Cette croissance en surface correspond également à une aggradation verticale importante, bien visible sur les séquences examinées. Les travaux menés sur l'évolution récente des îles indiquent que les formes insulaires plus âgées, formées avant 1970, ont plutôt tendance à croître par accrétion latérale que verticalement, à l'inverse des îles plus jeunes (Grivel 2008, p. 263).

Les figures 201 et 202 présentent les successions sédimentaires observées sur l'île du Pont de la Batte. Le sommet érodé du pieu n° 141 est recouvert par les dépôts de la base de la coupe CD, ce qui indique que l'île s'est développée après l'abandon et l'érosion des pieux de fondation

du pont médiéval. Sur les trois points d'observation, la sédimentation débute par des dépôts graveleux, dont le mode de mise en place est particulièrement clair sur la coupe CD (Fig. 202). En effet, on y observe, des litages en auges, figures sédimentaires qui indiquent ici la formation d'une dune à crête sinueuse sous l'action d'un courant. La suite de la succession, marquée par des particules de plus en plus fines, puis par le développement d'un paléosol sur les deux coupes et les deux sondages, implique que l'intensité de l'écoulement diminue puis cesse après la mise en place de la dune. Une hypothèse très vraisemblable est que les dépôts graveleux puis sableux, mis en place sous l'action du courant, forment une barre de chenal, plus précisément une barre de tresse. Ce type de barre de chenal migre assez rapidement et croît, vers l'aval, dans plusieurs directions (Fig. 6 ; Campy et Macaire 2003, p. 251). Ce dernier fait pourrait expliquer la direction générale des écoulements enregistrée dans la base des deux coupes de berge, les observations à la tarière étant trop réduites pour observer des figures sédimentaires de cette taille. Le dépôt de la barre de tresse s'est effectué sous l'influence d'un courant globalement sud-est/nord-ouest, l'azimut de l'axe de la coupe étant de 358 ° N. Ce paléocourant est assez différent de l'axe du petit chenal actuel, qui s'écoule plutôt actuellement vers le nord nord-est. Il faut aussi préciser que cette dune à crête sinueuse pourrait s'être mise en place hors du lit actif, lors d'un événement de crue assez important. Toutefois, les altitudes auxquelles on retrouve ces dépôts graveleux ne semble pas compatible avec des dépôts de berge anciens, le lit ayant tendance à s'inciser fortement depuis au moins les années 1930 (entre 2 et 3 m à Mesves-sur-Loire, en aval de La Charité-sur-Loire, d'après Grivel 2008, p. 250). Le sommet du massif sablo-graveleux est caractérisé par la présence d'argiles et de matière organique, ainsi que de traces de racines indiquant le développement d'un sol. Des graviers sont associés aux argiles à la base de ce niveau, et pourraient marquer la présence d'une ancienne grève, où les sables ont été emportés par le courant par vannage tandis que les graviers, vestiges d'une dynamique plus importante, restent sur place et sont recouverts par des argiles de décantation lorsque l'eau atteint à peine l'altitude de cette couche, ce qui marque l'émersion de la barre de tresse de l'île du Pont de la Batte et le commencement de son fonctionnement en tant qu'île.

Ces niveaux laissent ensuite place, sur les coupes AB et CD, à deux niveaux sableux surmontés d'un paléosol. La direction du courant ayant présidé au dépôt des deux niveaux sableux est incontestablement dirigée vers le sud (on rappelle que l'azimut de l'axe des coupes est N 358), soit à l'opposé de la direction générale d'écoulement de la Loire. L'aspect et le pendage des lamines observées rejette catégoriquement la possibilité que ces structures aient été déposées par un courant turbulent circulant vers le nord et générant des antidunes, constituées de lamines orientées dans le sens opposé à l'écoulement. Les lamines constituant

les antidunes présentent en effet un pendage très faible par rapport à l'horizontale (Fig. 203), de l'ordre de quelques degrés à dix degrés dans de très rares cas (Allen 1982a, p. 414), tandis que les figures sédimentaires observées sur les coupes AB et CD présentent un pendage de l'ordre de 30°. La seule hypothèse permettant d'expliquer la direction du courant ayant présidé à ces dépôts est qu'ils appartiennent à un lobe de crevasse. En effet, ce type de dépôt de crue a la caractéristique d'être, en partie distale, en éventail (Fig. 6 A2, exemple sur un système méandrique), ce qui peut expliquer que les structures sédimentaires observées indiquent un courant diamétralement opposé à la direction générale de l'écoulement fluvial. Ce type de dépôt de débordement, dont l'occurrence est le plus souvent révélatrice d'un chenal sinueux voire méandrique, indique en tout cas que les coupes AB et CD ne font, lors du dépôt, pas partie du chenal actif. La tendance à l'émersion déjà proposée pour expliquer le passage de dépôts sablo-graveleux d'une barre de chenal en tresse à un paléosol est confirmée. Sur les trois points d'observations, le sommet de cette séquence se situe entre 155,3 m NGF et 155,7 m NGF, ce qui renforce l'idée qu'il s'agit d'une même séquence.

La suite de la sédimentation, sur les deux tarières comme sur les deux coupes, est caractérisée par l'alternance de dépôts sableux homogènes avec des niveaux plus fins et/ou plus riches en matière organique, ces derniers marquant la présence de paléosols généralement peu développés mais tranchant largement avec les niveaux de sables jaunes. Le faible nombre de paléosols observés sur la tarière T2 PDLB pourrait avoir été causé par l'effacement des archives antérieures lors d'un ou plusieurs événements de crues, à moins que le passage régulier du courant à cet endroit de l'île du Pont de la Batte ait empêché le développement de paléosols avant une période plus récente que sur la tarière T3 PDLB et les coupes AB et CD. D'une manière générale, l'alternance de dépôts sableux homogènes et de niveaux de sols montre le mode de croissance verticale de l'île du Pont de la Batte. Ce dernier est certainement contrôlé par les crues, avec le dépôt de niveaux sableux de débordement lors d'événements de crue relativement intenses, séparés par le développement de niveaux de sols dont les sédiments, souvent plus fins, sont probablement issus d'inondations moins importantes.

Les éléments anthropiques retrouvés sur l'île du Pont de la Batte sont tous situés au-dessus de l'ensemble identifié comme une barre de chenal en tresse ayant émergé du chenal actif. Il s'agit de déchets en plastique, dont le plus ancien a été retrouvé à une altitude d'environ 156,4 m NGF, près de la base d'un des premiers niveaux de sol succédant au dépôt de la barre de tresse. Cette découverte indique que la plus grande partie de l'île du pont de la Batte, au-dessus du pont médiéval, s'est mise en place assez récemment, très probablement dans la seconde

partie du XX^e siècle. Cet âge approximatif est confirmé par la datation radiocarbone réalisée sur le carottage T3 PDLB vers 153,8 m NGF, stratigraphiquement immédiatement au-dessous des dépôts de la barre de tresse. Les résultats de l'analyse donnent un âge compris entre 1958 et 1988 cal AD. Deux pics de probabilité se détachent au sein de cet intervalle, 1958-1959 (20,3 %) et 1986-1988 (75,1 %). Il faut noter que cette datation a été réalisée sur un fragment de bois peu identifiable, très probablement une racine. La barre de chenal ne peut s'être déposée après 1958, la borne inférieure de l'intervalle radiocarbone, étant donné que cette partie de l'île du Pont de la Batte était déjà végétalisée en 1957 (Fig. 204). Deux mètres de sédiments se sont donc déposés depuis la fin des années 1950, soit un taux de croissance verticale de l'ordre de 3,3 cm/an, une valeur cohérente avec les 2 à 10 cm/an calculés par S. Grivel pour les zones situées entre le centre et les bords des îles « anciennes » (antérieures à 1970) du lit de la Loire moyenne (Grivel 2008, p. 263).

Le pont médiéval de La Charité-sur-Loire est donc recouvert, dans son extension occidentale reconnue, par des dépôts d'une barre de chenal antérieure aux années 1950, potentiellement représentée comme un banc sableux sur les cartes anciennes de la fin du XVIII^e siècle et du milieu du XIX^e siècle. Les îles observables actuellement se sont ensuite développées à un rythme relativement élevé, masquant une bonne partie des pieux de l'ancien franchissement. L'ensemble des observations sédimentologiques de l'île du Pont de la Batte confirme que le style fluvial actuel, proche de l'anastomose, est très récent et succède à un système fluvial en tresse. L'origine de cette métamorphose est probablement en grande partie anthropique, mais la question de l'influence de la sortie du Petit Âge Glaciaire vers 1850 reste, de notre point de vue, largement posée, même si l'amélioration climatique qui suit cette péjoration peut n'agir ici que comme facteur secondaire dans la transformation du style fluvial.

2.2. L'ÎLE DU FAUBOURG

Certains carottages réalisés sur cette île, déjà urbanisée d'après les gravures du XVII^e siècle (Fig. 205), se sont révélés peu concluants, à part ceux réalisés dans l'axe du pont au plus près du petit chenal. Les autres tests, réalisés sur la bordure orientale et le nord de l'île, ont rapidement buté sur des enrochements calcaires et des blocs de béton. Les niveaux observés avant d'atteindre ces niveaux contiennent des fragments de tuile mécanique, du plastique et du ciment (Fig. 199). Il s'agit donc de remblais récents qui traduisent la volonté de protéger l'île du Faubourg contre la dynamique alluviale. De plus, la pointe aval de l'île, sous l'emplacement actuel du camping municipal, a servi de dépotoir dans les années 1950. Il est dommage de ne

pas avoir pu traverser ces niveaux de remblais récents pour parvenir à la base de la sédimentation, surtout dans le nord de l'île, puisque ce secteur est directement situé dans l'axe de l'ancien chenal médiéval sur lequel le pont a été jeté.

L'un des points d'observation est situé au droit de la première pile orientale de l'extension connue du pont, le pieu n° 47 de cette pile étant inclus dans les sédiments. Il s'agit de la coupe EF (Fig. 206), qui permet de décrire des sédiments bien plus anciens que les séquences décrites auparavant.

La base de la coupe montre des dépôts de sable successifs disposés en lits plus ou moins horizontaux. Il n'est pas possible, sur la seule base de cette observation, de déterminer si ces dépôts constituent le sommet d'une barre de chenal actif ou les dépôts de crue d'une plaine d'inondation. L'unité suivante est composée d'argiles riches en fragments de végétaux, entrecoupées par des niveaux sableux bioturbés, certainement déposés lors de crues. Il est possible de diviser cette unité en deux ensembles en observant le pieu n° 47. En effet, la base du cône d'érosion de cet élément de fondation du pont médiéval n'atteint pas la première moitié de l'unité argileuse, ce qui indique que l'érosion postérieure à la destruction du franchissement n'a pas atteint le niveau d'argiles. Cette observation est confirmée par une datation réalisée près du sommet de la première moitié du dépôt argileux, juste sous un niveau sableux (dépôt de crue ou fond de chenal actif) relativement épais, qui correspond à la limite inférieure du cône d'érosion. L'analyse radiocarbone de la matière organique donne une fourchette comprise entre 571 et 655 cal AD, ce qui indique que la bordure ouest de l'île du Faubourg était située dans une zone marécageuse au cours du haut Moyen Âge, puis que les pieux de fondation du pont ont été enfoncés dans ces sédiments. Après la destruction du franchissement et l'érosion des pieux, un niveau de sables fins à moyens se met en place, lors d'un événement de crue, puis la sédimentation marécageuse reprend de la même façon qu'au cours du haut Moyen Âge. De tels sédiments ne peuvent se déposer que par décantation dans un milieu calme, dysaérobique et par conséquent sans courant, ils indiquent donc la présence d'une zone marécageuse en ce point entre le VI^e et le VII^e siècle de notre ère, puis après le milieu du XIII^e siècle. Les niveaux discontinus de sables que l'on observe dans l'ensemble de cette unité argileuse sont très certainement les vestiges de niveaux de crue bioturbés venant rompre la sédimentation cyclique disoxygène constituée d'argiles organiques de décantation apportées par des inondations de faible intensité ou/et éloignées du chenal actif. La seconde partie de l'accumulation argileuse organique présente des niveaux sableux plus épais, ce qui pourrait traduire une plus grande intensité des crues ou/et un rapprochement du chenal actif. Il est possible que le dépôt sableux

séparant les deux accumulations argileuses ait été mis en place, après l'érosion du pieu 47, par un chenal actif et non par une inondation. Aucun élément ne vient, en l'état actuel de la recherche, confirmer ou infirmer l'une de ces hypothèses.

La dernière unité correspond à une phase moins calme que la précédente, en raison de la disparition des argiles au profit des silts dans la sédimentation cyclique. Le point d'observation ne se situe toutefois pas dans le chenal actif, en raison de la petite taille des particules transportées, de l'absence de figures sédimentaires et surtout de la bioturbation synsédimentaire affectant l'ensemble des dépôts. Il s'agit de dépôts causés par des crues successives, plus ou moins grossiers, très perturbés par les racines et l'activité biologique entre chaque épisode. On a donc très vraisemblablement, avec le dépôt de cet ensemble, l'enregistrement d'une phase d'aggradation de l'île du Faubourg, la croissance verticale étant ici assez peu différenciée entre épisodes sableux et pédogenèse, au contraire des successions observées sur l'île du Pont de la Batte. Aucune datation, par radiocarbone ou à l'aide d'éléments anthropiques, ne permet d'affiner la datation de ce niveau, déposé après la destruction du pont médiéval.

Les carottages T1 LCH IF et T7 LCH IF ont été réalisés dans l'axe du pont médiéval sur l'île du Faubourg, dans deux jardins (Fig. 207). Aucun niveau de remblais massif analogue aux dépôts observés au nord et à l'est de l'île n'a été rencontré ici. La sédimentation débute, sur les deux carottages, par des séquences alternant dépôts graveleux à sableux et paléosols, ces variations rappelant le mode de croissance de l'île du Pont de la Batte observé sur les sondages T2 et T3 PDLB ainsi que sur la coupe AB, bien que les sédiments soient ici plus grossiers. L'absence de structures sédimentaires sur ces observations réduites rend délicate toute interprétation du mode de dépôt. La présence de niveaux granocroissants montre que les niveaux grossiers se sont mis en place sous l'effet de courants hyperconcentrés (HCF ; Miall 2006, pp. 175-176). La présence de différents niveaux de paléosols indique des phases d'émersion, l'ensemble constituant probablement une première phase de croissance verticale de l'île. La dilatation importante de ces dépôts grossiers sur le carottage T1 LCH IF pourrait illustrer la croissance plus rapide des bordures des îles au regard de leur partie centrale, observation en concordance avec la tendance actuelle pour les îles de plus de quarante ans (Grivel 2008, p. 263). La sédimentation observée sur les carottages T1 et T7 indique ensuite une phase de remblayage d'origine anthropique, caractérisés par de nombreux débris et grains de sables dispersés uniformément dans une matrice argileuse brune. Un charbon de bois, issu d'un niveau argileux plus homogène et presque sans débris anthropiques, a été daté par radiocarbone dans le carottage T7 LCH IF, et livre un âge compris entre 669 et 864 cal AD. On peut noter que l'étalonnage des données a livré une fourchette plus restreinte (669-778 cal AD)

avec un intervalle de confiance de 85,6 %, plaçant ce niveau immédiatement après les dépôts marécageux de la coupe EF. Il s'agit de la seule datation qui a pu être réalisée sur ces carottages, d'autres tests sur les niveaux où ont été observés des charbons de bois de très petite taille ayant échoué faute d'une quantité suffisante de matière organique. Cette première période de remblaiement, peut-être polyphasée, est épaisse d'1 m (à l'ouest) à plus d'1,5 m (centre de l'île). La séquence s'achève sur un paléosol entrecoupé de niveaux sableux sur le carottage T7. Elle est suivie par un ensemble de dépôts sableux particulièrement bien observables sur ce même carottage, tandis qu'au niveau de T1 LCH IF les dépôts suivant le premier remblai correspondent plus à des passages graveleux au sein d'un autre niveau de remblai. Il est tout à fait envisageable d'interpréter cette différence en soulignant que bien que T7 soit plus au centre de l'île, elle est située plus en amont que T1. Ce point pourrait donc avoir mieux enregistré des événements de crues importants n'atteignant l'emplacement de T1 que partiellement, sous la forme de simples lits graveleux ou de sables ensuite mélangés à une phase de remblai uniquement concentré à ce niveau. Un seul élément de datation pourrait donner un âge à cette phase et aux dépôts de crue qui y ont été corrélés. Il s'agit d'un fragment d'antracite qui pourrait dater de la fin de l'Ancien Régime ou du XIX^e siècle, où se développe particulièrement l'industrie charbonnière. Dans le cas où cette datation, peu sûre, se vérifierait, les dépôts de crue du carottage T7 pourraient être contemporains du Petit Âge Glaciaire. La sédimentation de l'île du Faubourg se clôt par la mise en place d'une nouvelle couche d'argile sableuse d'aspect perturbé, analogue aux niveaux de remblais précédents. Ce nouvel apport pourrait être assez récent et avoir eu pour objectif la mise en place des jardins actuels, comme semblent en témoigner un fragment de porcelaine récente et les informations délivrées par les propriétaires.

L'histoire sédimentaire de l'île du Faubourg semble donc en grande partie anthropique, les premiers apports datant au minimum des VII^e - IX^e siècles de notre ère, soit immédiatement après la mise en place des dépôts marécageux en bordure de l'île. Des niveaux de crues postérieurs à la mise en place de cette première phase de remblais sont ensuite déposés, potentiellement au cours du Petit Âge Glaciaire, puis une nouvelle phase de remblayage mène à la topographie actuelle.

2.3. LES FONDATIONS DE L'ENSEMBLE 3

Cette observation ponctuelle a été réalisée dans le grand chenal actuel, au niveau d'une pile interprétée comme une base de moulin (Fig. 199), dont deux pieux de fondation ont été datés par dendrochronologie de 1226 et de 1239 av. J.-C. (Dumont *et al.* 2013, p. 154). Les bois

étaient enfoncés dans un substrat argileux, qu'ils ont protégé de l'érosion fluviale au centre de la pile, et dont l'observation a été possible grâce au carottage K1 LCH IF (Fig. 208). La succession prélevée, d'une trentaine de centimètres d'épaisseur, débute par une alternance de niveaux argileux et sableux réduits, analogue aux niveaux observés sur la coupe EF. Une datation radiocarbone, réalisée sur un niveau argileux très riche en restes végétaux (brindilles et branchettes), donne un âge compris entre 605 et 675 cal AD, ce qui confirme la corrélation avec la première partie des argiles organique de la coupe EF, dans lesquelles est enfoncé le pieu 47 du pont médiéval. Cette première phase de dépôts marécageux est suivie, sur le carottage K1 LCH IF, par des dépôts graveleux puis sableux se terminant par un paléosol, qui témoignent probablement d'un épisode de crue venu combler cette zone marécageuse formant peut-être un paléochenal.

Il est particulièrement intéressant de constater qu'aux deux points où des argiles disoxyques ont été datées, elles montrent qu'au cours du haut Moyen Âge un milieu marécageux relativement étendu était présent dans et près du lit actif actuel, en même temps ou juste avant que les premiers remblais soient mis en place sur l'île du Faubourg. Ces dépôts argileux étaient encore présents, du moins en profondeur, lors de l'installation des structures du XIII^e siècle sur le fleuve, et un milieu marécageux a continué à se développer localement, après la destruction du pont, sur le bord occidental actuel de l'île du Faubourg (coupe EF). On peut s'interroger sur l'âge du grand chenal actuel. En effet, l'absence de structures et la présence de dépôts de décantation disoxyques du début du Moyen Âge sous les fondations de l'ensemble 3, à l'emplacement actuel du lit principal, pourraient indiquer que l'île du Faubourg était collée à la ville actuelle en rive droite. La présence de remblais de la même période au niveau de l'île du Faubourg pourrait également indiquer une volonté d'assainir la plaine d'inondation, alors très marécageuse à l'est du lit majeur de la Loire.

3. ÉVOLUTION DE LA LOIRE MOYENNE À L'ÉCHELLE DE LA FENÊTRE D'ÉTUDE

3.1. COUPE DE SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS SÉDIMENTOLOGIQUES

L'histoire sédimentaire du franchissement médiéval de La Charité-sur-Loire, reconstituée grâce aux observations sédimentologiques, est synthétisée sur la figure 209. On peut résumer ainsi les principales étapes d'évolution de la dynamique alluviale pour la période du haut Moyen Âge jusqu'à nos jours sur une petite partie du lit majeur :

- Un marécage de plaine d'inondation, déconnecté du chenal actif, permet la décantation d'argiles au moins entre 571 et 675 cal AD (bornes maximales des datations K1 LCH Ouest 20-21 et CEF LCHIF 85-90). On observe l'arrivée de dépôts sableux dans ce milieu lors des crues importantes.

- Les premiers remblais sont mis en place sur les premiers dépôts de l'île du faubourg, principalement sableux, avant ou vers 669-864 cal AD.

- Le franchissement médiéval est implanté à l'ouest après l'hiver 1248-1249. Le pont ne présente pas de réparation et a donc fonctionné peu de temps.

- Les pieux sont érodés jusqu'à la moitié des dépôts marécageux de la coupe EF. Une nouvelle phase de décantation en milieu disoxygène se met en place, entrecoupée de niveaux de crue sableux. Elle est suivie par le dépôt de niveaux légèrement plus grossiers.

- Suite à la mise en place de remblais sur l'île du Faubourg pendant et peut-être après le haut Moyen Âge, une succession de dépôts de crues affecte le centre de l'île. Vers l'aval, ces dépôts sont bien moins épais et mélangés à des niveaux de remblais potentiellement modernes.

- La base du l'île du pont de la Batte se met en place dans un chenal en tresse, sous la forme d'une barre de chenal s'achevant sur un paléosol. Cet ensemble se dépose après la ruine du pont et avant les années 1950, très probablement entre la fin du XVIII^e siècle et la deuxième moitié du XIX^e siècle. Après les années 1950, l'île croît verticalement de deux mètres. Ces niveaux peuvent être contemporains des derniers remblais sur l'île du Faubourg, où sont aujourd'hui implantés des jardins.

3.2. BILAN GÉNÉRAL

La fenêtre de la Loire moyenne, bien que réduite, permet d'aborder de nombreuses questions touchant à l'évolution de la dynamique alluviale sur le temps long, bien qu'ici les données certaines les plus anciennes ne remontent, pour l'Holocène, qu'au haut Moyen Âge.

Au cours du Quaternaire, la Loire dépose les alluvions de la terrasse à 16-20 m, généralement considérée comme antérieure à la Glaciation würmienne. Les dépôts de cette période glaciaire sont généralement situés à une dizaine de mètres au-dessus du lit actuel (Menot *et al.* 1997b, p. 63). Cette terrasse est absente, pour ce qui concerne la fenêtre d'étude de la Charité, et le manque de forages de la Banque du Sous-Sol, qui permettraient de définir les limites de l'incision postglaciaire, ne permet pas de réaliser de coupe synthétique de la vallée sur cette fenêtre.

Pour décrire les premières étapes de l'évolution alluviale sur le temps long, il est donc nécessaire de se reporter aux traces de paléochenaux en surface du lit majeur, uniquement observables en rive gauche sur cette fenêtre (commune de la Chapelle-Montlinard). L'absence de forages révélant de la matière organique ou même une succession variée dans ce secteur nous a poussés à ne réaliser qu'une chronologie relative sommaire des chenaux discernables grâce aux données LiDAR. La très faible pente du secteur considéré ne nécessite pas de redresser le MNT, d'autant plus que la fenêtre est ici beaucoup plus réduite que celle de la Loire amont. On distingue clairement six ensembles de tracés successifs près de la ville de La Charité-sur-Loire (Fig. 210). Les premières traces sont visibles au nord de la fenêtre et représentent le dernier état de fonctionnement d'une surface très horizontale et légèrement plus élevée que le restant du lit majeur (coupes 9 et 10 Fig. 189). Il s'agit vraisemblablement, au vu de sa forme en plan, d'un système en tresse ayant fonctionné après la fin de la dernière glaciation. En effet, les dépôts de cette dernière sont situés une dizaine de mètres au-dessus du lit actuel (Menot *et al.* 1997b, p. 63), tandis que la surface plane du lit majeur au nord de la fenêtre ne surplombe pas la Loire actuelle de plus de cinq mètres. Les traces de la seconde phase sont situées en contrebas de la surface surélevée du nord, qui a donc subi une période d'érosion. Les chenaux de la phase 2 ne dépassent pas les 30 m de large et semblent former un plan analogue à un système en anastomoses ou en anabranches. Il est recoupé au nord par le méandre de la phase 3, de près de 75 m de large et assez bien développé. Seul témoin de cette phase, il est recoupé à l'est par les chenaux de la phase 4, probablement un système en tresse avec des bras multiples d'une centaine de mètres de large au maximum. En amont de la route de Bourges, des chenaux d'une cinquantaine de mètres de large au plus (phase 5) ont, en partie, réoccupé le lit de la phase

4 après son abandon, et avoir développé des bras probablement réactivés ensuite par le courant provenant du lit moyen actuel au travers des dépôts de levée qui semblent surélever la rive gauche dans ce secteur, du moins jusqu'au niveau de l'île du Faubourg (figure 210), voire à la confluence du ruisseau de Châteauvert avec le Pont de Labat. En effet, la présence de ces levées mises en place par les crues successives expliquerait la diminution de l'altitude avec l'éloignement au lit moyen actuel visible sur les coupes 1 à 6 (Fig. 189). La phase 5 voit également le développement progressif d'un bras de plus en plus méandrique. Le système, probablement en anabranches, est très probablement alors dominé par les crues réactivant les bras en amont et amorçant l'édification de la surface surélevée en rive gauche, avant la construction de la digue. Si le régime est dominé par les crues, il autorise toutefois le développement d'un bras méandrique, dont les marques de la croissance progressive vers l'ouest et le nord sont encore visibles sur le MNT (Fig. 210). Les dernières traces visibles en surface de la plaine, appartenant à la phase 6, ne dépassent pas une dizaine de mètres de large en général. Leur forme parfois rectiligne indique qu'elles sont en partie d'origine anthropique. Elles incisent les remplissages des chenaux des phases 4 et 5. Au cours de cette phase, le chenal circule forcément au niveau du lit moyen actuel au regard des dimensions réduites de ces chenaux, où le courant ne doit être significatif qu'en période de crue. C'est aussi probablement au cours de cette phase que se mettent en place les derniers dépôts de levée qui surélèvent la rive gauche, dont l'altitude est encore augmentée par la mise en place des digues. Bien que ces observations basées sur l'analyse du MNT permettent d'établir la chronologie relative des changements de la dynamique alluviale après la fin de la dernière glaciation, le manque de datations rendent particulièrement problématiques le phasage ainsi que la corrélation des changements avec d'éventuelles évolutions observées ailleurs ou avec des enregistrements climatiques. Il est donc, en l'état actuel de la recherche, nécessaire de ne se tourner que vers les éléments datés pour établir l'évolution de la dynamique dans le cadre chronologique disponible³⁹.

Au cours du haut Moyen Âge, trois points répartis dans le lit actuel et au niveau de l'île du Faubourg permettent d'exclure la position du chenal actif au cours de cette période. De plus, le caractère marécageux des points d'observation K1 LCH IF et CD peut faire penser à la plaine alluviale d'un système anastomosé, ces systèmes étant caractérisés par des lits majeurs où la

³⁹ Vingt analyses radiocarbone sont en cours grâce à un financement FEDER afin d'établir plus précisément la chronologie des paléochenaux mise en évidence par l'analyse des données LiDAR.

sédimentation disoxygène est très présente. On peut formuler l'hypothèse suivante, bien que non étayée en l'état actuel de la recherche : au cours du haut Moyen Âge, la fenêtre d'étude a pu présenter de multiples chenaux étroits. Un de ceux-ci, ou un bras abandonné, a pu se situer au niveau de l'actuel bras principal de la Loire, mais il est également possible que ce secteur soit alors entièrement occupé par une plaine d'inondation marécageuse. Les autres bras du haut Moyen Âge couleraient alors plus à l'ouest. Il faut aussi noter que c'est également au haut Moyen Âge que les premiers remblais de l'île du Faubourg sont mis en place, ce qui traduit peut-être une volonté d'assainir la zone en un point déjà émergent composé de sables (bases de T1 et T7 LCH IF, Fig. 207). Le développement des niveaux de marais et les remblais de l'île du Faubourg correspondent à une phase de hauts niveaux lacustres dans le Jura (phase Petit Maclu 2 entre 650 et 850 cal AD, Magny 2004 p. 73), mais sur la Loire moyenne orléanaise, en aval de la fenêtre d'étude, cette période n'est pas marquée par une activité alluviale importante (Castanet 2008, p. 416). Il est intéressant de noter que les sources écrites attestent cependant d'inondations aux V^e et IX^e siècles (Castanet 2008, p. 440). La phase de dépôt des sédiments marécageux de la fenêtre de La Charité pourrait correspondre à un haut niveau de nappes (développement de marais) associé à un développement végétal important. Dans ce cadre, l'hypothèse d'un style fluvial de type anastomosé reste plausible.

Au milieu du XIII^e siècle, les structures archéologiques retrouvées dans le fleuve actuel sont mises en place, sur un intervalle de temps qui a pu être très court au regard de l'étude des 33 datations radiocarbone, et même centré sur la période 1226-1249 d'après les analyses dendrochronologiques. Le pont, dont l'axe n'est pas cohérent avec le tracé actuel, a été construit au-dessus d'un ou plusieurs bras, nécessairement actifs car alimentant les structures archéologiques de la même phase immédiatement en aval, certains de ces aménagements liés à l'exploitation du fleuve nécessitant du courant. Un des principaux problèmes pour la restitution du tracé du milieu du XIII^e siècle est l'absence de traces de paléochenaux cohérents avec l'axe du pont en amont de ce dernier, le bord oriental de la plaine alluviale holocène étant plutôt élevé à ce niveau. Cet épaissement est très probablement dû à la mise en place de multiples dépôts de levée lors de la phase 5 et surtout la phase 6 de la chronologie relative des chenaux visibles en surface du lit majeur, la levée actuelle achevant de masquer l'emplacement potentiel du lit médiéval (Fig. 210).

L'axe de franchissement actuel de la Loire, conservé jusqu'à aujourd'hui, a probablement été créé après la destruction du pont de bois, dont le fonctionnement a été très bref. La Loire aurait donc subi un changement de tracé important entre la seconde moitié du XIII^e siècle et la mise en place d'un premier pont de pierre dans le même axe que l'actuel, dont les arches sont

conservées dans les caves de La Charité-sur-Loire, en rive droite. Les derniers résultats de l'analyse architecturale de ces arches situeraient leur construction entre le XIII^e et le XIV^e siècle⁴⁰. La métamorphose fluviale, marquée par le changement des axes de franchissement, aurait donc lieu entre 1250 et 1400. Il est tentant de penser que cette transformation radicale des écoulements et de la forme en plan du lit mineur aient pu se produire suite à un ou plusieurs événements de crue postérieurs à 1250 et donc contemporains de l'entrée dans le PAG, au cours duquel la Loire adopte un système en tresse sur la fenêtre amont, et un style à plusieurs chenaux dans l'Orléanais, où cette phase correspond à une activité fluviale accrue (Castanet 2008, p. 416).

L'érosion intense qui a suivi la transformation du bras occidental a largement effacé les archives sédimentaires antérieures, bien que suite à l'érosion des pieux de fondation du pont médiéval, un marais se soit brièvement développé en bordure ouest de l'île du Faubourg. L'emprise du lit moyen actuel est déjà dessinée au XVI^e siècle, où l'on observe déjà deux bras actifs autour de l'île du Faubourg, ainsi que des franchissements aux mêmes emplacements qu'actuellement (Fig. 205). La mise en place des levées, au XVIII^e siècle pour la partie amont de la rive gauche (Temam 2012, p. 196), est accompagnée de la construction de chevrettes visant à modifier les écoulements, l'endiguement total de la rive gauche venant compléter ces aménagements à la fin du XVIII^e s, où le sommet des barres de chenal commence à apparaître sur certains plans. Ces bancs croissent largement jusqu'au milieu du XIX^e siècle, puis se végétalisent largement au cours du XX^e siècle, ces îles occupant actuellement une grande partie de la bande de tressage moderne (Fig. 200). Une des conséquences de ces nombreux aménagements modernes est « l'étouffement » du fleuve en tresse, pourtant très dynamique, car il hérite du PAG. La fin de cet épisode climatique coïncide avec le développement d'îles, à l'origine de simples barres de chenal sableuses qui émergent largement entre la fin du XVIII^e et la première moitié du XIX^e siècle, et dont la croissance s'accélère au cours du XX^e siècle. En même temps que les îles croissent, le lit s'incise de façon importante, sous la pression conjuguée de l'absence de possibilité de migration latérale et des dragages importants dans le lit mineur. L'évolution hydrologique des débits depuis 1825 semble indiquer que, bien que le régime des eaux se soit modifié, avec notamment la disparition des hautes eaux en période estivales à partir de 1925 (ce qui permet à la végétation de se développer largement au cours de cette saison), les transformations de fond étaient déjà amorcées (Fig. 211). La sortie du Petit Âge Glaciaire

⁴⁰ Comm. pers. M. Foucher, responsable de l'étude de bâti.

pourrait n'être qu'un facteur aggravant, totalement masqué par l'impact anthropique à la période contemporaine sur cette fenêtre d'étude.

Principaux résultats sur la dynamique de la Loire moyenne :

Les archives sédimentaires du début de l'Holocène sont concentrées en rive gauche, les tests réalisés n'ayant pas permis, pour l'instant, de mettre en évidence des séquences alluviales comme pour la Loire amont, probablement en raison d'une réactivation récente de ces tracés ayant en partie remanié les remplissages.

Le haut Moyen Âge est caractérisé par le développement d'une plaine d'inondation marécageuse au niveau du chenal principal actuel, ainsi que par la mise en place de remblais sur l'île du Faubourg, dont l'anthropisation a donc probablement débuté à ce moment.

D'après le phasage et la répartition des vestiges du XIII^e siècle, et surtout l'orientation du franchissement mis en place à partir de 1249, un changement radical des écoulements s'est produit peu après la mise en place du pont de bois.

Un nouvel axe de franchissement, qui perdurera jusqu'à nos jours, a été mis en place suite à ce changement. La première manifestation en est la construction d'un pont en pierre daté entre le XIII^e et XIV^e siècle entre l'île du Faubourg et la ville de La Charité-sur-Loire.

Au cours du PAG, la Loire semble présenter un système en tresse occupant l'ensemble du lit moyen actuel. L'absence de possibilité de migration latérale du fleuve, en partie liée aux aménagements anthropiques, a provoqué une érosion intense des archives sédimentaires antérieures.

Le sommet des barres sableuses émergées à partir de la fin du PAG se végétalise de façon très importante au cours du XX^e siècle, fermant la plus grande partie du lit sous l'influence prépondérante de la pression anthropique (Grivel 2008). Certains vestiges sont donc probablement enfouis sous ces formes fluviales. L'incision récente du lit accentue encore l'érosion des dépôts antérieurs, dont il ne reste que des lambeaux.

CHAPITRE VII - FENÊTRE D'ÉTUDE DE LA SAÔNE AMONT

1. CONTEXTE LOCAL ET PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE

La commune de Pontailler-sur-Saône est très riche en vestiges archéologiques de toutes périodes⁴¹, dont un franchissement antique retrouvé dans le lit actuel de la Saône, correspondant à une phase d'occupation importante dans ce secteur à la jonction de voies terrestres et fluviales (Fig. 98). Le lit majeur a ici la particularité de présenter de nombreuses traces de paléochenaux toujours plus ou moins en eau (Fig. 97), dont le plus important, nommé « Vieille Saône », aurait pu abriter un port au cours de la période romaine (Dumont *et al.* 2011f, p. 19). La reconstitution de l'histoire de la plaine alluviale et du fonctionnement des différentes générations de chenaux par le biais de l'étude géoarchéologique des remplissages sédimentaires et du croisement des données disponibles est donc potentiellement, dans ce secteur, particulièrement prometteuse pour évaluer la conservation des occupations archéologiques.

Les plans modernes et les photos aériennes contemporaines montrent que l'évolution en plan de la Saône est, sur cette fenêtre, assez peu importante au cours des trois derniers siècles (Fig. 212). Les principaux secteurs de migration du chenal actif sont situés au niveau des méandres en amont de la ville, dont les vitesses de progression sont inférieures à 0,5 m/an au niveau des apex (Fig. 212). Le principal intérêt de l'étude des plans anciens réside dans l'analyse de l'évolution de la liaison du bras de la Vieille Saône avec le lit principal. En effet, ce chenal secondaire est toujours relié à la Saône sur les plans de 1752 et 1785, mais la connexion disparaît avant l'établissement du cadastre napoléonien en 1825 (Fig. 213). Par la suite, la Vieille Saône, bien que toujours en eau, ne peut être reliée au chenal actif de la Saône qu'en période de hautes eaux. On remarque également que l'ancien bras était très probablement connecté au lit actif au nord de la fenêtre d'étude avant 1752, et non immédiatement en amont de la ville comme c'est le cas au milieu du XVIII^e siècle (Fig. 213). Ce dernier document montre par ailleurs des projets de remise en eau de l'ancien tracé au nord, ainsi qu'immédiatement en amont de la ville de Pontailler (Fig. 213), très probablement dans le but de favoriser le transport fluvial jusqu'au cœur de l'agglomération. Ces documents montrent l'importance potentielle

⁴¹ Présentées dans le Chapitre IV : 2.3.

qu'avaient les anciens chenaux pour la partie de la ville de Pontailier-sur-Saône située dans le lit majeur, alors que par la suite, on comblera le bras ayant autrefois relié la Saône à la Vieille Saône (Fig. 214).

2. RÉSULTATS DE L'ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DE LA PLAINE ALLUVIALE

2.1. COUPE GÉOLOGIQUE DE SYNTHÈSE DU SECTEUR

Les données de forage de la Banque du Sous-Sol sont ici très nombreuses, et ont donc permis de réaliser une coupe synthétique des dépôts du lit majeur (Fig. 215). La bordure occidentale du lit majeur est, dans ce secteur, formée de terrains secondaires et tertiaires, sur lesquels est implantée une grande partie de la ville actuelle. Les calcaires crétacés forment un horst sur le flanc duquel viennent se déposer les Marnes de Bresse au début du Quaternaire. Probablement au cours de la glaciation du Riss (191-131 ka), après une phase d'incision, les dépôts fluviaux puis fluvio-lacustres de la formation de Saint-Cosme se mettent en place sur les marnes avant d'être à leur tour incisés au cours de la dernière glaciation. Les dépôts de celle-ci viennent former la terrasse de Saint-Usage, ici emboîtée dans la formation de Saint-Cosme à la même altitude. Les galets et les graviers de la base des dépôts du Würm ne sont peut-être pas entièrement remobilisés lors de l'incision de la terrasse de Saint-Usage au Tardiglaciaire. On ne connaît par conséquent pas exactement l'âge des sédiments grossiers qui forment la base du remplissage du lit majeur actuel, qui pourraient être pléniglaciaires ou/et tardiglaciaires. Le comblement holocène du lit majeur, parfois épais de plus de 5 m, est majoritairement composé de sables, de silts, ainsi que, plus localement, d'argiles. Le remplissage du lit majeur est par conséquent particulièrement épais dans ce secteur, ce qui implique que les éventuels sites archéologiques holocènes sont potentiellement invisibles en surface et à faible profondeur.

2.2. LES OBSERVATIONS SÉDIMENTOLOGIQUES RÉALISÉES PAR FORAGE

Le bras de la Vieille Saône, aujourd'hui déconnecté du chenal principal, a fait l'objet d'un curage au cours des années 1960 (Dumont *et al.* 2011f, p. 20), ce qui pourrait expliquer l'absence de sédimentation argileuse observable aujourd'hui, et ce malgré les nombreux tests réalisés en amont, en aval et au niveau de l'agglomération actuelle de Pontailier. Il est

également envisageable que ce bras, régulièrement réactivé lors des périodes de crue, remobilise régulièrement les niveaux de décantation qui se déposent au cours des périodes plus calmes, ce qui empêche la conservation d'archives sédimentaires sur le temps long. Ces deux phénomènes pourraient avoir tous deux eu lieu, avec comme résultat commun la destruction des archives sédimentaires potentielles de ce bras ayant pu abriter un port romain.

Les successions sédimentaires de neuf forages ont été étudiées sur cette fenêtre (Fig. 216 ; 217 ; 218), dont quatre ont été réalisés au niveau de trois tronçons distincts de paléochenaux afin de donner des âges aux recoupements (respectivement K1 PONT N, TX3 et les forages TY1 et TY2 pour le dernier paléochenal). Un secteur de la plaine alluviale, entre la partie convexe d'une sinuosité de la Vieille Saône et un marais se développant au niveau d'un paléochenal, a spécifiquement fait l'objet de sept carottages et de deux coupes de la résistivité électrique dans le but de reconstituer l'évolution de la plaine alluviale à relativement haute résolution.

2.3. ANALYSE CROISÉE DES DATATIONS RADIOCARBONE ET DES REMPLISSAGES SÉDIMENTAIRES

Dix-sept datations radiocarbone par AMS ont été réalisées sur les neuf carottages observés (Fig. 219). Toutes ces analyses ont été menées sur des lits de matière organique, principalement des fragments de végétaux. Elles ont permis de mettre en évidence trois grands groupes de dates : contemporaines (ensemble A), médiévales à modernes (ensemble B) et néolithiques (ensemble C).

L'ensemble A, composé de cinq dates, représente les derniers niveaux de comblement de la plaine alluviale, avec deux phases de probabilité maximale, dans une faible mesure, la fin des années 1950 et, avec des intervalles de confiance plus importants, les années 1990 à 2000. La grande profondeur de certains échantillons, surtout près de la Vieille Saône, laisse penser qu'il y a eu d'importants remaniements anthropiques dans ce secteur de la plaine alluviale, peut-être dans les années 1957-1958, mais beaucoup plus probablement dans les années 1990. Il est possible que des curages de la Vieille Saône et/ou le creusement du port de plaisance tout proche aient été à l'origine de tels dépôts, bien trop épais pour s'être déposés naturellement en cinquante ans au plus. Aucun des clichés aériens pris au plus près des années 1957 et 1958 ne porte de traces de travaux importants (Fig. 220). En revanche un cliché aérien, pris le 24 août 1997, montre que d'importants aménagements ont été réalisés dans ce secteur sur un axe sud-ouest/nord-est, potentiellement une tranchée ou un chemin, dont l'extrémité septentrionale

s'arrête brusquement au milieu d'un champ. Le seul cliché de la zone précédant au plus près ces aménagements date du 15 mai 1985, et ne montre aucune trace de travaux dans ce secteur. Une photographie du 21 juillet 2000 semble pouvoir permettre d'identifier la nature des travaux observés trois années plus tôt (Fig. 220). Un nouveau captage d'eau a en effet été implanté à l'extrémité nord-est du linéaire observé en 1997. Il semble donc très probable qu'une canalisation relie les captages entre eux, ceux situés sur la partie concave de la sinuosité de la Vieille Saône, associés à une station de pompage, existant depuis au moins 1953 (Fig. 220). La mise en place de cette canalisation aurait donc pu être à l'origine des dépôts très épais observés sur les forages près de la Vieille Saône.

L'ensemble B couvre la quasi-totalité de la période médiévale et le début de l'époque moderne, avec des datations entre 665 et 1640 cal AD. Certaines d'entre elles ont été réalisées dans la partie la plus profonde du remplissage argileux de plusieurs paléochenaux de tailles relativement importantes mais peu larges, recoupés par l'actuelle Vieille Saône. Ces argiles hydromorphes se mettent en place par décantation dans un milieu déconnecté du courant actif du chenal, et la datation du début de la sédimentation argileuse donne donc l'âge du dernier abandon du bras. Malheureusement, il semble que beaucoup de dates radiocarbone concernent de la matière organique remaniée dans ces remplissages, et il convient donc de prendre en compte la date la plus profonde pour dater les remplissages observés, aucune analyse n'ayant pu être réalisée sur des racines et donc « rajeunir » l'âge d'un niveau. Près de la Vieille Saône, la corrélation de six carottages a été facilitée par la comparaison des séquences avec une coupe de la résistivité électrique réalisée avec la méthode Wenner-Schlumberger (Fig. 221). Cette dernière permet d'atteindre une quinzaine de mètres de profondeur, ce qui correspond à la formation des Marnes de Bresse selon la coupe de synthèse réalisée à partir des forages de la BSS (Fig. 215). Au-dessus de ces marnes, une zone plus résistive a été enregistrée sur près de 5 m d'épaisseur, pouvant tout à fait correspondre à la première phase de comblement du lit majeur, datée du Weichsélien et/ou du Tardiglaciaire et composée de graviers, de galets et de sables. Ces sédiments sont, en effet, plus résistants au passage du courant que les marnes sous-jacentes (Fig. 47), ou même que les couches silto-sableuses et argileuses qui les surmontent, ces dernières étant, pour les plus anciennes, datées de la fin du Moyen Âge et reposant directement sur les dépôts grossiers attribués à la fin de la dernière période glaciaire ou/et au Tardiglaciaire.

L'ensemble de datations C se situe dans la période néolithique. Les prélèvements concernés, retrouvés à des altitudes analogues, sont stratigraphiquement situés entre la fin de la période

médiévale et la seconde moitié du XX^e siècle, selon les corrélations réalisées entre les carottages (Fig. 221). Cet ensemble correspond donc très probablement à un remaniement de matière organique ancienne. Il est tout à fait possible que le remplissage argileux d'un paléochenal comblé au Néolithique ait été érodé entre la fin du Moyen Âge et le début de l'époque moderne, à la faveur d'une ou plusieurs crues par exemple, et que la matière organique ait ainsi été dispersée sur l'ensemble du lit majeur.

3. ÉVOLUTION DE LA SAÔNE AMONT À L'ÉCHELLE DE LA FENÊTRE D'ÉTUDE

L'évolution de la plaine alluviale de Pontailleur-sur-Saône, d'après l'étude des sédiments et des formes conservées et accessibles dévoile une histoire essentiellement médiévale à moderne. En effet, aucun remplissage de paléoméandre ne semble antérieur au bas Moyen Âge, ce qui ne signifie pas pour autant que des paléochenaux n'ont pas existé depuis la fin de la dernière glaciation, comme le montrent les datations réalisées sur de la matière organique remaniée. La dernière phase d'activité fluviale enregistrée, médiévale, a en effet dû effacer les dépôts antérieurs.

Le lit principal de la Saône pourrait ne pas avoir radicalement changé au cours des deux derniers millénaires, ce qui semble confirmé par la présence, au même endroit dans le chenal, des ponts romains et actuels. Sur la fenêtre de la Loire amont, la localisation au même emplacement des lits romain, médiéval et actuel ne signait pas une absence de dynamique alluviale, bien au contraire, mais plutôt une résilience du système, le fleuve ayant tendance à circuler dans ces environs à l'échelle millénaire. Une telle dynamique semble difficilement envisageable pour la Saône, dont l'évolution principale affecte l'épaisseur des sédiments. Dans sa partie urbaine, le bras secondaire de la Vieille Saône existe, au moins en partie, à l'époque romaine, si l'on en croit les découvertes anciennes d'une structure massive interprétée comme un quai (Dumont *et al.* 2011f, p. 19). L'érosion et les curages pourraient avoir détruit les archives sédimentaires de cette période, aucun niveau n'ayant été daté de l'époque romaine. Le paléoméandre le plus à l'ouest dans la plaine alluviale est déconnecté du lit actif et permet la décantation d'argiles à partir du XIII^e siècle de notre ère. Cela tendrait à signifier que ce bras était potentiellement en eau et connecté au lit principal au cours de l'époque romaine, et donc accessible à la navigation.

Ce paléoméandre est actuellement recoupé par la Vieille Saône, qui pourrait reprendre, en partie, son tracé en amont de la ville de Pontailier. Au nord, la Vieille Saône recoupe un autre chenal, abandonné entre le XII^e et le XIII^e siècle de notre ère, et se développe comme un bras sinueux à méandriforme à partir du XIV^e ou du XV^e siècle, jusqu'à la fin du XVIII^e siècle. Une carte de 1785, très précise, montre en effet que le chenal de la Vieille Saône est encore connecté à la Saône à la fin de l'Ancien Régime (Fig. 213). Le cadastre napoléonien levé en 1825 montre que ce bras secondaire est par la suite complètement déconnecté du lit de la Saône (Fig. 213). On a donc, au Moyen Âge, un lit principal avec création de bras d'avulsions se recoupant rapidement, ce qui pourrait correspondre à un système anastomosé présentant un chenal principal. Par la suite, le bras principal développe un seul bras secondaire à tendance méandriforme d'assez grandes dimensions (Fig. 222). On observe enfin une simplification du tracé au cours du XIX^e siècle, où seul le lit principal est actif.

On constate également une aggradation conséquente de la plaine alluviale au cours de l'époque moderne, plus basse d'1 m à 2,5 m à la fin du Moyen Âge (datations T1 PONT GRW 262 et T2 PONT GRY 129-130, puis dates de l'ensemble A). D'un point de vue archéologique, la recherche des sites romains contemporains du pont récemment découvert nécessite de prendre en compte l'enfouissement des vestiges sous au minimum 1 m de sédiment. En certains endroits, les sédiments de la fin du Moyen Âge seraient même au contact des dépôts grossiers de la première phase de comblement du lit majeur, attribuée à la fin du Pléniglaciaire et/ou au Tardiglaciaire. D'autre part, des remaniements anthropiques ont visiblement eu lieu près et dans la Vieille Saône, entraînant l'enfouissement de lits de végétaux des années 1990 à une assez grande profondeur.

Ces observations montrent que la dynamique de la Saône, pourtant souvent considérée comme très calme, semble assez intense à la fin du Moyen Âge, puisqu'on assiste au développement d'un bras secondaire méandriforme reprenant en partie un tracé plus ancien, ainsi qu'à l'aggradation de la plaine alluviale. Le processus à l'origine de tels changements pourrait être la période de transition menant au début de la dégradation climatique du Petit Âge Glaciaire, au début du XIV^e siècle de notre ère, qui semble avoir agi sur de nombreux cours d'eau français. L'éventualité de l'effet de l'anthropisation ne peut pas être écarté pour expliquer les changements observés, bien que la métamorphose semble de trop grande ampleur et chronologiquement concordante avec le Petit Âge Glaciaire pour être uniquement d'origine humaine.

En définitive, le lit principal de la Saône n'a pas irrémédiablement migré vers l'ouest depuis au moins l'époque romaine, comme aurait pourtant pu le laisser présager la présence des trois compartiments effondrés à la confluence avec l'Ognon, qui semblaient montrer que ce cours d'eau subissait toujours une contrainte tectonique induisant un basculement vers l'ouest du bassin (Campy *et al.* 1983, p. 22). Or à Pontailler, si la Saône a produit des avulsions et un méandre à l'ouest, le lit principal n'a pas changé depuis 2000 ans comme l'attestent les restes du pont récemment découverts. On peut tout de même se demander si la compartimentation tectonique du sous-sol et la subsidence n'expliqueraient pas l'épaisseur du comblement alluvial depuis la fin de la dernière période glaciaire, de l'ordre de 5 à 10 m au maximum.

On constate, sur cette fenêtre d'étude, une certaine disjonction entre les données archéologiques et les plans anciens au regard des archives sédimentaires. En effet, si les premières semblent montrer une dynamique relativement fixe, les données géomorphologiques et sédimentologiques montrent une aggradation métrique de la plaine. Il faut très probablement voir dans cette observation un effet de source, les données archéologiques et les plans anciens ne captent pas ici la dynamique alluviale, uniquement visible par l'étude sédimentologique et qui ne se traduit que par une croissance verticale de la plaine alluviale, les chenaux eux-mêmes évoluant relativement peu en plan à la surface de la plaine.

Principaux résultats sur la dynamique de la Saône :

Le lit principal de la Saône dans la traversée de Pontailier-sur-Saône, où les ponts romain et actuel sont implantés au même endroit, n'a changé radicalement au cours des deux derniers millénaires.

Les nombreux chenaux visibles à la surface de la plaine alluviale ont été, pour la dernière fois, activés au cours du PAG. Ils sont très probablement plus anciens étant donnée la présence de matière organique remaniée dans les comblements analysés.

Les sites archéologiques situés dans le lit majeur ont été profondément enfouis par l'aggradation médiévale et surtout moderne de la plaine alluviale et sont, par conséquent, difficilement détectables.

Certaines des implantations antiques, qu'on sait avoir été importantes sur cette fenêtre, pourraient avoir entièrement disparu, des dépôts médiévaux étant immédiatement au contact des sédiments grossiers attribués au Würm et/ou au Tardiglaciaire.

CHAPITRE VIII - FENÊTRE D'ÉTUDE DU DOUBS AVAL

1. CONTEXTE LOCAL ET PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE

Le style alluvial du Doubs aval est actuellement légèrement sinueux et particulièrement peu sujet à la migration latérale au regard de ce que l'on peut observer immédiatement en amont de la fenêtre étudiée (Fig. 223). La relative rectitude du tracé n'est pas le fruit du seul effet de l'endiguement du lit mineur, particulièrement fort de nos jours mais encore relativement discontinu et peu élevé avant la fin du XIX^e siècle (Sauty 2007, Vol. 1 p. 33). De plus, l'absence de paléochenaux en surface de la plaine alluviale, excepté un paléoméandre particulièrement marqué au lieu-dit la Morte (Sermesse), semble confirmer que la forme en plan du Doubs peut avoir été conservée sur un temps assez long (Fig. 223 A). À l'inverse, en amont de la fenêtre étudiée, le Doubs est caractérisé par la présence de très nombreux tracés anciens, et ce, depuis son entrée dans la Bresse (Fig. 223 C à H). Le passage d'un style à l'autre semble principalement s'opérer en aval de deux méandres au niveau de l'agglomération de Longepierre (Fig. 223 C). L'amplitude de ces sinuosités est particulièrement forte au regard de la longueur d'onde. Pour expliquer ce tracé particulier, la présence de deux obstacles bloquant la progression vers l'aval a été évoquée (Malavoi et Bravard 2010, p. 78). Ainsi, la première boucle s'arrêterait sur un affleurement argileux, tandis que le second méandre serait contraint par un aménagement de berge (Malavoi et Bravard 2010, p. 78). Ces deux obstacles existent réellement et ont probablement agi sur ces sinuosités, mais on peut également s'interroger à une plus grande échelle spatiale sur le rôle éventuel des déformations tectoniques sur le tracé du Doubs pour expliquer le changement radical de style. En effet, les méandres de Longepierre sont situés aux environs de la limite entre les dépressions de la Bresse chalonnaise et de la Bresse louhannaise, matérialisée par le passage de l'axe Sennecey-La Serre (Fig. 224). Le profil des altitudes du lit majeur montre une rupture assez nette au niveau de Longepierre, caractérisée par une diminution de la pente dans le secteur d'étude au regard du profil de la vallée du Doubs immédiatement en amont (Fig. 100 A ; B ; 223). Ce résultat peut être en adéquation avec les courbes théoriques construites à partir de simulations de la dynamique alluviale. Ces mesures tendent en effet à montrer que la sinuosité est forte pour des pentes moyennes à fortes, tandis que le chenal est rectiligne lorsque la pente du thalweg est très forte ou très faible (Schumm

1977 p. 129). De nombreux autres facteurs, comme les débits liquides et solides, ou la nature lithologique des berges, ont un rôle majeur dans la forme adoptée par un chenal actif. Il convient donc de ne pas expliquer les différences de style observées par la seule modification de la pente.

Le géoréférencement des dessins-minutes de la Carte d'état-major réalisés en 1835 et du plan du cours de la Saône édité en 1862 et 1863, comparé au tracé de l'emplacement actuel du lit mineur, confirme la quasi-absence de migration latérale sur près de deux siècles à partir du pont de Navilly (Fig. 225). Le seul changement notable consiste en une réduction de la largeur du lit, probablement liée en partie à l'abaissement du niveau de la rivière qui est observable en plan. En amont de Navilly, on constate une incision du lit de 50 cm en moyenne entre 1967 et 1979, qui semble représenter un réajustement du profil en réponse aux extractions massives de granulats (Rollet *et al.* 2006, p. 260).

Les berges de la basse vallée du Doubs sont riches en sites archéologiques de toutes périodes⁴². De nombreux objets ont également été retrouvés lors des dragages du lit mineur, et les sites conservés en place au fond d'un lit qui ne semble pas avoir considérablement évolué en plan au cours du temps, ont été en partie détruits par ces prélèvements massifs. Même les aménagements comme le pont romain de Pontoux n'ont pas échappé à une destruction partielle. La moitié au moins des piles situées dans le chenal actuel ont été arrachées, et d'autres largement déstabilisées. En guise de bilan préliminaire, on peut remarquer que les berges de la basse vallée peuvent avoir conservé un grand potentiel archéologique, notamment au niveau du site de franchissement connu à Pontoux, tout au moins dans le cas où le Doubs aurait effectivement peu migré latéralement au cours du temps.

⁴² Présentés dans le Chapitre IV : 3.3.

2. LES DÉPÔTS ALLUVIAUX DE LA FENÊTRE D'ÉTUDE

2.1. COUPES GÉOLOGIQUES DE SYNTHÈSE DE LA VALLÉE

La situation de la fenêtre du Doubs aval, du point de vue géologique, s'inscrit dans le bassin d'effondrement du Fossé bressan. Les plus anciennes formations superficielles, dans ce secteur, attribuées à la fin du Riss, sont relativement récentes (Fig. 226). Tous les niveaux affleurant sont graveleux, sableux ou argileux, d'origine parfois lacustre mais, principalement, alluviale. Ils ont été mis en place au cours des deux dernières glaciations, puis de l'Holocène. L'ancien tracé de la vallée du Doubs, qui rejoignait la Saône à Saint-Jean-Losne, est taillé dans les dépôts de la formation de Saint-Cosme et est rempli par des alluvions associées à une première phase du cycle Fy. Les dépôts du cycle Fx (formation de Saint-Cosme, FLx a et b), bien que difficilement datables, sont plutôt associés au Riss (Fleury 1982, p. 93 ; Astrade 2005, p. 57), ce qui implique que les niveaux postérieurs, du cycle Fy (terrasse dite de Saint-Usage), datent du Würm, avant la mise en place du lit majeur actuel à l'Holocène (Fz). C'est donc au cours de la dernière glaciation, suite à la capture d'un affluent de la Guyotte, que la confluence Saône-Doubs se déplace de Saint-Jean-de-Losne à Verdun-sur-le-Doubs, après une période, d'une durée indéterminée, pendant laquelle les deux confluences ont pu coexister (Fleury *et al.* 1982, pp. 17-18). Entre Navilly et Verdun-sur-le-Doubs, les alluvions du Doubs sont par conséquent relativement récentes. Les données de la Banque du sous-Sol du BRGM ont permis la construction d'un profil synthétique de la basse vallée du Doubs entre Charnay-lès-Chalon et Pontoux (Fig. 226). Il n'est pas possible de différencier, sur ces forages aux descriptions souvent succinctes, le premier terme de la formation de Saint-Cosme (Flxa) des dépôts de graviers et galets de la dernière glaciation (base de Fy). Ces derniers étant estimés entre 2 m et 4 m d'épaisseur (Fleury *et al.* 1985, p. 22), une zone d'incertitude a par conséquent été apposée. La partie supérieure des niveaux attribués au Weichsélien supérieur est plutôt caractérisée par une sédimentation limono-argileuse, bien que des passées graveleuses puissent être parfois observées (log 05541X0049, Fig. 226). Dans la mesure où les corrélations proposées correspondent bien au phasage des cycles alluviaux observés sur les bordures du lit majeur, le comblement holocène est ici relativement peu distendu en épaisseur, de l'ordre de 3 m, et l'incision postglaciaire aurait parfois épargné 5 m de sédimentation sableuse weichsélienne. L'épaisseur relativement faible de la couverture sédimentaire holocène pourrait être une autre conséquence de la quasi-absence de migration latérale que semble observer le Doubs.

2.2. LES COUPES DE BERGE

L'observation de coupes de berge avait pour double objectif de pallier le manque d'affleurements en coupe dans la sédimentation holocène de la plaine, ainsi que d'observer et dater les dépôts à proximité du chenal, dont la migration latérale semble particulièrement réduite. Les deux principaux points d'observation sont les coupes réalisées au lieu-dit Le Terreau (Pontoux ; Fig. 227), et immédiatement en aval du pont actuel reliant les communes de Saunières et Sermesse (Fig. 228). Ces deux coupes de berge présentent une succession sédimentaire analogue. D'autres points d'observation ponctuels ont été étudiés plus succinctement, et ont confirmé le caractère continu des unités vues sur les deux coupes (Fig. 229). Elles ont également parfois permis d'apporter des éléments de datation complémentaires. Les berges de la basse vallée du Doubs présentent une sédimentation que l'on pourrait séparer en deux grands ensembles (Fig. 230).

La première unité est une alternance de niveaux argileux et sableux (U1). Les lits, d'épaisseur pluricentimétrique, présentent des traces de racines oxydées, et ondulent faiblement selon une longueur d'onde de plusieurs dizaines à une centaine de mètres et sont affectés par un pendage pouvant atteindre 15 ° au plus (Fig. 230). Ces sédiments recouvrent des graviers et galets aujourd'hui sous le niveau moyen du Doubs, notamment observés au lieu-dit Le Terreau (Pontoux) à 4,6 m sous le sol actuel (Fig. 227). Ils ont été attribués au dernier maximum glaciaire par analogie avec les données de la Banque du Sous-Sol de la vallée (Fy, Fig. 226). L'absence de matière organique n'a pas autorisé de confirmation de cet âge, assez peu sûr étant donné le manque de repères chronologiques en ce qui concerne les formations alluviales finis-weichséliennes et holocènes de la Bresse. D'un point de vue paléoenvironnemental, U1 représente une succession de paléosols argileux intercalés d'épisodes sableux plus grossiers. Il s'agit donc d'un milieu disoxygène hydromorphe, alternant des phases de décantation d'argiles associées au développement de végétaux (marécage à faible tranche d'eau) avec des épisodes de crues déposant les lits peu épais de sables grossiers de débordement. Ce type de milieu est un marais de plaine d'inondation proche d'un chenal rompant assez fréquemment ses berges sableuses lors des périodes de hautes eaux (Miall 2006, pp.177-178 et p.229).

La seconde unité (U2) présente de prime abord un aspect très homogène, sans pendage ni figures sédimentaires. Un examen plus précis révèle qu'elle est en fait constituée d'une succession de niveaux plutôt sableux et sablo-silteux, ce qui lui donne un aspect massif. Elle mesure 1,5 à 3 m d'épaisseur et est formée de deux séquences. La plus ancienne est sablo-argileuse (U2a) et l'autre est composée de dépôts de silts et de sables où les argiles sont

totallement absentes (U2b). U2a présente une épaisseur de 0,3 m à 2 m selon les coupes. Les sables forment des niveaux pluricentimétriques intercalés dans des argiles grises réduites organiques d'épaisseurs analogues aux dépôts grossiers. La fraction argileuse finit par disparaître entre 1 m et 1,70 m sous le sol actuel. La bioturbation racinaire affecte les niveaux sableux, indiquant que des paléosols se sont développés entre les épisodes sableux représentant certainement des niveaux de crue. Les dépôts argileux sont beaucoup moins hydromorphes que ceux de l'unité 1, et pourraient à ce titre représenter une plaine alluviale humide plutôt qu'un réel milieu marécageux constamment en eau.

U2b forme les dépôts les plus récents, d'aspect massif, composés de silts et sables fins entrecoupés de rares lits centimétriques de sables moyens à grossiers. Ces derniers forment des niveaux de crue dans lesquels on peut retrouver des débris datant des années 1960 (bouteille d'huile en matière plastique) à 1980 (canettes de bière, boîtes de conserves..). Les traces de racines observées sur toutes les coupes montrent que ces sables déposés par les crues ont été pédogénétisés. L'ensemble de ces dépôts récents mesure entre 1 m et 1,7 m d'épaisseur.

Dans l'ensemble, on observe une disparition progressive des sables grossiers vers la surface, mais les sédiments argileux qui composent l'autre pôle granulométrique de la succession laissent place à des silts et des sables fins. La granulométrie moyenne des sédiments augmente donc avec le temps sur les berges du Doubs.

Les datations radiocarbone ont toutes, à l'exception d'une seule, été réalisées sur des échantillons de U1, plus riche en matière organique. Les bornes minimales et maximales indiquent un dépôt compris entre 378 cal BC et 1158 cal AD. Cet intervalle est en accord avec les données archéologiques de Pontoux. En effet, des bois travaillés datés entre le V^e et le VI^e siècle de notre ère ont été découverts sous l'eau, plantés horizontalement dans la berge gauche actuelle et donc à une altitude très proche de la base de U1 (Dumont *et al.* 2008b, p.40).

Les datations d'U1 montrent que la sédimentation marécageuse observée sur l'ensemble des berges actuelles entre Pontoux et Saunières reflète le milieu dans lequel le pont romain a été implanté. Il s'agit d'un chenal actif puisque le caisson de la pile du pont est implanté plusieurs mètres sous le niveau actuel du Doubs. Le fond du lit du Doubs était par conséquent alors plus bas que les dépôts U1 de la berge, situés dans une plaine alluviale marécageuse qui perdurera jusqu'au milieu du XII^e siècle au moins. Le lit antique du Doubs, bien qu'on ne connaisse pas précisément son emprise latérale, était donc situé à peu près au même emplacement qu'actuellement.

L'ensemble U2a, bien qu'il contienne des argiles réduites, n'a pas fourni de matière organique en quantité suffisante pour réaliser des datations. Un niveau d'échappement d'eau a toutefois été observé, montrant un ébranlement potentiellement dû à un tremblement de terre, mais qui, dans le secteur pourrait correspondre à la destruction par explosifs du pont de Saunières lors de la Seconde guerre mondiale. Cette destruction aurait provoqué dans les niveaux sableux déjà déposés, mais encore saturés en eau, un fort cisaillement occasionnant le percement des niveaux argileux par la suppression des fluides présents dans les niveaux sableux. Comme ce phénomène est très localisé et n'a pas été vu dans les coupes étudiées en amont et en aval au-delà d'une distance de 1 km du pont, l'hypothèse d'une déformation engendrée par l'ébranlement consécutif à la destruction du pont paraît particulièrement pertinente (Fig. 231). Un séisme n'aurait en effet pas affecté uniquement un périmètre réduit alors que les dépôts sont les mêmes de Pontoux à Saunières. L'ensemble U2a s'est donc déposé après le milieu du XII^e siècle et avant le milieu du XX^e siècle.

L'ensemble U2b a fourni, sur la coupe de Saunières et à 60 cm de la surface, un lit de cendres et charbon de bois daté par radiocarbone entre la seconde moitié de l'année 1966 et la première moitié de 1967 (Fig. 228). Cette datation confirme l'âge établi par l'observation des débris trouvés dans les niveaux de crue. Ces dépôts grossiers présentent un pendage vers le chenal actuel (Fig. 230), ce qui les identifie comme des dépôts de levée (Miall 2006, p. 172). Ils montrent que le Doubs, au cours du XX^e siècle, a déposé jusqu'à 1,7 m de sédiments sur ses propres berges. Il se pourrait que ces dépôts soient le fruit d'un abaissement de l'altitude du sommet de la tranche d'eau, les crues perdant alors une part de leur énergie à atteindre les berges de la rivière, et provoquant ainsi l'apparition de dépôts de levée très proches du chenal actif. La comparaison des altitudes de la tranche d'eau au cours du temps montre que ces dernières varient peu au cours du XX^e siècle, ce qui semble rejeter l'hypothèse d'un abaissement important de la nappe (Fig. 232). Seul l'amont, immédiatement en aval de Navilly, montre une diminution, toutefois inférieure à 1 m. Soit la lame d'eau est restée à la même altitude car elle bute sur un niveau imperméable sous-jacent, comme la formation des Marnes de Bresse, soit le fond du lit, en aval de Navilly, compense plus facilement les pertes dues aux dragues que l'amont, le profil se rééquilibrant d'abord de l'aval vers l'amont. Il faut signaler qu'un abaissement significatif de la tranche d'eau en lien avec les activités d'extraction a été mis en évidence en amont de Navilly, compensé quasiment complètement par la suite à partir de la fin des années 1980, au détriment des berges notamment (Rollet *et al.* 2006, p. 259). Une dernière hypothèse serait de dire que la quantité d'eau dans le système a augmenté dans le même temps que le profil du fond du Doubs se creusait. Cette possibilité est contredite par les mesures

effectuées sur la station de Neublans depuis 1966. En effet, bien que le débit du Doubs y ait augmenté au cours du temps, la progression n'est que de 0,0785 m³/s par an, soit un gain de 3,6 m³/s en cinquante ans (Fig. 232 C). Cette augmentation du débit est négligeable au regard de la valeur moyenne du débit annuel, qui est de 174,5 m³/s, dont elle ne représente que 2 %. Cette hypothèse est donc à rejeter.

La principale conséquence de la dilatation des levées contemporaines a une incidence sur la recherche des sites archéologiques. En effet, les témoins matériels antérieurs au XX^e siècle sont enfouis, dans ce secteur, sous 1 à 2 m de sédiments.

2.3. LES REMPLISSAGES DE PALÉOCHENAUX

2.3.1. *Le paléoméandre de La Morte à Sermesse*

Ce lieu-dit évocateur est le seul paléoméandre conséquent qui soit visible entre Navilly et Verdun-sur-le-Doubs. Il est déjà abandonné lors du levé de la carte des Cassini entre 1756 et 1760 (Fig. 233), ce que confirment les deux datations réalisées sur la carotte. Lors du prélèvement, il n'a pas été possible d'atteindre le fond du paléochenal. Le début du remplissage observé, à 2,99 m de profondeur, est daté par radiocarbone entre 901 et 1036 cal AD (Fig. 234). On peut observer qu'un intervalle plus resserré, entre 961 et 1036 cal AD, est envisageable à 90,8 % de probabilité. Sur les deux intervalles, ce bras est abandonné au plus tard avant le début du XI^e siècle. Une seconde datation a été réalisée à 2,13 m de profondeur, sur des fragments de coques de noisettes, et donne, selon la courbe d'étalonnage choisie, deux fourchettes comprises entre 1648 et post 1950 cal AD (courbe IntCal 13) ou entre avant 1650 et 1954 cal AD (courbe Bomb 13 NH1), ce qui est très large. L'examen de la distribution des probabilités ne permet pas d'attribuer ces restes de coquilles à la période moderne plutôt qu'à l'actuel, même si la profondeur importante de l'échantillon peut plaider pour une date plutôt proche de la borne inférieure de l'intervalle (Fig. 234). Il serait en effet très surprenant, bien que possible, que plus de deux mètres d'argiles se déposent par décantation depuis la première moitié du XX^e siècle. Seules d'autres datations permettraient de trancher cette question. Quoi qu'il en soit, ce bras mort marécageux se comble depuis le Moyen Âge. La sédimentation chronique, argileuse et très riche en matière organique, est parfois entrecoupée de niveaux d'argiles grises non organiques montrant que des crues du Doubs atteignent encore cet ancien bras ponctuellement. Le premier mètre de la carotte prélevé sous la surface est constitué d'une alternance de niveaux argileux oxydés et de paléosols, ce qui semble montrer que le niveau d'eau du bras mort varie

considérablement et s'assèche régulièrement. Il se dépose probablement au cours du XX^e siècle au regard des intervalles de datation. L'emplacement du point de carottage est occupé par une mare au moins depuis le levé de la Carte d'état-major en 1835, et ce marécage continuant d'exister sur toutes les photographies aériennes consultées jusqu'à aujourd'hui.

2.3.2. *Les carottages de La Barre à Saunières*

Ce lieu-dit est situé au niveau d'une des barres latérales qui se forment dans chaque sinuosité du tracé depuis le pont de Navilly, en face de la branche amont du paléoméandre de La Morte (Sermesse). Ici, cette barre, ou plutôt cette succession de barres agglomérées (Fig. 235 C), s'accroît latéralement et longitudinalement vers l'aval de la rivière. En effet, trois dépressions ont été carottées de l'amont vers l'aval et de la terrasse vers le Doubs actuel, et le début de la sédimentation argileuse montre la croissance de la barre latérale de Saunières au cours de la seconde moitié de l'Holocène (Fig. 235 A). Le milieu de dépôt, en rive droite du Doubs, est donc relativement protégé du courant entre deux barres ouvertes vers le cours d'eau en aval (Fig. 235 B et D), ce qui autorise la décantation de particules fines. Le chenal reste toutefois assez proche, comme le montrent les nombreux dépôts sableux qui caractérisent la séquence la plus récente observée sur K1 LBA (Fig. 236). La base argileuse de cette carotte, qui ne peut se mettre en place que lorsque la barre la plus récente protège l'emplacement du forage, est datée entre 609 et 683 cal AD. Quatre datations ont pu être réalisées sur cette carotte, permettant une bonne compréhension de la sédimentation en ce point depuis le haut Moyen Âge. Les dépôts sont argileux entre le VII^e et le X^e siècle, puis la sédimentation est caractérisée par de nombreux dépôts sableux dont certains présentent une granodécroissance : ce sont des niveaux de crue. Certains dépôts sableux sont même granocroissants, ce qui est plus rare et peut être interprété comme résultant des courants hyper concentrés (HCF) lors d'épisodes très dynamiques, comme la mise en place de lobes de crevasse (Miall 2006, pp. 175-176). Entre ces sables plus ou moins grossiers, des lits d'argiles oxydées renvoient à un milieu émergé périodiquement. Avant 1279-1393 cal AD, on observe une nouvelle phase de décantation d'argiles organiques. Le milieu est alors protégé et immergé, malgré quelques épisodes sableux de crue. Les 85 derniers centimètres sont caractérisés par une alternance de dépôts oxydés sableux et argileux. La datation réalisée à 35 cm sous la surface, comprise entre 1955 et 1957 (à 93,9 % de probabilité), montre que cette alternance, caractéristique d'un milieu à nouveau exposé aux crues et régulièrement émergé, est probablement moderne à contemporaine. Les mesures de susceptibilité effectuées ne permettent pas de dissocier significativement les différences lithologiques observées. Le signal est globalement faiblement positif, c'est-à-dire à tendance

paramagnétique (Dearing 1999, p. 38). Les niveaux plus grossiers semblent se traduire par une susceptibilité plus faible, ce qui pourrait s'expliquer par une plus grande proportion de minéraux diamagnétiques comme le quartz et les carbonates au sein de la fraction grossière. Les niveaux plus argileux pourraient à l'inverse contenir plus de matériaux ferreux, mais le signal est alors très atténué par la présence de matière organique, diamagnétique. Il faut constater que la mesure n'apporte pas ici d'éléments de réflexion pertinents du fait de la variabilité indéniable du signal entre les séries de mesures, ce qui complique la mise en évidence d'une évolution de la susceptibilité magnétique en relation avec la lithologie observée.

La seconde séquence, observée au niveau du carottage K10 LBA, se met en place en milieu abrité entre 43 cal BC et 85 cal AD (Fig. 237). En effet, le comblement débute par le dépôt, sur des graviers potentiellement würmiens ou rissiens, d'un mètre d'argiles réduites dans lesquelles on distingue des lits particulièrement enrichis en matière organique. On est donc en présence d'une sédimentation mise en place par décantation d'argiles sous une tranche d'eau assez importante pour empêcher le développement d'un sol de marais. Il s'agit très probablement d'une mare où de nombreux végétaux se développent puis s'accumulent au fond sans dégradation de matière organique en raison de la stratification des eaux. Les restes organiques se font plus rares à partir de 240 cm sous la surface, au profit d'argiles de plus en plus claires. Entre 1 m et 1,8 m de profondeur, la sédimentation argileuse est encore plus rarement organique, et présente des traces d'oxydation probablement dues aux variations altitudinales du sommet de la nappe phréatique. De plus, cette partie de la carotte est affectée par de nombreux dépôts de sables moyens et fins parfois granoclassés, indiquant l'arrivée de crues dans ce milieu abrité. Le niveau suivant, d'une épaisseur de 50 cm, est constitué d'argiles sableuses oxydées affectées par la pédogenèse et caractérisée par la disparition des niveaux organiques. Les derniers dépôts sont essentiellement sablo-argileux, et correspondent très probablement au mode de sédimentation actuel, celui d'une plaine d'inondation nourrie par les dépôts de crue et développant des niveaux de sol entre chaque épisode. D'une manière générale, l'histoire sédimentaire enregistrée ici est celle d'une émergence, la mare permanente du début de notre ère est de plus en plus souvent asséchée en même temps que les crues sont plus nombreuses. Puis le développement et/ou la conservation de la matière organique n'est plus possible à partir d'un mètre sous le sol actuel, et les argiles qui se déposent alors sont oxydées et bioturbées. On est à ce moment dans une plaine alluviale distante du chenal, à moins que les crues issues de ce dernier ne soient pas très intenses. Le dernier niveau reflète les conditions actuelles, caractérisées par une sédimentation sableuse de crue régulièrement bioturbée par le

développement racinaire. Le début de la sédimentation est, ici, contemporain de l'unité U1 observée sur les coupes de berge, qui traduisait une plaine alluviale marécageuse régulièrement envahie par des dépôts grossiers. Au début de notre ère puis sur une période indéterminée, la décantation d'argiles en milieu disoxygène prévaut ici sans alternance avec des niveaux sableux, ce qui tend à indiquer que le milieu est alors plus abrité du chenal qu'au niveau de l'unité U1 des berges actuelles du Doubs, probablement en raison de la présence, à l'époque, d'une barre latérale entre le lit actif et le point carotté, comme celle qui protège aujourd'hui l'emplacement de K1 LBA.

Le dernier carottage réalisé sur la barre latérale (K11 LBA) est le plus proche de la limite du lit moyen du Doubs, quatre mètres en contrebas d'un lambeau de terrain légèrement plus élevé sur lequel est implanté le hameau de « La Barre », position renforcée par la présence d'une digue (Fig. 238). La dépression du paléochenal qui borde cet ouvrage est encore bien marquée, ce qui a favorisé le choix de l'implantation du carottage (Fig. 235). Le remplissage est ici épais de 4,77 m et repose sur des graviers qu'il est tentant de rapprocher des dépôts de la dernière glaciation ou du premier terme de la formation de Saint-Cosme. En effet, on rencontre ces dépôts graveleux à la même altitude d'environ 168,5 m NGF sur les quatre forages du lit majeur utilisés pour réaliser la coupe de synthèse (Fig. 226). Le début du comblement argileux de ce chenal est daté des années 2118-1884 cal BC, ou 2039-1884 à 91,9 % d'intervalle de confiance. Cet âge est le plus ancien de la fenêtre d'étude, ce qui est assez cohérent au vu de sa position géomorphologique, un paléochenal très profond en bordure du lit moyen. Le comblement observé au niveau de K11 LBA débute par des argiles sableuses réduites très riches en débris végétaux, très homogènes sur 2,5 m d'épaisseur, avec une phase légèrement plus sableuse de 80 cm qui n'a pas pu être prélevée car saturée en eau (Fig. 238). Les débris organiques sont particulièrement abondants sur le premier mètre. Le faciès de cette première phase de dépôt correspond à la base de la sédimentation observée sur les carottages K1 et K10 LBA et interprétée comme les dépôts de décantation qui se mettent en place sous une tranche d'eau permanente abritée du courant par la barre mais reliée au chenal en aval (Fig. 235 B). Cette phase de décantation disoxygène est particulièrement bien développée ici. Elle est suivie par un niveau de sables fins à moyens riche en fragments de végétaux, puis par trois niveaux granodécroissants des sables fins aux argiles. Cette phase de dépôts événementiels, très probablement mis en place lors de crues, marque la fin de la sédimentation disoxygène. Par la suite, les dépôts sont réduits, silto-argileux, parfois sableux et toujours bioturbés par des racines, ce qui correspond très probablement à la croissance verticale d'une plaine alluviale, contrôlée par des crues entre lesquelles les sols se développent.

La formation de la barre latérale au Doubs à Saunières, composée de dépôts coalescents migrant à la fois vers le centre du chenal actif et vers l'aval, est marquée par trois zones en creux, qui correspondent à des zones abritées du courant actif, mais en eau. Le comblement des creux évolue verticalement vers des sols de plaine alluviale après une phase de transition où la sédimentation argileuse de décantation est entrecoupée de dépôts événementiels plus grossiers. Lors des inondations, ces zones peuvent encore de nos jours être occupées par un chenal temporaire (Fig. 239). La datation du début de la sédimentation argileuse permet de mettre en évidence trois phases où les barres protègent des zones marécageuses. La première remonte au début du second millénaire avant notre ère, la seconde au début de notre ère et la dernière au VII^e siècle. D'un point de vue paléoclimatique, ces périodes correspondent plus à des phases de bas niveaux lacustres dans le massif du Jura, qui forme une grande partie du bassin versant du Doubs (Fig. 240). Par conséquent, on pourrait avancer que les baisses de niveau des lacs jurassiens se refléteraient dans la basse vallée du Doubs par le dépôt et la mise en place de barres latérales en rive convexe, protégeant localement de petites zones marécageuses. On peut envisager que l'émersion des barres attire par la suite la fixation des dépôts de crue sur ces points, les élargissant et les accroissant vers l'aval. La croissance des barres isole dans un premier temps du courant ces dépressions et favorise la sédimentation organique en milieu disoxygène. Au fur et à mesure de la migration de la barre vers l'aval, la dépression enregistre de plus en plus de dépôts de crue sableux au sein de la sédimentation de décantation. Pour finir, la dépression est comblée et une sédimentation de plaine alluviale se met en place.

La reconstitution de l'histoire de la mise en place des barres coalescentes de Saunières permet de remettre en perspective l'évolution du méandre de « La Morte », dont la boucle amont débouche en face du lieu-dit « La Barre ». Du strict point de vue de l'analyse visuelle, le cours actuel du Doubs, auquel les barres sont parallèles, semble avoir recoupé le méandre. Or les âges radiocarbone contredisent *a priori* ce scénario. En effet, selon la datation réalisée à 3 m de profondeur sur le carottage K1 LM (Fig. 234), ce méandre aurait fonctionné avant le début de la sédimentation argileuse datée de 901-1036 cal AD. Ce chenal aurait donc été en eau au moment où, à « La Barre », le comblement argileux du dernier creux visible se met en place (entre 609 et 683 cal AD). Or, la reconstitution du mode de croissance de ce secteur semble indiquer que le Doubs suit son tracé actuel depuis le début du second millénaire avant notre ère. Deux hypothèses peuvent donc être envisagées :

Le Doubs suivait globalement son tracé actuel au moment de la mise en place des deux premières mares protégées de « La Barre », vers 2000 av. J.-C. et au début de notre ère. Au

cours de la période romaine et/ou au tout début du Moyen Âge, le méandre de « La Morte » se développe, abandonnant un ancien chenal à peu près à l'emplacement du lit actuel en bordure de « La Barre ». Le méandre est recoupé peu avant le VII^e siècle, et le tracé reprend à la fois son ancien lit et son style, favorisant la formation d'une nouvelle barre à Saunières, associée à une mare protégée où les argiles commencent à décanter entre 609 et 683 cal AD.

La datation réalisée à « La Morte » donne la fin d'une phase de réactivation du méandre. Ce dernier pourrait donc s'être formé bien auparavant, et avoir été recoupé juste avant la formation des barres de Saunières. Dans ce cas, la réactivation postérieure du méandre aurait eu lieu entre *ca* 2000 av. J.-C. et le X^e siècle de notre ère. Dans le cas où cette hypothèse se vérifierait, elle impliquerait que la réactivation ait été particulièrement dynamique puisqu'elle a provoqué l'érosion du comblement antérieur sur au moins 3 m à l'emplacement du carottage, qui se situe au centre de cet ancien chenal.

Seuls d'autres carottages et datations permettraient peut-être d'apporter de nouveaux éléments corroborant l'un ou l'autre de ces scénarios, ou faisant ressortir une autre possibilité. Les raisons de la formation d'un tel méandre sont loin d'être évidentes dans cette partie de la basse vallée du Doubs, d'autant plus que cet ancien tracé est le seul visible à la surface du lit majeur, et qu'il est particulièrement ample et marqué dans la vallée actuelle, avec une forme contrainte à l'est par l'affleurement des argiles de la formation de Saint-Cosme.

3. LE FRANCHISSEMENT DE PONTOUX

Le franchissement de Pontoux aurait pu perdurer de la seconde moitié du I^{er} siècle av. J.-C. jusqu'à la fin de la période romaine, voire au début du Moyen Âge (Fig. 104). Ses abords ont pu bénéficier de prospections géophysiques sur les deux rives, ainsi que de nombreuses observations sédimentologiques en rive gauche. Cette dernière présentait en effet plusieurs avantages en termes de potentiel d'enregistrement sédimentaire. En premier lieu, cette berge n'est pas endiguée en ce point, à l'inverse de la rive droite où la sédimentation de berges est masquée par les remblais (Fig. 241). De plus, on y observe la présence d'une barre latérale au chenal actuel, flanquée par un paléo-chenal en bordure de lit majeur. Cet ancien tracé, parfois réactivé lors des crues (Fig. 242), est encore relié au chenal sur la Carte d'état-major de 1835 et le cadastre napoléonien de 1836, mais sa branche aval est fermée sur la Carte de la Saône de 1862-1863. L'eau est toujours présente en 1910, tandis que la carte IGN actuelle ne montre qu'un creux topographique (Fig. 243). Les photographies aériennes consultées ne permettent pas d'exclure ou de confirmer la présence d'eau entre 1910 et 2011 en raison du couvert végétal. Les deux rives du Doubs présentent ici un grand potentiel archéologique en raison de la présence du pont antique et la faible migration latérale que semble avoir connue le Doubs sur le temps long. En rive gauche, sur le versant, au lieu-dit « Le Clos », la découverte de « *tuiles à rebord et de dalles* » a été signalée (Armand-Calliat dans Joannelle 1977, p. 57, citée par Sauty 2007, vol. II p. 270). En rive droite, à « La Parelle », dans le lit majeur en contrebas de la digue, on signale la découverte de céramique, de tuiles et de briques romaines, ainsi que des tessons médiévaux (Sauty 2007, vol. II pp. 258-259).

3.1. RÉSULTATS DES PROSPECTIONS GÉOPHYSIQUES

Un des principaux buts de ces recherches était d'essayer de retrouver les traces de la voie ayant mené au pont de Pontoux à l'époque romaine voire au haut Moyen Âge, afin d'identifier les berges antiques, ainsi que d'éventuels implantations proches. La rive gauche a pu faire l'objet de l'acquisition de mesures de la résistivité électrique sous la forme de deux coupes et d'un plan, tandis que la rive droite, dans le but de couvrir plus de surface, a été prospectée au moyen d'un magnétomètre (Fig. 241).

3.1.1. Anomalies du pseudo-gradient magnétique en rive droite

La carte obtenue à l'origine était extrêmement peu lisible, il a donc fallu traiter les données brutes pour supprimer au mieux le « bruit » des cartes. Outre la suppression des mesures aberrantes, un filtrage anti-chevron a été appliqué. Le résultat, encore relativement peu net, est présenté sur la figure 244, avec deux échelles de couleurs différentes pour faciliter la lecture.

La possible voie antique ayant mené au pont antique n'a pas pu être retrouvée lors de ces prospections. On peut observer, dans une parcelle distante du Doubs, un tronçon grossièrement linéaire, formé d'un cailloutis riche en céramique et en fragments de terre cuite architecturale qui affleure sur plusieurs dizaines de mètres et pourrait éventuellement être un vestige du tracé routier antique. Les coordonnées de son axe central ont été replacées par rapport aux vestiges présents dans le Doubs et à l'emplacement supposé de la nécropole mérovingienne du « Champ de la Velle », fouillée au XIX^e siècle en rive droite sur la commune de Charnay-lès-Chalon (Fig. 245 ; Rebourg 1994, p. 480 ; Sauty 2007, vol. III., pl. 165). En effet, la zone des inhumations aurait pu être implantée le long du tracé antique qui franchissait le Doubs. Une certaine connexion entre les deux rives du Doubs semble en tout cas possible, des bois horizontaux contemporains de la nécropole de Charnay ayant été découverts en rive gauche du Doubs.

La voie antique n'a pas été retrouvée lors des prospections. La seule anomalie linéaire de la carte, A, est causée par la limite entre deux parcelles différentes (Fig. 244). Il ne s'agit vraisemblablement pas du tracé de la voie rejoignant le pont, bien que parfois les axes de communication antiques aient servi à établir les limites parcellaires (Chevallier, 1998 p.101). Toutefois, dans le cas de cette carte, faute d'arguments, il est impossible de proposer que A puisse être considérée comme les vestiges de la voie antique, qui est peut-être enfouie trop profondément pour être détectée.

L'anomalie B présente un plan grossièrement rectangulaire et est délimitée par des valeurs comprises entre -3 et 3 nT/m. Au sein de B, on remarque deux anomalies d'intensité plus importante (C et D affectant respectivement le champ de -5 et -1,5 nT/m). Bien que le signal soit assez flou, il pourrait s'agir des vestiges d'un bâtiment de dimensions importantes (60 m par 35 m environ) dont la partie sud-est n'a pas été détectée lors des prospections, peut-être en raison de son enfouissement sous la levée ou de l'érosion des berges du Doubs. Aucune datation ne peut être avancée pour cette anomalie, même si beaucoup de céramiques romaines jonchaient la parcelle, ainsi que des morceaux de *tegulae*, des fragments de calcaire et de terre cuite architecturale. Les deux anomalies C et D détectées à l'intérieur du bâtiment peuvent être des

zones rubéfiées (foyer, incendie ?) ou des blocs de terre cuite, voire du métal enfoui assez profondément pour n'affecter que faiblement les capteurs. D'une manière générale, le plan de la structure B étant peu net, il est difficile d'être catégorique quant à sa nature. On peut distinguer une autre perturbation (E), inscrite dans l'anomalie B, affectant le champ magnétique sur une fourchette allant de 2 à 4 nT/m. Comme le signal est positif, le sol contient là plus d'éléments diamagnétiques. L'anomalie E forme grossièrement une ellipse allongée selon un axe nord-sud, d'approximativement 35 m sur 19 m, dont il manquerait, comme pour B, la partie sud-est. Elle semble interrompue sur 3,5 m dans sa partie ouest. Encore une fois, la carte ne nous fournit pas d'indices-clés permettant de dater ou de déterminer avec certitude la nature de cette anomalie. B et E semblent inscrites l'une dans l'autre. Une hypothèse serait d'interpréter l'anomalie E comme les restes d'un fossé. Une autre proposition serait de penser que E forme le plan brouillé d'un bâtiment constitué de blocs calcaires (cette roche, très pauvre en minéraux ferromagnétiques tire la valeur du gradient vers les positifs, d'où les valeurs comprises entre 2 et 4 nT/m). Cette structure, lors de sa destruction, aurait formé l'anomalie B par la chute des éléments constitutifs des murs. On aurait donc un bâtiment E, entouré de ses débris de démolition B.

La forme des anomalies et leurs faibles intensités ne permettent pas d'aller plus loin dans l'interprétation déjà poussée de la carte obtenue. Pour nuancer le propos, il est aussi plausible que l'on n'ait pas retrouvé ici les vestiges d'une construction, mais simplement un épandage de débris issus de la digue, ce qui expliquerait la présence de vestiges romains en surface du champ. En effet, une série de documents retrouvée aux Archives Départementales de Saône-et-Loire semble indiquer que les matériaux tirés de la destruction du barrage du moulin de Pontoux, et donc d'une partie des piles du pont romain sur lesquelles il était implanté, a pu « servir à la protection des digues de Charnay si celles-ci se refont un jour » (Annexe 10 ; Gourillon 2012, p. 41). Il s'agit d'un échange administratif entre ingénieurs des Ponts et chaussées suite à une lettre écrite par l'entreprise de « dragage, matériaux et charbons Georges Montupet ». Ce courrier, daté du 13 septembre 1955, propose de vendre des matériaux issus des dragages au service des Ponts et Chaussées dans le cas où cette administration pourrait faire détruire le barrage de Pontoux et libérer le passage pour les dragues, afin d'exploiter les zones en amont. Ce courrier indique en outre que l'enlèvement de l'obstacle pourrait profiter aux digues : « ...il y a beaucoup de pierres qui pourraient être utilisées pour la défense des digues... ». Les échanges entre les ingénieurs semblent entériner ce projet, et on sait qu'une partie des piles romaines ont été arrachées. On aurait donc pu utiliser les remplissages des

caissons détruits du pont, formés de gravats et de fragments d'objets romains divers (dont des *tegulae*), pour renforcer les digues proches de la rive droite. Dans ce cas, un épandage de matériaux, dont de nombreux débris antiques, a pu se retrouver en contrebas de la digue, dans la zone où le pseudo-gradient magnétique a été mesuré.

3.1.2. Cartographie de la résistivité en rive gauche

Lors de cette opération, 2120 m² ont pu être prospectés en bordure du lit majeur du Doubs, soit 2225 points dont certains ont dû être doublés pour confirmer les mesures sortant de la moyenne. La carte de la résistivité électrique montre dans l'ensemble de la zone une série de valeurs comprises entre 5 et 125 Ω.m. Un certain nombre d'anomalies ont pu être détectées grâce à cette méthode (Fig. 246).

Anomalie A : Bordure du lit majeur érodant la terrasse, faisant apparaître les couches sous-jacentes dont une zone dans la continuité possible du pont romain, dans le coin ouest, qui présente une forte résistivité.

Anomalies B : Deux anomalies parallèles et allongées plus résistives que leurs alentours. Il pourrait s'agir de deux limites parcellaires qui correspondraient à peu près au cadastre actuel (Fig. 247). Il pourrait y avoir eu des haies séparant des parcelles différentes, avec des labours accumulant des graviers à leurs limites, expliquant ainsi la résistivité plus importante.

Anomalie C : Cette structure aux limites très nettes tranche avec les enregistrements avoisinants. Une telle forme est difficilement explicable par l'action de phénomènes naturels, la netteté des bords semblant bel et bien plaider pour une structure anthropique. La résistivité apparente peut atteindre 90 Ω.m pour un minimum de 45 Ω.m. Il pourrait s'agir de restes de murs ou de fondations avec des fragments de roches comme des calcaires, augmentant la résistivité localement au regard du substrat argileux.

Anomalie D : Cette anomalie semi-circulaire, d'un rayon de 3 m environ, est implantée au niveau d'un décrochement dans le plan de C. Elle présente les valeurs de résistivité les plus importantes de la surface prospectée (90 à 125 Ω.m). Il pourrait s'agir d'une structure maçonnée plus massive ou plus proche de la surface que C.

Anomalie E : Cette anomalie carrée de 7 m de côté ressemble beaucoup à C, tant du point de vue des valeurs de résistivité apparente que de la netteté des limites. Elles pourraient toutes deux appartenir à un même ensemble de structures anthropiques.

Anomalies F : C'est au niveau de ces deux anomalies allongées et parallèles, qu'on trouve les valeurs de résistivité apparente les plus faibles de la campagne de prospections. Leur très forte conductivité au regard de l'encaissant ne peut s'expliquer que si on trouve à cet

emplacement des argiles plus homogènes, de l'eau ou une grande concentration de minéraux métalliques. On pourrait avoir à faire à des fossés de drainage comblés d'argiles imperméables et donc plus humides que les zones avoisinantes. Il est également envisageable que ce signal ait été engendré par des canalisations métalliques. Dans tous les cas, ces deux lignes s'interrompent en atteignant les anomalies C et E.

Seuls des sondages réfuteront ou confirmeront le plan de ces éventuelles structures, leur âge et leur nature. Il reste néanmoins qu'au niveau de cette parcelle située à peu près dans l'axe du franchissement romain, certaines des anomalies mesurées s'organisent dans l'espace pour former un plan qui évoque des constructions.

3.1.3. Profils de résistivité électrique en rive gauche

La résistivité a été mesurée sur deux profils à partir de la terrasse alluviale la plus haute jusqu'au bord du Doubs, avec une interruption entre les deux profils en raison de l'implantation du sondage EF en bordure du lit majeur (Fig. 241).

La première unité de la coupe AB (Fig. 248), AB1, est caractérisée par une résistivité très faible, ne dépassant pas 30 Ω .m, très vraisemblablement liée à un niveau principalement argileux (Fig. 47). D'après la carte géologique et les données de la Banque du Sous-Sol (Fig. 226), cette unité homogène correspond au second terme argileux et varvé de la formation de saint-Cosme (FLxb). Le sommet de la coupe AB est caractérisé par un niveau plus résistif (AB2, 30 à 70 Ω .m) qui s'épaissit vers le bas du versant pour dépasser 1,5 m d'épaisseur. Une zone de résistivité couvrant des valeurs de 70 à 100 Ω .m est présente en surface (AB3), mais ne correspond pas à une anomalie détectée en plan. Vers l'origine du profil, en revanche, les valeurs de résistivité sont comprises entre 100 à 200 Ω .m, ce qui peut correspondre à des roches non massives, comme des moellons, et confirmerait la présence des anomalies détectées en plan (AB4). Ces potentiels vestiges de bâtiments sont enregistrés sur moins de 2 m d'épaisseur.

Le profil CD (Fig. 248) permet de prolonger les observations réalisées sur AB. Les valeurs de la résistivité y sont globalement plus importantes, et la géométrie des niveaux observés plus complexe. En effet, le comblement du lit majeur du Doubs actuel présente de considérables variations latérales dans la nature des dépôts. L'interprétation en est par conséquent plus ardue. La première unité est caractérisée par des valeurs de résistivité allant de 30 à 60 Ω .m (CD1). Il est tentant de rapprocher ce niveau de AB1 sur des critères altitudinaux et géomorphologiques, bien que les valeurs soient ici bien plus élevées. Il est possible que le modèle de résistivité apparente calculée ait, pour la coupe CD, été quelque peu influencé par les deux zones beaucoup plus résistives qui l'entourent. À moins qu'il ne s'agisse d'un niveau différent, par exemple

plus riche en sables qu'AB1. CD2, qui repose sur CD1, est très vraisemblablement formée de sables plus ou moins argileux (90 à 400 Ω .m). CD3 recoupe le sommet de CD2 selon un profil légèrement asymétrique qui pourrait évoquer celui d'un petit paléochenal. Son remplissage est relativement résistif (40 à 80 Ω .m), et pourrait à ce titre être composé de sédiments sablo-argileux. CD2 est également recoupé par CD4, dont la forme de la partie visible semble correspondre à un paléochenal. De plus, son remplissage est caractérisé par de faibles valeurs de résistivité, comprises entre 20 et 40 Ω .m et pouvant tout à fait concorder avec des argiles. L'unité CD5 correspond à un comblement probablement plus sableux (50 à 90 Ω .m), tandis que sa forme évoque de nouveau un chenal. Ce dernier se serait incisé dans les dépôts du chenal précédent (CD4), en bordure du lit majeur. La dernière unité du profil CD est la plus proche de la rive actuelle du Doubs, et présente une large gamme de résistivité allant de 60 à 800 Ω .m (CD6). Ces valeurs sont plus fortes près du chenal actuel et augmentent également près de la surface. Ces deux faits, associés aux observations de coupes de berge réalisées sur la fenêtre d'étude, semblent montrer que les valeurs mesurées correspondent aux dépôts de levée actuels du Doubs, dont la teneur en particules fines diminue avec le temps, tandis que la décroissance de la résistivité à mesure de l'éloignement au chenal correspondrait à la baisse de compétence du courant, en raison de la perte d'énergie engendrée par la difficulté à dépasser les levées.

Ces mesures permettent de mettre en évidence une chronologie relative des grandes unités sédimentaires qui se sont succédé en rive gauche du Doubs, au droit du pont romain. Après le dépôt des argiles lacustres de la formation de Saint-Cosme (AB1 et CD1), le Doubs les incise, avant de mettre en place une barre sableuse (CD2). Le sommet de CD2 est lui-même incisé par un petit chenal, comblé par la suite de sables et d'argiles (CD3). En bordure du lit majeur actuel, un chenal vient éroder CD2, avant d'être à son tour abandonné et colmaté par des argiles (CD4). À une époque indéterminée, des structures anthropiques sont mises en place au sommet du versant (AB4). Latéralement, il peut correspondre à un niveau plus résistif que les argiles sous-jacentes (AB2), qui va en s'épaississant vers le bord du lit majeur. Un chenal est réactivé en bordure de versant et remanie partiellement les dépôts argileux de CD4. Son comblement semble argileux et sableux (CD5). Les derniers niveaux visibles sont les dépôts de levée récents à actuels qui se mettent en place lors des crues du Doubs (CD6).

3.2. LES DÉPÔTS ALLUVIAUX DEPUIS LE PONT ROMAIN JUSQU'AU VERSANT

Bien qu'elle ne puisse pas concerner d'aussi grandes profondeurs, l'observation directe des dépôts est cruciale pour calibrer la lecture des valeurs de résistivité des profils de tomographie et proposer des hypothèses cohérentes quant à la mise en place des dépôts. De plus, il est alors possible d'obtenir des éléments de datation directe, comme des éléments anthropiques, ou des échantillons à analyser par radiocarbone.

3.2.1. *La berge actuelle (PTX C AB)*

Ce point d'observation est situé en rive gauche, près de la jonction entre la berge actuelle et le pont romain, sous laquelle des bois mérovingiens ont été retrouvés enfoncés horizontalement dans les dépôts de l'unité U1 décrite pour l'ensemble des coupes de berge⁴³. Les sédiments observés sur la coupe se situent uniquement au-dessus du niveau de la rivière (Fig. 241). La stratigraphie présente une succession de dépôts lités couvrant la gamme des silts aux sables grossiers (coupe AB, Fig. 229). Globalement, les sables deviennent de plus en plus fins au cours du temps. Les niveaux pluricentimétriques silteux et sableux qui alternent présentent un pendage vers le nord, c'est-à-dire vers le Doubs actuel. Tous les niveaux ont été plus ou moins bioturbés par des racines. Aucun élément de datation n'a été retrouvé directement sur cette succession, mais une coupe de berge réalisée quelques dizaines de mètres en aval a révélé, à 1 m de profondeur, des tessons d'assiettes et une bouteille d'huile en plastique qui démontrent le caractère récent de ces sédiments. Il s'agit donc des mêmes dépôts de levée du XX^e siècle observés sur les berges jusqu'à Sermesse, et appartenant à U2b (Fig. 230). Ces niveaux ont été bien détectés sur le profil de tomographie électrique CD, où ils présentent des valeurs de résistivité particulièrement élevées près de la surface, très probablement en raison de l'absence d'humidité dans ces sédiments très poreux hors de portée de la nappe phréatique.

3.2.2. *La barre sableuse (T1, T2 et T3 Ptx)*

Ces forages ont eu lieu au centre du profil CD, et ont donc recoupé les niveaux CD2 et CD3. Ce dernier a été considéré comme le remplissage d'un paléochenal au vu de sa géométrie et des valeurs de résistivité que présente son comblement, où la présence d'argiles était supposée. Cette assertion se voit confirmée par l'observation directe. Sur les trois forages, les sédiments

⁴³ Décrites dans le Chapitre VIII : 2.2.

observés au niveau de CD3 présentent les mêmes caractéristiques (Fig. 249). Il s'agit d'argiles silteuses légèrement sableuses, brun-jaunes, dont la proportion en sables croît avec la profondeur de façon imperceptible, et ce en raison du mélange homogènes des différentes granulométries (photographie de la Fig. 249). L'absence de structures sédimentaires distinctes, ajoutée au fait que l'argile et le sable sont homogénéisés, semble corroborer le fait que ces sables et argiles sont anciens. En effet, les sables et les argiles ne peuvent se déposer en même temps au même endroit dans le cadre de dépôts alluviaux, mais les niveaux peuvent être mélangés au bout d'une longue durée par bioturbation.

D'après les données de forages de la BSS, ces dépôts peuvent correspondre avec le terme supérieur de Fy, et seraient donc associés à la fin de la dernière glaciation (Fig. 226). Les descriptions des cartes géologiques de Seurre et Pierre-de-Bresse semblent confirmer cette attribution. En effet, elles indiquent que la sédimentation supérieure de Fy, épaisse de 2 à 4 m, est de couleur bistre clair à grisâtre et essentiellement argileuse bien que l'on y trouve toujours des sables en proportion variable (Fleury *et al.* 1982 p. 19 et 1985, p. 22).

Au-dessous de ce niveau, les dépôts sont plus sableux, ce qui est confirmé par les mesures de résistivité. Le carottage T2 PTX est celui qui montre le mieux la sédimentation du niveau nommé CD2 sur la coupe de résistivité apparente. Il s'agit de dépôts majoritairement sablo-argileux et parfois graveleux de 2,5 m d'épaisseur, entrecoupés de six niveaux d'argiles brunes qui représentent des phases de calme dans la sédimentation. La limite supérieure des niveaux fins présente toujours une transition brutale avec les sables qui les recouvrent, alors que ces derniers s'enrichissent progressivement en argiles et que leur granulométrie diminue des sables aux argiles sableuses jusqu'à l'apparition progressive d'un autre niveau argileux brun. On a donc six séquences, dont la dernière est enregistrée sur le profil électrique comme CD3 alors que les autres, plus grossières, appartiennent à CD2. Elles représentent une réactivation rapide de la dynamique alluviale, suivie par la diminution progressive de la force de l'écoulement jusqu'à permettre la décantation d'argiles. Il s'agit donc probablement d'une plaine alluviale à multiples chenaux évoluant rapidement de l'activité à l'abandon et/ou déposant de nombreux lobes de débordement, avec une aggradation verticale relativement importante. Le carottage T2 PTX s'achève sur des graviers aux alentours de 172 m NGF, au-dessus desquels on distingue un fin niveau d'argiles réduites. Les sédiments grossiers de la base du carottage pourraient correspondre à la fin du premier terme, grossier, de la formation de saint-Cosme (FLxb) ou au sommet du premier terme des sédiments du cycle Fy.

Les sables argileux qui forment la barre latérale du Doubs au niveau de Pontoux semblent être issus du cycle Fy, et par conséquent de la fin de la dernière glaciation, sous l'influence d'un

système probablement anastomosé, mais non en tresse, étant donné le peu de dépôts grossiers. La forme actuelle de la barre n'est donc pas ici issue d'un processus de croissance coalescente comme à Saunières, mais plutôt de l'érosion des dépôts weichséliens en bordure du lit majeur par les paléochenaux détectés sur le profil de résistivité CD.

3.2.3. La bordure du lit majeur (PTX C EF)

Ce point d'observation se situe en bordure d'un paléochenal qui a fonctionné à deux reprises depuis la fin de la dernière glaciation, et comblé par les sédiments enregistrés sous les termes de CD4 et 5 sur le profil électrique CD (Fig. 241).

Au fond du sondage PTX C EF (Fig. 250), la sédimentation commence par un niveau argilo-sableux jaunâtre bioturbé (US 1). Son faciès est tout à fait analogue à celui du premier niveau retrouvé dans les forages T1 à T3 PTX, et appartient donc au cycle Fy.

Au-dessus de l'US 1, les US 2 à 6 montrent une alternance de séquences limono-argileuses à sablo-argileuses, et de fins niveaux de cailloutis riches en éléments anthropiques (calcaires allochtones, céramique, TCA, charbons, etc.). Le caractère hétérométrique de ces derniers cailloutis, et les nombreux fragments d'objets antiques qu'on y trouve, laissent à penser que ces unités représentent des recharges et niveaux de sol d'époque romaine surmontant des couches successives, fines et sans élément anthropique, qui pourraient correspondre à des niveaux de crue. C'est souvent dans ces derniers que l'on a découvert des charbons de bois qui ont pu être datés. Les recharges successives pourraient s'inscrire dans la volonté d'assainir des terrains sujets à des inondations répétées, engendrant d'importants dépôts silto-argileux à proximité du franchissement romain. Les datations radiocarbone ont permis de confirmer le caractère antique de cette succession. En effet la date située le plus haut dans la stratigraphie donne une fourchette comprise entre 428 et 603 cal AD, et la plus profonde, entre 180 et 385 cal AD. Le sommet de la séquence date donc de la fin de l'Antiquité ou du début du Moyen Âge. La datation des premiers niveaux de recharge pourrait être affinée, l'intervalle à 95 % de confiance donnant une fourchette comprise entre 214 et 385 cal AD. Aucune date n'est antérieure, alors que le premier état de franchissement pourrait avoir été implanté entre le premier siècle av. J.-C. et le premier siècle ap. J.-C. Ces dépôts sont donc contemporains de la seconde moitié de la période de fonctionnement du franchissement (Dumont *et al.* 2011g)

L'US 7 regroupe très probablement plusieurs niveaux distincts à l'origine, mais remaniés par les labours en un seul ensemble. Cette unité ne présente par conséquent pas de stratigraphie claire. On y trouve beaucoup de matériel archéologique de diverses époques, datés entre la période antique et le Moyen Âge, voire le début de l'époque moderne (monnaie romaine,

tomettes et céramiques postérieures au XII^e siècle). Ce niveau pourrait correspondre à la mise en culture sur le temps long de cette parcelle entre la fin de l'Antiquité et le début de l'époque moderne. L'US 7 est recoupée par deux fosses (US 10 et 11) pouvant être associées à des chablis en raison de leur géométrie. Leur remplissage, assez similaire à l'US 7, contient des objets antiques et médiévaux.

Les US 6 et 7 sont recoupées latéralement par le creusement successif de deux inhumations. Le plus récent (US 9) recoupe le remplissage de la première sépulture (US 8) pour se terminer plus profondément. La première fosse, contenant l'individu 1, n'est pas visible sur la coupe puisque son emprise est entièrement remaniée par l'US 9 sur l'axe du relevé. En revanche, la relation entre les deux creusements a été relevée en plan (Fig. 251). Le squelette de l'inhumation la plus récente a été daté entre 647 et 766 cal AD. Si certains os de l'individu 2 sont encore en place, comme les tibias, les fibulas, le fémur gauche et le tarse droit, en revanche la patella, la partie proximale du fémur gauche, le fémur droit et le coxal gauche sont absents alors qu'ils devraient apparaître. Il est probable que cette sépulture ait également en partie été remaniée, peut-être par une autre fosse contenant les fragments de crâne d'un autre individu mais dont la limite de creusement n'a pas été perçue dans la stratigraphie. La face d'apparition des restes de l'individu 2 est ventrale. La tombe la plus ancienne, recoupée car il manque toute la partie inférieure du corps, est donc postérieure à 428-603 cal AD (sommets de l'US 6) et antérieure à 647-766 cal AD (individu 2). Les restes de l'individu 1 n'ont pas pu être datés par radiocarbone car la vertèbre lombaire analysée ne contenait pas suffisamment de collagène.

La dernière unité, l'US 12, est caractérisée par la présence de mobilier contemporain et de traces de défonçage importants. Cette parcelle était autrefois cultivée en vigne d'après la Carte de la Saône éditée entre 1862 et 1863 (Fig. 243).

D'une part, la coupe montre des niveaux datant de l'Antiquité à l'actuel. On notera l'abondance du mobilier gallo-romain dans tous les niveaux postérieurs à cette période, ce qui démontre qu'ils sont en position secondaire et qu'un site proche est en cours d'érosion depuis la fin de l'époque romaine. Il pourrait s'agir de niveaux correspondant aux éventuels bâtiments situés plus haut sur le versant, et détectés lors des prospections géophysiques.

D'autre part, on a découvert au moins deux sépultures datées entre la toute fin de l'Antiquité et les VII^e-VIII^e siècles ap. J.-C. La présence de ces deux inhumations successives sur une zone très réduite laisse penser que d'autres restes pourraient être conservés plus haut sur le versant. On est alors tenté d'établir le rapprochement entre ces deux sépultures et deux faits archéologiques connus : d'une part la proximité très probable de la voie romaine menant au pont sur le Doubs, le long de laquelle une nécropole a pu être implantée ; d'autre part, la

présence, sur la rive opposée, de la nécropole mérovingienne de Charnay-lès-Chalon, contemporaine à immédiatement antérieure aux inhumations de Pontoux. Bien que quelques indices soient datés des IV^e-V^e siècle ap. J.-C., la plus grande partie du mobilier conservé provenant de la nécropole de Charnay est en effet daté entre le troisième tiers du VI^e siècle et la seconde moitié du VII^e siècle (Gaillard de Sémainville 2006, p. 4).

La troisième conclusion est d'ordre géomorphologique. Au niveau de la coupe, l'US 7, qui contient de la céramique postérieure au XII^e siècle, est recoupée par la bordure actuelle du lit majeur. Les deux paléochenaux détectés par profil de résistivité sur la bordure du lit majeur (CD4 ou CD5) peuvent avoir été responsables du remaniement des niveaux archéologiques qui devaient se poursuivre en direction du Doubs sur une étendue aujourd'hui disparue. L'érosion peut avoir eu lieu en deux temps, le chenal CD4 érodant une partie des dépôts archéologiques avant d'être comblé puis réactivé (CD5). L'érosion pourrait également être le seul fait de CD5, le chenal CD4 étant alors antérieur aux niveaux de recharges romains. Aucun forage n'a pu avoir eu lieu entre le carottage T1 PTX et la coupe Ptx CEF, et la question reste donc posée. Toutefois, on sait que l'eau était toujours présente en ce point dans la première moitié du XIX^e siècle (Fig. 243). Il est plus probable, bien que non certain, que le premier paléochenal puis son comblement, au vu de sa taille importante, se soient mis en place avant les niveaux de remblais romains, probablement sur la longue durée. Le léger creux topographique qu'il aurait laissé aurait ainsi pu favoriser l'implantation du second paléochenal au même endroit après le XII^e siècle de notre ère. Ce dernier tracé serait presque colmaté en 1835, n'autorisant la stagnation que d'une faible quantité d'eau.

3.2.4. *Le versant*

Quelques tests peu profonds ont été réalisés à la tarière sur le versant (Fig. 252). Des dépôts d'un mètre d'épaisseur (points T6 à T17), qui correspondent aux US 7 et 12 sur la coupe EF, confirment les données acquises par tomographie électrique (niveau AB2). Ils sont caractérisés par une matrice argileuse complétée de sables grossiers et moyens abondants (Fig. 253). Ils sont riches en éléments d'origine anthropique, tels que des fragments de charbons de bois, de TCA, de tuiles, de mortier de tuileau, de céramique, dont un fragment de sigillée, et de graviers de quartzite et de calcaire allochtones. L'ensemble de ces éléments est très remanié par les labours successifs. L'épaisseur importante du niveau semble indiquer le temps long durant lequel le sol a été travaillé. Les artefacts identifiables sont d'époque romaine. Ces observations renforcent l'idée qu'un site romain a été ou est érodé sur le versant, et pourrait éventuellement correspondre aux anomalies interprétées comme des bâtiments détectées en haut de la parcelle.

D'autres chercheurs ont par ailleurs découvert du mobilier romain et médiéval sur cette parcelle (Armand-Calliat dans Joannelle 1977, p. 57, citée par Sauty 2007, vol. II p. 270). La présence d'un site médiéval est attestée par les deux inhumations découvertes, et une occupation de cette période pourrait également correspondre aux anomalies géophysiques.

3.3. RECONSTITUTION DE LA DYNAMIQUE ALLUVIALE À L'ÉCHELLE PLURIMILLÉNAIRE AU NIVEAU DU SITE DE PONTOUX

Il est désormais possible de résumer les grandes étapes de l'évolution du Doubs au cours du temps en rive gauche et au droit du pont (Fig. 254). Après la mise en place du terme fluvio-lacustre de la formation de Saint-Cosme à la fin du Riss, les argiles varvées sont remaniées au cours de la glaciation du Würm. Après la capture de la Guyotte à la fin du weichsélien, le Doubs se jette dans la Saône en deux endroits, puis privilégie le tracé actuel. On voit alors se mettre en place, à Pontoux, des séquences de dépôt granodécroissantes traduisant l'aggradation verticale du comblement de la plaine alluviale, probablement alors parcourue de nombreux chenaux migrant rapidement. Le Doubs se comporte alors sans doute plus comme un système en anabranches assez dynamique. La dernière séquence, enregistrée comme l'anomalie CD3 sur le profil de résistivité apparente, est moins compactée que les précédentes, ce qui peut expliquer sa plus grande conductivité. Elle semble également plus argileuse, ce qui pourrait traduire la fin de la dynamique alluviale forte ayant présidé au dépôt des niveaux précédents.

Un paléochenal de taille importante, de plus de 20 m de large pour près de 5 m de profondeur, se met en place sur la bordure du lit majeur actuel, érodant les dépôts de la dernière glaciation. Ce chenal postglaciaire est ensuite comblé par des dépôts argileux au sommet desquels se développent des niveaux archéologiques. En l'absence de datations supplémentaires, il est également possible que cet important chenal se mette en place vers la fin du Moyen Âge.

L'histoire des franchissements du Doubs à Pontoux débute peut-être par un gué durant la Protohistoire, si l'on en croit les découvertes faites lors des dragages en 1966 et 1967, et un premier état de pont pourrait exister entre le premier siècle av. J.C. et le premier siècle de notre ère (Dumont *et al.* 2008b, pp. 6 ; 10). Il est en tout cas certain qu'au cours de son fonctionnement, qui pourrait perdurer jusqu'au milieu du VI^e siècle de notre ère, le Doubs dépose des limons de débordement au bord de son lit majeur, autant de niveaux de crue alternent avec des recharges anthropiques datées entre le III^e et le VI^e siècle de notre ère. Ces recharges traduisent probablement la volonté d'assainir le sol dans les alentours du franchissement. Il semble très probable que des bâtiments soient implantés en haut de la parcelle qui domine le lit

majeur au cours de la période romaine. Entre le VI^e et la fin du VIII^e siècle, deux inhumations au moins ont lieu au même endroit, l'une recoupant l'autre perpendiculairement. Les niveaux qui se mettent ensuite en place sont remaniés par les labours, et comportent des vestiges médiévaux postérieurs au XII^e siècle.

Ces niveaux sont érodés en rive gauche par la réactivation du chenal bordant le lit majeur, chenal qui pourrait encore fonctionner de façon réduite dans la première moitié du XIX^e siècle. Il est également possible que ce soit le grand paléochenal précédant qui se mette en place à ce moment-là, puis que le second tracé apparaisse au cours de l'époque moderne.

Au cours du XX^e siècle, les berges du Doubs voient le développement d'épais dépôts de levée pouvant atteindre près de 2 m. Ces niveaux peuvent traduire une réponse du système aux prélèvements réalisés lors des dragages, l'enfoncement du lit et les digues ne permettant pas au Doubs de déborder dans le lit majeur, ni de compenser l'incision du lit par l'érosion des berges, comme en amont de Navilly (Rollet *et al.* 2006, p. 260).

4. ÉVOLUTION DU DOUBS AVAL À L'ÉCHELLE DE LA FENÊTRE D'ÉTUDE

L'analyse des données obtenues sur le secteur Pontoux-Saunières permet d'arriver à un certain nombre de conclusions, à commencer par l'ensemble des dix-neuf datations radiocarbone réalisées sur cette fenêtre d'étude.

L'ensemble de dates A comprend deux dates réalisées dans des carottages et une datation effectuée sur un niveau de cendres au sein du faciès U2b. Cette dernière confirme que les dépôts de levée des berges du Doubs actuel se mettent en place à partir de la seconde moitié du XX^e siècle.

L'ensemble de dates B, médiéval, a été subdivisé en trois sous-ensembles. B1 concerne un niveau fin de décantation d'argiles précédant l'arrivée de niveaux sableux grossiers dans une mare protégée du chenal actif. Ces argiles se déposent à la fin du Moyen Âge, entre la fin du XIII^e et la fin du XIV^e siècle. B2 comprend trois dates assez proches dans le temps, réalisées sur les deux carottages et sur l'unité U1, entre l'extrême fin du IX^e et le milieu du XII^e siècle. B3 concerne deux dates effectuées sur le début de la sédimentation du carottage K1 LBA (début de la décantation des argiles, hors du chenal actif) et les ossements humains retrouvés sur le sondage PTX C EF. L'ensemble de dates B3, du haut Moyen Âge, est compris entre le début du VII^e et la fin du VIII^e siècle AD.

Les deux dates de l'ensemble C correspondent à une transition entre les sous-ensembles D1 et B3, et se situent à la fin de la période romaine et au début du Moyen Âge. Cet ensemble comprend les derniers niveaux de remblais anthropiques dans l'axe du pont de Pontoux, ainsi que l'unité U1 observée sur les coupes de berge.

D1 correspond à la période romaine et comprend trois datations de remblais anthropiques du sondage EF et une date réalisée sur les sédiments de l'unité U1, le tout se situant entre le II^e et le début du VI^e siècle de notre ère. D2, quant à lui, comprend deux dates comprises aux alentours du commencement de notre ère, réalisées sur les dépôts de l'unité U1 et au fond du carottage K10 LBA.

L'ensemble de dates E correspond aux dépôts les plus anciens datés par radiocarbone, associés à la Protohistoire. Il comprend deux dates qu'il est difficile de relier au même ensemble. E1 comporte la date réalisée au commencement de la sédimentation de l'unité de berge U1, immédiatement au-dessus de graviers, au IV^e siècle avant notre ère. Le second sous-

ensemble, E2, date le début de la sédimentation argileuse du premier paléochenal de « La Barre » à Saunières, aux alentours de 2000 av. J.-C.

Les sédiments observés sur le Doubs se sont mis en place entre le début de l'âge du Bronze et l'actuel. La plus vieille date amorce la formation d'une barre latérale au Doubs, les premiers dépôts argileux se mettant en place à l'abri du chenal sur des graviers rissiens ou tardi-weichséliens. Sur les bords du chenal actuel, les séquences étudiées sont assez récentes, et dans l'état de la recherche, jamais antérieures au IV^e siècle avant notre ère. Elles se mettent en place sur des barres de graviers qui pourraient également dater du dernier maximum glaciaire ou du Riss. Une lacune importante semble exister en ce qui concerne les dépôts antérieurs à la seconde moitié du Subboréal, bien qu'il soit toujours possible que ces sédiments n'aient pas été atteints lors de ces travaux.

À la fin de la dernière glaciation, le système en place semble sujet à de nombreuses migrations du ou plus probablement des chenaux actifs. Les séquences granodécroissantes observées en trière à Pontoux montrent, outre que le chenal migre régulièrement, une croissance verticale importante du comblement de la plaine alluviale.

Vers la moitié du Subboréal, aux alentours de 2000 av. J.-C., les premiers dépôts de décantation se mettent en place à l'abri du courant à Saunières. Bien que le système de barres coalescentes de Saunières ne semble pas s'appliquer à Pontoux, on peut se demander si le paléochenal responsable de l'érosion des dépôts fini-weichséliens n'est pas abandonné au même moment, tant leurs positions géomorphologiques, en bordure du lit majeur, semblent proches. Il est toutefois impossible de confirmer cette information en l'absence de données sur l'initiation de la décantation argileuse au niveau du paléochenal de Pontoux.

Au cours de La Tène et jusqu'à la fin du POM (qui dure de 800 à 1120 ap. J.-C. selon Leroy-Ladurie 2004, p. 18), le Doubs présente alors très probablement un système en anastomoses, avec un chenal principal et des bras secondaires éphémères, qui se transforment ou bordent des marécages, où des végétaux se développent et des argiles décantent à l'abri du courant. Ces milieux sont régulièrement affectés par des dépôts de débordement sableux. C'est dans ce contexte marécageux que s'implante le pont romain, et les bords du lit majeur doivent être assainis régulièrement avec des remblais pendant toute la période romaine. À Saunières, cette phase est contemporaine de la mise en place de deux mares abritées du chenal au début de notre ère et au VII^e siècle. En amont du secteur étudié, à Neublans, l'étude multiproxy d'une séquence de chenal abandonné a montré des phases de dégradations ayant mené à une augmentation significative de la charge sédimentaire (Vannière *et al.* 2003, pp. 1296-1297) correspondant

aux phases Petit Maclu 1 et 2 des lacs du Jura (Magny 2004 p.73). La première, Petit Maclu 1 (150 à 250 cal AD), pourrait se traduire, dans le secteur considéré, par le début de l'occurrence de dépôts de crues régulières aux abords des rives du Doubs, assainies par des recharges anthropiques.

Lors du PAG, la décantation d'argiles continue à l'abri du chenal actif, mais les crues sont de plus en plus fréquentes et intenses sur les rives, où se développent des paléosols entre ces épisodes de dépôts grossiers. La nappe est alors haute et la rivière présente un chenal principal localement flanqué d'un petit chenal latéral, comme à Pontoux, où un ancien bras paraît alors réactivé, entraînant l'érosion des niveaux médiévaux et gallo-romains observés en coupe.

Au cours du XIX^e siècle, la pression anthropique sur la vallée alluviale et l'ensemble du bassin devient très importante en même temps que le climat s'améliore à la sortie du PAG. Le niveau du Doubs est alors assez haut, mais les dragages intenses ont provoqué l'enfoncement du lit, qui est incapable de déborder très haut lors des crues et dépose donc d'épaisses levées sur ses berges au cours de la seconde moitié du XX^e siècle.

Dans ce secteur, le fait le plus marquant semble être le taux de sédimentation important aux abords du lit. Si les berges romaines existent toujours à Pontoux, elles peuvent être enfouies sous 3 m de sédiments médiévaux à modernes. Les perspectives de détection et d'étude du potentiel archéologique dans ce secteur sont donc étroitement dépendantes de la dynamique alluviale. Si en rive gauche le versant n'est pas recouvert par des alluvions récentes, ce qui permet la détection géophysique de structures archéologiques peu enfouies, le lit majeur présente une grande variabilité latérale issue des évolutions récentes de la dynamique alluviale. Cela implique que la jonction pont romain/voie, si elle n'a pas disparu, est enfouie profondément dans des sédiments meubles, ce qui pose d'évidents problèmes logistiques pour les études ultérieures ou même leur détection par des méthodes géophysiques. Sur la rive droite, il semble que les vestiges archéologiques soient recouverts d'une couche importante d'alluvions et/ou de débris issus de l'érosion de la digue protégeant les champs de cette rive, ce qui rend également difficile la détection d'éventuelles implantations humaines.

Principaux résultats sur la dynamique du Doubs :

Le lit actif du Doubs, qui présente des barres alternées, a très peu migré au cours des 4000 dernières années. Les dépôts antérieurs ils pourraient avoir en grande partie disparu, ainsi que les sites associés. En effet, les niveaux observés sont souvent au contact des sédiments graveleux associés aux deux derniers cycles glaciaires.

Les améliorations climatiques, qui se traduisent peut-être par une baisse du niveau du Doubs, pourraient expliquer les âges où se mettent en place les barres coalescentes de Saunières. Les phases de dégradation comme le PAG semblent plutôt se traduire par la mise en place ou la réactivation d'un chenal secondaire sur cette fenêtre d'étude.

Les barres latérales au Doubs n'ont pas une origine et un développement similaire. Alors qu'à Pontoux, la barre en rive gauche n'est qu'une forme d'érosion des dépôts weichséliens, à Saunières, en rive droite, elle s'est construite en migrant à la fois vers la rive concave et vers l'aval.

La seule trace conséquente d'un ancien cours du Doubs sur la fenêtre d'étude, le paléoméandre de la Morte, a été abandonnée pour la dernière fois quelque temps avant un intervalle compris entre le X^e siècle et la première moitié du XI^e siècle de notre ère.

La basse vallée du Doubs présente une plaine d'inondation marécageuse à partir de La Tène et jusqu'à la moitié du XII^e siècle de notre ère. Les dépôts sont ensuite plus grossiers et traduisent probablement une augmentation du nombre de crues et/ou de leurs intensités.

Les sites archéologiques proches du lit actuel ont été profondément enfouis par la sédimentation médiévale à moderne, mais surtout par les levées actuelles. Ces dernières pourraient se mettre en place suite au rééquilibrage du Doubs en réponse aux dragages intenses qu'a subi la basse vallée.

SYNTHÈSE ET CONCLUSION

- BILAN ET CARACTÉRISATION DES
FACTEURS FAVORISANT LES
CHANGEMENTS DU MILIEU
ALLUVIAL -

*« Si fort en ce point elle inonda la contrée
qu'elle couvrit aux alentours toute chaussée ;
emportant les arbres et toute moissonnée
partout où elle s'étend,*

*toute barrière sur le sol précipitant
et parmi la vigne durement dévastant ;
et parfois, des maisons où l'eau va s'engouffrant
ruine survient.*

(...)

*et fait écrouler le pont de la Carrerie
et le mur qui touchait à la Vergerie,
et de la tour, pour faire mieux voir sa furie,
laisse une ruine, »*

« Inondation qui survient en Florence, le jour quatrième de novembre 1333 » ; poème composé par Antonio Pucci (1310-1388), strophes 18,19 et 42. Traduction Morpurgo et Luchaire (1911)

1. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

1.1. APPORTS DE L'ANALYSE GLOBALE DE L'ÂGE DES DÉPÔTS

L'étude de grands jeux de datations radiocarbone, issus de travaux archéologiques ou géomorphologiques en contexte alluvial, s'est particulièrement développée ces dernières années, notamment l'examen des probabilités cumulées rassemblant l'ensemble des données de correction d'une série d'âges radiocarbone (Macklin et Lewin 2003 ; Lewin *et al.* 2005 ; Johnston *et al.* 2006 ; Macklin *et al.* 2006a ; 2010 ; 2013 ; Starkel *et al.* 2006 ; Thorndycraft et Benito 2006 ; Hoffmann *et al.* 2008 et 2009). Certains auteurs préconisent une grande prudence quant à l'utilisation de ces probabilités cumulées, notamment en tant que proxy hydroclimatique (Hoffmann *et al.* 2010, p. 94 ; Chiverrell *et al.* 2011). Ainsi, on s'est limité à travailler sur la représentativité et les âges des niveaux datés sans les traduire directement en phases hydroclimatiques globales, sinon à titre de comparaison, d'autant plus qu'au regard des travaux cités le nombre de datations obtenu ici n'est pas suffisant pour pousser très loin ce type de réflexion. On ne dispose en effet que de quatre-vingt-trois datations, et soixante-cinq une fois exclus les échantillons interprétés comme remaniés. Cet ensemble de données ne prend pas en compte les datations des vestiges archéologiques immergés dans les lits mineurs, mais uniquement les âges obtenus sur les remplissages sédimentaires.

1.1.1. Ensemble du corpus des datations

Dans un premier temps, il est possible de remettre en perspective l'ensemble des âges observés dans ces travaux. La somme des probabilités issues de la correction des dates sur quatre-vingt-trois échantillons montre une nette prépondérance des datations comprises entre le début de notre ère et la fin du Moyen Âge (Fig. 255). Cette répartition est dépendante des profondeurs de prélèvement, de la préservation différentielle des dépôts alluviaux et de la forme de la courbe de correction (Hoffmann *et al.* 2009, p. 101). Pour essayer de s'affranchir des effets de cette dernière, il est possible de générer un ensemble de dates simulées également réparties dans le temps et correspondant à l'intervalle des données à examiner. Ici, cette série simulée comprend soixante-treize datations espacées de presque trois cent années (294,37), qui correspond à l'intervalle moyen entre les âges bruts de l'ensemble des dates obtenues à partir des échantillons prélevés sur le terrain, à l'exclusion de ceux qui ont été jugés remaniés. L'incertitude a été fixée à plus ou moins cent années pour ne pas laisser de vides entre les datations après correction (Fig. 256 A). Il est ensuite possible de soustraire la courbe des

probabilités cumulées obtenue avec la série de dates simulées, de façon à limiter l'effet de la courbe de correction sur la répartition des probabilités cumulées (Johnston *et al.* 2006, p. 19 ; Macklin *et al.* 2006, p. 147). Cette opération, réalisée sur le jeu de dates sans les échantillons issus de matière organique remaniée, montre une nouvelle fois l'importance des âges récents au regard des autres datations, ainsi que la présence plus discrète de phases antérieures (Fig. 256 B). Il est également possible de normaliser la courbe des probabilités cumulées en divisant les valeurs de cette dernière par celles issues des datations simulées (Hoffmann *et al.* 2008, graphe D p. 2035), ce qui permet de ne conserver que la variation issue de l'ensemble en diminuant l'effet de la courbe de calibration. Sur le jeu de données considéré, cette opération montre une nouvelle fois l'importance des datations couvrant les deux derniers millénaires, et notamment celles centrées sur la fin du premier millénaire de notre ère. On observe toutefois d'autres phases où les datations n'ont pas été entièrement effacées (Fig. 256 C). L'histogramme de fréquence, qui permet de déterminer le nombre de dates dont l'intervalle de datation à 99,7 % croise une année donnée, semble particulièrement intéressant pour examiner la répartition des âges obtenus, même si cette fréquence est également liée aux variations de la courbe de correction (Fig. 256 D). La courbe polynomiale de tendance associée au graphique représentant les datations non remaniées, qui explique 66 % de la variance des données, montre la progression du nombre de datations avec le temps. Cette dernière reflète principalement la préservation différentielle des dépôts et leur accessibilité au prélèvement, la courbe de correction des âges radiocarbone ne semblant jouer ici qu'un rôle mineur au regard des pondérations opérées grâce à la courbe des dates simulées sur la courbe de probabilité cumulée de nos données. On constate que les niveaux datés se sont pour la plupart mis en place au cours des deux mille dernières années, avec des pics centrés sur la période contemporaine, la fin du Moyen Âge, l'an mil, le haut Moyen Âge et le début ainsi que la fin de la période romaine. On distingue également des concentrations plus faibles dans la première partie du troisième millénaire avant notre ère, aux alentours de 4500 av. J.-C. et vers 6500 av. J.-C.

Il est évidemment difficile de pousser la réflexion plus loin au seul regard de cet ensemble de dates, étant donnés les nombreux biais altérant la forme de la courbe, tels que le type de dépôt daté (remplissage de paléoméandre, niveau de crue, etc.) ou l'assemblage de dates issues de quatre fenêtres d'études différentes.

1.1.2. Analyse des dates par fenêtre d'étude

L'examen des probabilités cumulées par fenêtre permet de préciser les observations réalisées sur la courbe représentant l'ensemble des données. Ainsi, on remarque que ce sont

particulièrement les données de la Loire amont, avec trente et une datations, qui participent à la tendance générale de forte représentativité des périodes récentes observée sur le graphe général. Ce sont également les données de cette fenêtre qui comprennent la plupart des datations antérieures au début de notre ère (Fig. 257).

La fenêtre d'étude de la Loire moyenne, qui ne comprend que quatre dates, montre une histoire centrée sur le début du Moyen Âge. Les seuls dépôts qui ont pu être observés contiennent de la matière organique remontant à cette période, à l'exception d'une date contemporaine réalisée sur un fragment de bois (Fig. 258).

Les courbes représentant les données de la Saône comprennent les analyses réalisées à Pontailler-sur-Saône et deux datations réalisées sur la plaine alluviale en rive droite de la Saône face à la ville de Seurre, en aval du secteur de Pontailler-sur-Saône (Fig. 259). Elles représentent le début des remplissages argileux de deux étangs (seuls vestiges visibles de paléochenaux), respectivement datés vers 4500 et 1500 ans avant notre ère. Plus récents, les âges des dépôts de Pontailler sont centrés sur l'an mil et la fin du Moyen Âge, ainsi que sur la période contemporaine. La présence d'échantillons d'âges très récents a été associée à des travaux de terrassement réalisés dans le but d'installer une canalisation depuis une station de pompage.

Les dix-neuf datations réalisées sur le Doubs aval concernent plus particulièrement la période romaine et le début du Moyen Âge, ce qui s'explique en partie par les nombreux échantillons prélevés sur les niveaux du sondage réalisé dans l'axe du pont romain de Pontoux (Fig. 260). L'accès à des archives sédimentaires plus anciennes n'a été possible qu'en un point, en bordure extérieure d'une des barres alternées formées par le Doubs dans le cours très peu sinueux qu'il adopte avant sa confluence avec la Saône.

Paradoxalement, c'est l'intense dynamique de la Loire qui a certainement permis de dater une gamme aussi importante de dépôts alluviaux sur la fenêtre amont. En effet, la migration à laquelle le fleuve est sujet a permis la conservation près de la surface, puis le prélèvement de nombreux sédiments témoins de la dynamique ancienne, à l'inverse des autres fenêtres. La Loire moyenne, qui est également très dynamique, n'a pas autorisé la conservation d'archives sédimentaires très anciennes dans l'état de nos connaissances. Sur la Saône, la migration latérale est très limitée, et associée à une aggradation verticale rendant peu accessibles les formes plus anciennes. Ces dernières peuvent parfois être régulièrement réactivées, causant la disparition des niveaux argileux plus anciens dans les remplissages des paléochenaux et les déposant dans d'autres zones propices à la décantation. Ce phénomène explique sans doute le grand nombre de datations sur des dépôts remaniés réalisées à Pontailler-sur-Saône (ensemble

C, Fig. 219). Le Doubs présente également une faible migration latérale, mais dans une moindre mesure que celle de la Saône. La formation de barres alternées sur le temps long répond à la très faible sinuosité, et des avulsions se développent parfois en bordure du lit moyen. L'aggradation verticale n'est pas négligeable, et est même particulièrement intense sur les berges actuelles.

1.2. L'ÉVOLUTION DE LA DYNAMIQUE ALLUVIALE SUR QUATRE FENÊTRES BOURGUIGNONNES

La synthèse de l'évolution de la Saône, du Doubs et de la Loire en quatre points aux limites de la Bourgogne, élaborée sur la base de l'ensemble des observations, pour la plupart inédites, apportées par ces travaux, est présentée sur la figure 261. En plus de l'évolution de la forme en plan, on peut y observer les coupes de synthèse des dépôts formant le remplissage des lits majeurs, ainsi que les principales phases d'incision ou d'aggradation.

C'est la Loire amont qui présente la chronologie la plus complète sur le temps long en raison des nombreuses observations qui y ont été faites, et de la bonne préservation des archives sédimentaires anciennes. Les cinq séquences mises en place après la fin de la dernière glaciation, à l'exception de la séquence 3 dans une certaine mesure, suivent le même schéma d'évolution. Après une phase d'incision, on assiste tout d'abord au développement d'un système en tresse. Au début du Tardiglaciaire et peu avant l'orée de l'Holocène, ces incisions provoquent même la formation de terrasses alluviales faiblement étagées. Le fleuve en tresse évolue ensuite, sur les deux dernières séquences, mieux préservées, en un système légèrement sinueux, large et peu profond, qu'il est tentant d'extrapoler aux autres phases, l'érosion et l'aggradation de la plaine ayant dans ce cas masqué ces traces. Les derniers chenaux visibles en surface des différentes séquences sont toujours typiques d'un système très sinueux à méandriforme, à l'exception de la séquence 3 pour laquelle on voit le développement de chenaux anastomosés. On peut noter la présence d'une phase d'incision récente qui ne correspond pas au schéma des séquences précédentes, mais à l'impact des activités modernes sur le fleuve.

Les cinq séquences suivent, au regard des systèmes qui se succèdent au cours du temps au sein de chacune d'entre elles, un schéma de décroissance progressive de la dynamique alluviale suite à l'incision des dépôts de la séquence précédente. L'évolution de l'altitude du sommet des terrasses quaternaires montre que le profil en long du fleuve a relativement peu varié au cours du temps (Straffin 2000, p. 53 ; Fig. 262). Par conséquent, le passage d'un style fluvial à l'autre,

et particulièrement des tresses aux méandres, ne peut s'expliquer que par la diminution du débit à plein bords au sein de chaque séquence (Fig. 263).

La synthèse des résultats obtenus sur la Loire moyenne couvre une période de temps beaucoup moins importante que la fenêtre précédente, un découpage en séquences est donc ici peu pertinent. Le passage d'un lit majeur marécageux, interprété comme un système anastomosé, à un chenal unique très large, sinueux voire méandrique, a lieu après le début du Moyen Âge. Ce milieu prévaut jusqu'au milieu du XIII^e siècle, où le système semble se transformer radicalement pour adopter, au cours de l'époque moderne, un style en tresse remaniant largement les dépôts marécageux antérieurs (à l'exception de rares lambeaux). Cette métamorphose fluviale correspond à la limite entre les séquences 4 et 5 de la Loire amont, où l'on voit également se mettre en place un fleuve en tresse après l'incision des dépôts précédents et l'abandon d'un système méandrique. La mise en place de digues continues à la fin du XVIII^e siècle, associée aux autres aménagements anthropiques, favorise le développement d'îles et l'incision des chenaux actifs, ce qui mène la Loire à adopter aujourd'hui un style transitionnel mêlant des caractères d'anabranches et de tressage.

Sur la Petite Saône, on ne parlera que du site de Pontailleur-sur-Saône, les deux dates réalisées sur des carottes prélevées dans deux creux en eau, sur la rive opposée à la ville de Seurre et en aval de cette dernière, ne renseignant pas le style de la Saône lui-même. En effet les deux étangs, qui forment très probablement les seuls vestiges encore visibles d'anciens tracés, ne permettent pas d'évaluer la forme des chenaux originels, peut-être en raison d'un recouvrement important des formes du lit majeur par des dépôts plus récents (Fig. 264). Les premiers indices concernant le style de la Saône à Pontailleur remontent au début de notre ère, où la rivière se divisait en au moins deux chenaux au droit de l'agglomération actuelle. En effet, en plus du pont romain retrouvé près du franchissement actuel, une structure de quai aurait existé sur un autre bras à l'ouest du lit majeur. Ce chenal aurait pu être réactivé ou connecté continuellement au lit principal de la Saône à la fin de la période antique et jusqu'au bas Moyen Âge, avec d'autres avulsions d'âges indéterminés, créées ou réactivées à cette période en rive droite. Ces petits chenaux sont ensuite déconnectés du lit principal à la fin du Moyen Âge, au profit d'un bras d'assez grandes dimensions à tendance méandrique, qui ne sera abandonné qu'entre la fin du XVIII^e siècle et le premier quart du XIX^e siècle. Par la suite, seul le chenal actuel assure le passage du courant, les nombreux bras abandonnés du lit majeur n'étant activés qu'en période de crue.

La partie aval du Doubs n'a presque pas migré latéralement depuis au moins quatre millénaires, période où l'on voit se mettre en place une des barres latérales qui caractérisent le tracé du Doubs avant sa confluence avec la Saône. Ces formes alternées entre rive gauche et rive droite ne sont pas toujours des formes de dépôt, comme à Pontoux où la morphologie de barre est issue de l'érosion des sédiments fini-weichséliens. Immédiatement au contact des graviers et galets würmiens ou rissiens, en bordure du lit actuel, une plaine alluviale marécageuse régulièrement inondée se développe à partir des années 350-200 av. J.-C. Le Doubs est alors très vraisemblablement caractérisé par un chenal principal flanqué latéralement d'un ou plusieurs bras plus ou moins actifs. C'est dans ce contexte que le pont romain de Pontoux est implanté et les dépôts de crue recouverts par des recharges anthropiques de cailloutis se mettent en place. Dans le même temps, en aval, on assiste au cours de cette période à deux phases de croissance de la barre coalescente de Saunières. Cette dynamique se poursuit au moins jusqu'aux années 1050-1150 ap. J.-C, après quoi le chenal n'est plus flanqué latéralement que d'un seul petit bras, comme à Pontailleur-sur-Saône, bien que de dimensions moins importantes sur le Doubs, tandis que sur les berges se déposent de nombreux niveaux de crue sableux. Dans la première moitié du XIX^e siècle, le chenal latéral est petit à petit déconnecté du lit actif, puis des levées sableuses pouvant atteindre plus de deux mètres d'épaisseur se mettent en place sur les berges du Doubs à partir des années 1950.

La confrontation de l'ensemble des données montre des similitudes dans l'évolution de la dynamique alluviale au sein des bassins versants du Doubs et de la Saône au cours du Moyen Âge et de l'époque moderne. En amont et en aval de la confluence de la Loire et de l'Allier, ces périodes historiques sont caractérisées par des dynamiques analogues. Entre l'est et l'ouest de la Bourgogne, les styles alluviaux adoptés alors ne sont pas comparables en raison de la grande différence de taille des bassins versants considérés, mais semblent répondre, chacun à leur échelle, à un accroissement de la dynamique alluviale.

1.3. PLACE DES FENÊTRES D'ÉTUDE DANS LA DYNAMIQUE TARDIGLACIAIRE ET HOLOCÈNE DE LEURS BASSINS VERSANTS

Au-delà de la comparaison des fenêtres entre elles, l'évolution de la dynamique alluviale des secteurs étudiés doit être remise en perspective avec les travaux déjà menés au sein des bassins versants auxquels ils appartiennent.

1.3.1. Bassin versant de la Loire

La Loire, entre Iguerande et Digoin, a subi deux phases d'incisions entre la fin du Würm et le début de l'Holocène. La première (début de la séquence 1, Fig. 261) semble se produire au même moment sur la fenêtre d'étude amont et dans la plaine du Forez. En effet, dans ce dernier bassin, les datations réalisées sur le début du remplissage d'un paléochenal du Lignon, quelques kilomètres avant sa confluence avec la Loire, où l'on observe la même bipartition des comblements entre basse plaine pléniglaciaire et très basse plaine tardiglaciaire et holocène, indiquent que les dépôts graveleux de la fin de la dernière glaciation ont été incisés vers 14840 - 14258 cal BC (Cubizolle *et al.* 2002, p. 66). Cet âge correspond particulièrement bien avec le début du Dryas ancien, auquel a également été attribuée l'incision de la terrasse alluviale du Würm sur la fenêtre de la Loire amont, dont les derniers niveaux se mettent en place au plus tard vers 15550 av. J.-C. (Straffin 2000). La séquence 1, s'achevant par un système méandrique, est incisée avant la mise en place d'un système en tresse fonctionnant jusque dans les années 10096-9454 cal BC. Ce nouvel abaissement du plancher alluvial, assez mal daté, ne se retrouve pas dans le bassin du Forez, mais a été observé sur la Loire orléanaise (Castanet 2008, p. 392) et déduit dans le val d'Avaray (Garcin *et al.* 1999, p. 409) ainsi qu'à Cinq-Mars-la-pile (Carcaud *et al.* 2002, p. 74). Dans cette partie de la vallée de la Loire moyenne, aucune trace d'incision du début du Dryas ancien n'a en effet été relevée. Le premier remaniement des dépôts weichséliens est daté, au maximum, de la fin du Dryas ancien, et, au minimum, de l'interstade Bølling-Allerød (Castanet 2008, p. 394). La position géomorphologique des lambeaux de la séquence 1 de la fenêtre Loire amont, d'abord mise en évidence par le traitement des données LiDAR, est cohérente avec les deux phases d'incision détectées en amont et en aval du secteur étudié. En effet, sur la Loire moyenne, le plancher alluvial du Pléniglaciaire supérieur est situé entre trois et six mètres au-dessus de celui du Tardiglaciaire, qui domine lui-même celui de l'Holocène de deux à trois mètres (Castanet 2008, pp. 390 et 392). Au cours du Tardiglaciaire, le fleuve aurait donc subi deux phases d'incision pouvant correspondre à des phénomènes observés en amont et en aval de la confluence avec l'Allier. La fenêtre amont, en position intermédiaire entre le Forez et la Loire moyenne, a enregistré les deux phases de creusement.

Le début de l'Holocène est associé à une diminution des écoulements dans la Loire forézienne (Georges 2007, p. 173), dans l'Orléanais (Castanet 2008, pp. 401-402), ainsi que du Val d'Avaray au Val d'Authion (Carcaud *et al.* 2002, pp. 53-54). Plus précisément, il semble que le chenal actif de la Loire moyenne s'incise légèrement en même temps que de nombreux

chenaux sont abandonnés ou n'occupent plus qu'en partie les différents bras actifs hérités des épisodes précédents, et que la puissance spécifique du fleuve diminue (Castanet 2008, p. 401). Dans l'amont du bassin du Forez, l'érosion est alors nulle en bordure de la très basse plaine issue de l'incision des dépôts weichséliens au Dryas ancien (Georges 2007, p. 173). Sur la fenêtre de la Loire amont, les seuls indices associés à cette période indiquent également une transformation de la dynamique alluviale après 10096-9454 cal BC (Dryas récent/début Préboréal). Le fleuve passe d'un système en tresse à un système méandrique qui est abandonné au début de l'Atlantique, avec un possible état transitionnel plutôt large et peu sinueux.

L'abandon du système méandrique s'est produit, au niveau de l'Hôpital-le-Mercier, peu avant 6651-6484 cal BC, au début de l'Atlantique. Le début du comblement argileux dans ce chenal succède à une nouvelle phase d'incision qu'on ne retrouve pas dans le Forez, mais qui est contemporaine d'une phase d'activité accrue de la dynamique alluviale dans l'Orléanais entre 6750 et 5750 cal BC (Castanet 2008, p. 415), par ailleurs rapprochée d'un taux de sédimentation important dans le Val Triple (Carcaud 2004 dans Castanet 2008, p. 417). Dans le Val d'Avaray et à Cinq-Mars-la-Pile, on peut noter que des chenaux sont abandonnés à la fin du Boréal, peu avant le recouplement observé sur la Loire amont, mais sans être particulièrement associés à un accroissement de la dynamique alluviale (Carcaud *et al.* 2002, pp. 78-79). Cette remarque semble aussi valable pour ce qui concerne la plaine du Forez sur la rive opposée à Feurs, où deux chenaux commencent à se combler vers 7000 av. J.-C. (Georges 2007, p. 174).

Suite au recouplement des méandres, puis à l'incision des dépôts de la séquence 2, un nouveau système se met en place, évoluant vers un style mixte entre anastomosé et méandrique jusque dans les années 4351-4081 cal BC, c'est-à-dire à la fin de l'Atlantique voire à la limite Atlantique/Subboréal. La fin de cette séquence est contemporaine d'une phase de dynamique plus importante sur la Loire orléanaise, datée entre 4750 et 3950 cal BC (Castanet 2008, p. 415), alors que les vals plus en aval semblent plutôt connaître une phase de stabilité, malgré les nombreux apports grossiers notés entre le Néolithique moyen et le Néolithique final à Cinq-Mars-le-Pile (Carcaud *et al.* 2002, pp. 76 et 83). Dans le Forez, le V^e millénaire avant notre ère ne semble pas marqué par une dynamique plus intense, bien que l'on signale alors les premiers indices d'anthropisation de la très basse plaine, qui serait caractérisée par plusieurs bras plus ou moins actifs enserrant des points plus hauts en contexte majoritairement forestier (Georges 2007, p. 173). Une seconde phase relativement dynamique est observable au sein de la séquence 4 de la Loire amont, tant dans les changements de sédimentation de certains carottages que dans l'abandon d'un chenal érodant une ancienne barre de méandre à

Chassenard. Cette période, datée du début du III^e millénaire avant notre ère (abandon du chenal de Chassenard réalisé vers 3084-2896 cal BC), correspond à une reprise significative de la dynamique alluviale dans la plaine du Forez, entre 3500 et 2500 av. J.-C., où la très basse plaine est parcourue par des chenaux actifs réactivant parfois d'anciens bras (Georges 2007, p. 175). En revanche, elle ne concorde cette fois pas tout à fait avec une phase active de la Loire orléanaise, où la dynamique ne semble évoluer qu'à partir de 2500 av. J.-C. jusqu'à 1400 av. J.-C. (Castanet 2008, p. 415). Cette dernière période pourrait toutefois correspondre à un niveau observé en carottage à Baugy, où l'apport détritique semble plus important entre 2335-2134 cal BC et 1207-1011 cal BC. Au sein de la séquence 4 de la Loire amont, un dernier épisode détritique grossier a été remarqué, dans le comblement du paléochenal de La Guinchère, et daté entre 820 av. J.-C. (apparition des pollens de *Carpinus* à la transition Subboréal/Subatlantique) et l'intervalle 43 cal BC – 85 cal AD. Au regard des changements observés au cours de l'Holocène sur la fenêtre d'étude de la Loire amont, cet épisode semble de très faible ampleur, mais il correspond pourtant à une phase généralisée de reprise de la dynamique alluviale dans l'hydrosystème ligérien. Ainsi, le bassin du Forez voit une remobilisation conséquente des dépôts antérieurs de la très basse plaine à partir de la fin du IX^e siècle av. J.-C., suivie d'une autre phase d'accumulation au III^e siècle ap. J.-C. (Cubizolle *et al.* 2002, pp. 69-69 ; Georges *et al.* 2004, pp. 78-79 ; Georges 2007, p. 176). Dans l'Orléanais, le fleuve présente un pic d'activité fluviale entre 1050 cal BC et 300 cal AD (Castanet 2008, p. 415), et les vals d'Avaray à Authion montrent une hydrologie active aux environs de la transition Subboréal/Subatlantique, bien qu'à des dates sensiblement différentes selon les sites (Carcaud *et al.* 2002, p. 76).

Sans représenter une phase de dynamique alluviale particulièrement importante, il convient de mentionner les premiers dépôts ayant pu être datés à La Charité-sur-Loire, sur la Loire moyenne, déposés entre 571 et 655 cal AD. Ils correspondent à une plaine alluviale marécageuse et/ou au remplissage d'un chenal abandonné en contexte anastomosé, ce type de système étant souvent associé à une hauteur de nappe importante mais à une énergie faible. Il semble que l'on retrouve un milieu analogue dans le Val Triple et à Cinq-Mars-le-Pile au cours du haut Moyen Âge, où la plaine alluviale est composée de prairies plus ou moins humides ou de marécages (Carcaud *et al.* 2002, p. 81). Des niveaux contemporains à immédiatement postérieurs des marais de La Charité-sur-Loire (entre 669 et 864 cal AD), interprétés comme des dépôts de crue, ont été vus sur la Loire amont, mais le caractère ponctuel de leur observation les rend difficilement généralisables. Ils seraient néanmoins cohérents avec un contexte de

nappe relativement haute, où les débordements peuvent survenir fréquemment même si l'énergie du système est peu importante. À la fin de l'Antiquité et/ou au cours du haut Moyen Âge, le bassin de l'Allier, plus précisément la Limagne clermontoise, est sujet à une montée significative de la hauteur des nappes, conséquence de l'accroissement des écoulements sur le bassin, qui se traduisent également par la mise en place d'épais dépôts liés aux orages à la fin de l'Antiquité et/ou au cours du haut Moyen Âge (Ballut et Guichard 2005, p. 138).

La phase active suivante a été enregistrée aussi bien sur la fenêtre de la Charité-sur-Loire, en aval de la confluence avec l'Allier, que sur la Loire amont (séquence 5). Au niveau de cette dernière fenêtre, elle est postérieure à l'abandon du dernier chenal visible, effectif dès les années 989-1152 cal AD, et antérieur aux années 1200-1400 ap. J.-C., âge des tuiles plates à crochet retrouvées au sein de barres de tresse graveleuses. À La Charité-sur-Loire, la métamorphose fluviale est postérieure à la mise en place du pont de bois en 1249 et antérieure à la mise en place du pont de pierre dont les arches ont été retrouvées dans les caves de la ville actuelle de La Charité-sur-Loire. Cette dernière structure, très probablement bâtie entre la deuxième moitié du XIII^e et la fin du XIV^e siècle, marque l'emplacement et l'axe des ponts de La Charité ayant perduré jusqu'à aujourd'hui, en connaissant de multiples reconstructions et réparations.

Sur les deux fenêtres, on observe donc que le changement se produit entre la seconde partie du XII^e siècle et la fin du XIV^e siècle. Dans l'orléanais, le début de cette phase est daté de 1400 ap. J.-C. (Castanet 2008, p. 416), tandis que de Saint-Just-Saint-Rambert dans le bassin du Forez jusqu'à Marcigny sur la Loire bourbonnaise, les mentions de huit ponts se répètent abondamment dans les archives des XII^e et XIII^e siècles, pour disparaître par la suite entre la fin du XIII^e siècle et le début du XV^e siècle, à l'exception du franchissement le plus amont (Georges *et al.* 2004, p. 80). Ces disparitions sont rapprochées d'événements de crue en contexte d'accroissement de la dynamique à cette époque (Georges 2007, p. 177).

1.3.2. Bassin versant de la Saône

Les deux fenêtres étudiées dans la vallée de la Saône manquent parfois de points de comparaison proches en ce qui concerne la dynamique holocène, c'est pourquoi on a souvent fait appel aux résultats obtenus sur le bassin du Rhône, particulièrement dans le haut bassin (Aoste-Vienne) qui comprend l'agglomération lyonnaise et par conséquent la confluence Saône/Rhône.

1.3.2.1. La Saône

Pour ce bassin versant, le plus ancien indice collecté lors de ces travaux, en ce qui concerne l'évolution de la dynamique alluviale, date des années 4721-4459 cal BC. Il s'agit des premiers dépôts de décantation dans un ancien chenal localisé à Seurre dont la morphologie en plan, lors de son activité, est aujourd'hui rendue inaccessible par les recouvrements sédimentaires postérieurs. L'abandon de ce bras date donc de la fin de l'Atlantique, et pourrait être contemporain de la réactivation d'un autre paléochenal de rive droite de la Saône, situé entre Villefranche et Anse (Bravard 1990 dans Astrade 2005, p. 53), datée entre 5978 et 4521 cal BC (date Ly 4540⁴⁴ dans Bravard 1997a, p. 319). À Lyon, au niveau de la confluence, cet âge concorde avec le ravinement de dépôts de la Saône par le Rhône, daté des années 4785-4530 cal BC (Bravard *et al.* 1997, pp. 186-187). De façon plus générale, les bassins versants d'une superficie supérieure à 1000 km² du haut bassin rhodanien connaissent une phase de haute énergie entre 4750 et 4600 av. J.-C. (Berger *et al.* 2008, p. 128).

À Seurre, un second paléochenal dont la forme en plan est aujourd'hui illisible marque une étape intermédiaire entre la position actuelle de la rivière et le chenal abandonné vers la fin de l'Atlantique. Le comblement argileux débute dans les années 1604-1424 cal BC. Il est partiellement postérieur à une phase d'activité modérée de la Saône et du Rhône dans l'agglomération lyonnaise au cours du Subboréal (Bravard *et al.* 1997, pp. 187-188), tandis que le haut bassin rhodanien est sujet à une crise hydrologique polyphasée de 1670 à 1320 cal BC, se traduisant par une aggradation importante, de nombreux recouvrements de méandres et des lobes de crevasse (Berger *et al.* 2008, p. 133). Plus généralement, cette dernière position de la Saône, dont l'abandon effectif est accompli à la fin du Bronze ancien ou au Bronze moyen, est assez cohérente avec les données acquises sur les nombreux gués de la Grande Saône, qui indiquent une très grande stabilité latérale du tracé depuis la Protohistoire (Dumont 2002, pp. 213 – 214). On aurait alors ici un indice sur la dernière position de la Saône avant qu'elle ne se fixe sur son tracé actuel, bien qu'il faille être très prudent avec cet unique point de datation. Le grand nombre de sites d'habitat du Bronze final implantés dans le lit mineur de la Saône, principalement sur des îles, des grèves ou des hauts fonds, entre Verdun-sur-le-Doubs et Tournus (onze sur seize kilomètres de tracé), notamment au niveau des gués (sept sites, Dumont

⁴⁴ Corrigée avec le logiciel Oxcal 4.2.4. r.5 (Bronk Ramsey 2013) au moyen de la courbe IntCal13 (Reimer *et al.* 2013)

et al. 2012, pp. 20-21), montre sans équivoque la stabilité du tracé au moins depuis le début du I^{er} millénaire av. J.-C.

À l'époque romaine, on connaît au moins deux chenaux actifs au niveau de Pontailier (bois du pont datés entre 2-134 cal AD et 70-225 cal AD et indices suggérant un quai), mais aucun niveau antique n'a pu être observé sur les prélèvements sédimentologiques effectués juste en amont de l'agglomération. Le remplissage du lit majeur de la Petite Saône est ici, dans l'état actuel de la recherche, uniquement caractérisé par la présence de dépôts médiévaux, par endroits directement au contact des graviers et galets attribués à la dernière glaciation et/ou au Tardiglaciaire. Avant le dernier abandon des bras secondaires, daté entre 1161 et 1263 cal AD, la Saône a présenté un style apparenté à l'anastomose, mais avec un lit principal. Comme sur le site de La Charité-sur-Loire, il est possible que cette période, potentiellement datée du haut Moyen Âge ou du Moyen Âge central, ait vu le développement de ce type de système peu dynamique en contexte marécageux (nappe haute), par la suite largement remanié dans les dépôts postérieurs, dont beaucoup ont fourni des âges correspondant à cette période historique, mais en position stratigraphique incompatible avec un niveau en place. En l'absence d'un phasage chronologique plus précis, il semble délicat d'établir des comparaisons, on peut tout au plus signaler que le haut Moyen Âge est, à Lyon, caractérisé par des dépôts d'inondation au niveau de la confluence entre Saône et Rhône (Bravard *et al.* 1997, p. 192), et que le haut bassin de ce dernier est plutôt calme après une crise centrée sur la fin de l'Antiquité et le tout début du haut Moyen Âge (Berger *et al.* 2008, pp. 129 et 130).

Entre 1161-1263 cal AD, intervalle maximum d'abandon des deux chenaux au nord et à l'ouest de la fenêtre, et 1320-1440 cal AD, première date réalisée sur la rive convexe du méandre de la Vieille Saône, un nouveau bras s'est formé en recoupant en partie un ancien chenal et adopte un style sinueux à méandriforme. Il est lui-même abandonné entre 1785 et 1825. Ce nouveau tracé médiéval semble révélateur d'un accroissement de la dynamique alluviale, enregistré en aval d'Anse sur la Saône, l'Azergues et le Rhône comme un passage à un système tresse au cours de l'époque moderne (Bravard 1997a, p. 325). La confluence lyonnaise enregistre également des épisodes de crue au XIII^e siècle et au cours de la période moderne (Bravard *et al.* 1997, p. 193), au cours de laquelle la rive droite de la Saône semble assez dynamique au niveau du Parc Saint-Georges, où est enregistré un niveau de crue intense daté du XI^e siècle (Ayala 2007, pp. 167 ; 178). Le haut bassin rhodanien connaît une première phase majeure d'activité associée à une forte aggradation en contexte méandriforme entre 1050 et 1390, suivie d'une phase similaire entre 1480 et 1600, avant de passer à un système en tresse entre 1720 et 1900 (Berger *et al.* 2008, p. 131).

1.3.2.2. Le Doubs

Dans la plaine alluviale de la basse vallée du Doubs, les premières argiles de décantation se mettent en place à l'abri du chenal actif, derrière une barre sableuse, à partir des années 2118-1884 cal BC (Saunières). Le point de comparaison le plus proche pour cette période est situé bien en amont, dans la haute vallée du Doubs. Le remplissage du lac de Chaillexon indique en effet que cette période est associée à une diminution du flux hydrologique tandis que la production sédimentaire du bassin augmente pendant le Subboréal (Bichet *et al.* 1999, pp. 277-278 ; 2002, pp. 167-168). Bien plus en aval, à Saunières, la baisse du flux hydrologique associée à la hausse des apports sédimentaires pourraient avoir conduit à l'émersion et à la croissance d'une barre latérale du Doubs abritant un milieu plus calme favorisant la décantation d'argiles. Sur le site romain de Mandeuve-Mathay, l'analyse d'un remplissage de chenal abandonné au début de l'Atlantique ne révèle pas de façon certaine une phase particulière de calme contemporaine de celle observée en basse vallée du Doubs. La période concernée se situe en effet entre deux datations, la première au début d'une phase de réactivation du chenal à partir de 5363-5153 cal BC et la seconde au sommet d'un niveau de limons de débordement déposé dans une plaine alluviale avant 918-799 cal BC, à la suite d'un nouvel abandon du chenal (Bossuet *et al.* 2007, pp. 362-363 et planche VII). Entre 2130 et 1930 cal BC, le haut bassin rhodanien est affecté par des phénomènes torrentiels et par conséquent un accroissement du détritisme (Berger *et al.* 2008, pp. 133-134), comme ce qui a été observé pour le haut bassin du Doubs au cours du Subboréal, mais cette phase est, sur le haut bassin du Rhône, associée à une forte activité hydrosédimentaire, alors que le bassin de Chaillexon connaît au même moment une diminution du flux hydrologique. Au niveau de l'agglomération lyonnaise, le Subboréal est considéré comme une phase d'activité modérée pour le Rhône et la Saône (Bravard *et al.* 1997, pp. 187-188).

Par la suite, la fenêtre du Doubs aval est caractérisée par la mise en place de dépôts de plaine alluviale marécageuse régulièrement affectée par des crues à partir de 378-205 cal BC. Les argiles étant en contact direct avec les graviers et galets attribués au Weichsélien, une incision a donc eu lieu avant la mise en place des niveaux marécageux. Sur la haute vallée du Doubs, le début du Subatlantique (vers 820 av. J.-C.), est marqué par une augmentation des flux hydrologiques, tandis que l'ensemble de cette période présente un taux très important de production détritique au sein du bassin versant (Bichet *et al.* 1999, pp. 277 - 278 ; 2002, pp. 167 - 168). Dans la basse vallée du Doubs, la dynamique alluviale donc probablement alors été plus intense. Il n'est pas possible de trouver l'éventuel âge de cette incision en se reportant aux

études menées sur le site de Mandeuire-Mathay. En effet, la période précédant les années 390-170 cal BC correspond à la majorité du comblement du paléoméandre étudié par des dépôts de plaine d'inondation (alternance paléosols/limons de débordement) qui se mettent en place avant 918-799 cal BC (Bossuet *et al.* 2007, p. 365). On n'a donc pas de trace particulière d'un accroissement de la dynamique alluviale. L'épisode d'incision de la basse vallée du Doubs pourrait être contemporain d'un accroissement de la dynamique alluviale dans l'agglomération lyonnaise, où le Rhône connaît un épisode de tressage intense qui repousse la Saône contre la colline de Fourvière, daté entre 1000 et 400 av. J.-C. environ (Bravard *et al.* 1997, pp. 188 - 189). Récemment, les fouilles menées au niveau du parc Saint-Georges à la confluence Saône-Rhône indiquent que le tressage du Rhône s'est poursuivi jusqu'au début du II^e siècle av. J.-C. (Ayala 2007, p. 156).

Sur le Doubs aval, les dépôts de plaine alluviale marécageuse qui se mettent en place à partir de 378-205 cal BC pourraient indiquer la présence d'un système anastomosé de largeur réduite, la rivière migrant très peu latéralement sur le temps long. Les inondations sont régulières et se traduisent par la mise en place de lits sableux alternant avec la sédimentation argileuse. Cette situation semble perdurer au moins jusqu'aux années 1026-1158 cal AD, dernier âge obtenu sur cette unité argileuse d'un mètre d'épaisseur dont la limite supérieure est une dizaine de centimètres au-dessus de l'échantillon daté. Au cours de cette longue phase hydromorphe, dont le début est contemporain d'une phase de stabilité au niveau de la confluence lyonnaise (Bravard *et al.* 1997, p. 190), on distingue particulièrement deux phases importantes du point de vue de la dynamique alluviale. La première concerne la période romaine, au début de laquelle on voit se développer une nouvelle barre latérale au Doubs, qui protège une zone marécageuse du courant à partir des années 43 cal BC-85 cal AD à Saunières. Cet âge correspond, au niveau du site de Mandeuire-Mathay, à deux datations réalisées sur des niveaux interprétés comme des dépôts de bas marais associés à des limons de débordement entre deux couches de remblais anthropiques antiques (Thivet 2008, pp. 67-68). Ces faciès et âge sont assez cohérents avec la basse vallée du Doubs, caractérisée par un milieu marécageux souvent affecté par des débordements. Cependant, sur le même site, des dépôts graveleux à sableux, en association avec des surfaces incisées, attestent d'une certaine dynamique du Doubs entre 60 av. J.-C. et 90 ap. J.-C. (Thivet 2008, p. 68), ou du moins de l'occurrence de crues relativement intenses. Cette apparente contradiction peut être le fruit de conditions locales, à moins qu'elle ne reflète une certaine instabilité des conditions hydrologiques sur l'ensemble du Doubs. Le début de la décantation argileuse à La Barre de Saunières correspond également à la première datation (44 cal BC-122 cal AD) réalisée sur un paléochenal abandonné lui aussi situé dans la basse vallée

du Doubs, plus précisément à Neublans (Vannière *et al.* 2003, p. 1288, Daubigney *et al.* 2005, p. 85). En ce point, la première phase de dépôt est considérée comme reflétant une dynamique alluviale faible en contexte hydrologique plutôt bas (Bossuet *et al.* 2002, p. 129), ce qui est en adéquation avec la mise en place d'une nouvelle zone abritée sur la barre coalescente de Saunières. Dans la ville de Lyon, en revanche, la fin du I^{er} siècle av. J.-C. et le I^{er} siècle ap. J.-C. sont considérés comme une période de crise hydrologique pour le Rhône, qui dépose de nombreux niveaux de crue interstratifiés avec les implantations anthropiques (Salvador *et al.* 2002, p. 221). La Saône présente alors deux bras au niveau du Parc Saint-Georges, la rivière pouvant alors adopter un nouveau lit principal en réponse à la rétraction du Rhône vers l'est (Ayala 2007, p. 158).

Deux niveaux de crues datés de la période romaine ont été observés sur la rive gauche du Doubs au niveau du pont de Pontoux, en bordure du lit majeur, également interstratifiés de niveaux anthropiques (remblais). Respectivement datés de 180-385 cal AD et entre 258-418 cal AD et 264-532 (Fig. 250), ils sont plus tardifs que ceux observés à Mandeuire-Mathay ou sur le Rhône à Lyon, qui datent des deux premiers siècles de notre ère (Thivet 2008, p. 75). Ces dépôts peuvent en revanche être contemporains de certains niveaux de crues de la Saône observés sous Fourvière à Lyon, datés des environs de 50 ap. J.-C. à 250 ap. J.-C. (Bravard *et al.* 1997, p. 192). À Neublans, l'intervalle de datation 238-422 cal AD marque la fin d'une phase d'alluvionnement du site, pendant laquelle le chenal a été remis en eau (Bossuet *et al.* 2002, p. 130). La seconde phase de dépôt de la basse vallée du Doubs entre Pontoux et Saunières, au sein de la plaine marécageuse antique à médiévale, est datée du début haut Moyen Âge, et voit le développement d'une nouvelle zone marécageuse abritée du courant à Saunières (début de la sédimentation entre 609 et 683 cal AD). À Neublans, cet âge peut correspondre à une nouvelle phase de dynamique alluviale faible, comprise entre 238-422 cal AD et 664-887 cal AD, ce dernier intervalle datant une phase de remise en eau du méandre (Bossuet *et al.* 2002, pp. 128 - 129).

Après 1026-1158 cal AD, la plaine alluviale marécageuse de la basse vallée du Doubs laisse place à des dépôts de plus en plus silteux et sableux au moment où l'on observe de nombreux niveaux de crue dans le dernier chenal abrité par la barre coalescente de Saunières (après 893-1016 cal AD et avant 1279-1393 cal AD). Le dernier abandon du méandre de « La Morte » est effectif en 901-1036 cal AD, et son comblement est ensuite particulièrement rapide. Les dépôts de berge deviennent de plus en plus sableux au cours de la période moderne et à l'époque contemporaine, le Doubs étant alors flanqué d'un second chenal érodant les dépôts antérieurs

sur certaines barres latérales. L'ensemble de ces observations indique un accroissement de la dynamique alluviale, qu'il est peut-être possible de comparer à la première phase d'activité majeure du haut bassin rhodanien, observée dès 1050-1390 cal AD par une aggradation intense en contexte méandrique, le système connaissant par la suite une autre phase dynamique entre 1480 et 1600, avant d'évoluer en système en tresse entre 1720 et 1900 (Berger *et al.* 2008, p. 131).

De manière générale, il a presque toujours été possible de proposer des analogues aux évolutions observées sur les différentes fenêtres. Toutefois, il est évident que le manque de données bien datées sur la dynamique alluviale holocène de la Bresse limite les possibilités de corrélation, alors que les nombreuses études menées sur le bassin versant de la Loire permettent *a contrario* de faire un grand nombre de comparaisons. La très faible migration latérale de la Saône comme du Doubs (dans sa très basse vallée) au cours de l'Holocène a joué un grand rôle dans la mise en place, la conservation et l'accessibilité des archives sédimentaires anciennes. En l'absence de migration latérale, le remaniement de ces dernières au fur et à mesure du temps peut expliquer, du moins en partie, les lacunes constatées pour les périodes anciennes.

2. LES FACTEURS DE CONTRÔLE DE LA DYNAMIQUE ALLUVIALE

Pour chaque fenêtre d'étude, un certain nombre de rapprochements ont déjà été effectués entre les fluctuations climatiques de l'Holocène et les données acquises dans le cadre de ces travaux, ainsi que les rôles d'autres facteurs ayant pu influencer la dynamique alluviale sur le temps long. Cependant, il est nécessaire d'essayer de confronter les phénomènes datés dans le cadre de l'étude sur l'ensemble des fenêtres comme ceux mis en évidence par d'autres chercheurs, et d'interroger les mécanismes responsables des métamorphoses observées.

2.1. INFLUENCE LOCALE DES DÉFORMATIONS TECTONIQUES

Sur l'ensemble des fenêtres étudiées, les contextes tectoniques semblent avoir joué un grand rôle sur le mode de remplissage du lit majeur, même à l'échelle temporelle relativement réduite de l'Holocène. Chaque fenêtre présente à ce titre des particularités propres qui conditionnent la géométrie du comblement comme celle de la forme du cours d'eau en plan.

La fenêtre de la Loire amont est actuellement située dans une zone de soulèvement (Larue 2003b, p. 137), bien qu'inscrite au sein d'un bassin d'effondrement dont les failles bordières auraient rejoué au Plio-quaternaire (Donzeau *et al.* 2006b, p. 131). Le lit majeur est incisé de façon dissymétrique au sein des terrasses qui l'entourent, particulièrement dans les dépôts de la fin de la dernière glaciation mieux préservés à l'est qu'à l'ouest (Fig. 273). Ce constat semble se vérifier en ce qui concerne le tracé actuel du fleuve, qui coule majoritairement sur la partie ouest du lit majeur, jusqu'à éroder les terrasses anciennes en rive gauche. La conservation, asymétrique, de la partie concave des anciens méandres migrant vers l'est au cours de l'Holocène semble indiquer que le bassin d'effondrement est sujet à une légère subsidence asymétrique depuis au moins la fin de la dernière glaciation (Fig. 274). Cette remarque est légèrement contradictoire avec la tendance observée dans la plaine du Forez, où la Loire migre plutôt vers l'est depuis la dernière glaciation comme sur le long terme, au regard de sa position dans son bassin d'effondrement (Georges 2007, p. 171). Par ailleurs, la Loire, sur la fenêtre d'étude amont, est également plutôt située dans la partie orientale du bassin, mais tend tout de même à migrer vers l'ouest depuis la fin de la dernière glaciation (Fig. 58). Ce constat est une tendance plus qu'une règle absolue, certaines parties de la fenêtre ne montrant pas une migration aussi prononcée de la bande de méandrage. Ces conditions ont permis la

conservation des tracés anciens près de la surface car la migration latérale n'a pas entièrement effacé les chenaux antérieurs.

Sur la fenêtre d'étude de La Charité-sur-Loire, le fleuve coule toujours dans un fossé d'effondrement oligocène, qui est bien moins profond que sur la fenêtre de la Loire amont (Menot *et al.* 1997b, pp. 70-75). De nos jours, ce secteur est situé entre une zone en soulèvement, passant par Nevers et Bourges, et une zone subsidente centrée sur Sancerre (Larue 2003b, p. 137). Le contexte local est assez différent de la fenêtre amont, puisque la préservation différentielle se fait ici d'ouest en est, le fleuve actuel butant sur des formations calcaires secondaires en rive droite tandis que les formations alluviales anciennes et les dépôts holocènes sont concentrés en rive gauche. Au Pléistocène, le jeu de failles nord-sud a provoqué l'effondrement des couches géologiques vers l'ouest sur une trentaine de mètres et a dirigé l'écoulement vers la rive gauche au niveau de Sancerre, cependant une fois cet accident dépassé le fleuve s'oriente de nouveau préférentiellement vers l'est (Menot *et al.* 1997b, p. 76). Ce demi-graben a abaissé les alluvions pliocènes sur une trentaine de mètres à l'ouest du lit majeur, mais la Loire, au cours de l'Holocène, a migré vers l'est, ce qui tendrait à indiquer que le panneau effondré dans lequel coule le fleuve a une tendance à la subsidence plus accentuée à l'est (Fig. 80).

La confluence entre l'Ognon et la Saône, immédiatement en amont de Pontailler-sur-Saône, est caractérisée par la présence de trois compartiments de plus en plus effondrés vers l'ouest, séparés par des accidents nord/sud qui expliqueraient le coude pris par l'Ognon avant de rejoindre la Saône (Campy *et al.* 1983, p. 24). Le jeu vertical serait de huit mètres entre le compartiment le plus occidental et celui du centre, lui-même effondré de douze à quinze mètres par rapport au compartiment oriental. Ces accidents supposés pliocènes ont pu impliquer une forte accommodation au niveau de la fenêtre de Pontailler, et expliquer le léger épaissement vers l'ouest que l'on peut observer sur les dépôts graveleux formant la base du comblement weichsélien de la vallée de la Saône, en bordure du horst qui décale les calcaires secondaires constitutifs du Mont Ardoux. Ce phénomène, en aboutissant à l'étalement des dépôts superficiels, peut être à l'origine de la très faible pente que l'on peut observer dans ce secteur, et par là même fournir une explication au grand nombre de bras récents au niveau de l'agglomération de Pontailler-sur-Saône, plutôt atypique sur la Saône dont le tracé est souvent considéré comme stable à l'échelle plurimillénaire. La création puis la réactivation de ces avulsions de dimensions réduites à plusieurs reprises au cours de l'Holocène expliquerait le grand nombre de datations obtenues sur des comblements de bras morts remaniés, et pourrait être la lointaine conséquence des déformations pliocènes. Ce phénomène d'avulsion a déjà été

mis en évidence dans des zones en subsidence sur d'autres systèmes (Schumm 2005, pp. 56-58). Entre Gray et Verdun-sur-le-Doubs, le lit mineur de la Saône est plutôt situé dans la partie ouest de son lit majeur, et la terrasse de la formation de Saint-Cosme, datée du Riss, conservée préférentiellement à l'est entre Pontailier-sur-Saône et Auxonne. Ces deux observations indiquent que la Saône et l'Ognon se sont déplacés vers l'ouest au cours du Quaternaire (Petit 1993, p. 268).

La partie aval du Doubs, après le franchissement de l'axe de déformation d'origine varisque Sennecey-La Serre, qui sépare les dépressions de la Bresse chalonnaise de la Bresse louhannaise, présente un tracé bien plus rectiligne que lors de son entrée dans la Bresse, où les méandres abandonnés sont particulièrement nombreux. Au cours du Pléistocène, le horst de Sennecey-La Serre, bien que segmenté, est sujet à la surrection, tandis que le chevauchement du Jura se poursuit sous l'influence de la poussée alpine, et que la Bresse louhannaise se soulève au début du Pléistocène (Rocher *et al.* 2003, p. 143). Il résulte de l'ensemble de ces phénomènes une pente plus importante dans le profil en long du Doubs entre la bordure orientale du fossé bressan et le horst de la Serre (Fig. 275). Or l'amortissement de la pente est susceptible de provoquer un tel changement dans le tracé en plan de la rivière (Schumm 2005, p. 109 ; Fig. 275). La présence des deux méandres très accentués de Longepierre (Fig. 223 C), en plus d'un possible effet de substrat ayant pu accentuer la forme des méandres (Malavoi et Bravard 2010, p. 78), pourrait tout à fait marquer le franchissement du horst qui transforme le système très méandrique du Doubs en un tracé beaucoup moins sinueux présentant des barres alternées. Il est également envisageable que le soulèvement général de la partie orientale de la Bresse soit à l'origine de la capture d'un affluent de la Guyotte au cours de la dernière glaciation, capture à l'origine du changement de confluence entre la Saône et le Doubs, ce dernier cours d'eau se jetant auparavant dans la Saône aux environs de Saint-Jean-de-Losne (Fleury *et al.* 1982, pp. 17-18).

La mise en évidence de ces différents contextes structuraux souligne l'importance des déformations passées et actuelles dans la forme en plan des cours d'eau et les remplissages des lits majeurs, bien qu'il faille être prudent avant de mettre en avant des effets tectoniques pour des changements qui peuvent dériver de l'évolution normale du cours d'eau (Holbrook et Schumm 1999, pp. 301-303). Même à des échelles de temps relativement courtes, ces processus qui semblent ici dériver de la poussée alpine jouent un rôle primordial dans la conservation et l'accessibilité des archives sédimentaires, et ont par conséquent une incidence sur la préservation des traces d'occupations humaines

2.2. LE RÔLE DU CLIMAT

2.2.1. Phases d'activité fluviale accrue et climat

Les principales phases d'activité déduites des observations sédimentologiques ont été replacées dans le cadre général des bassins versants du Rhône et de la Loire, des principales phases de dégradation du climat Holocène ainsi que des périodes de hauts niveaux enregistrés dans les lacs de moyenne latitude européens (Fig. 265). La plupart des phases ne sont pas limitées par deux bornes de datation en raison de la diversité des contextes sédimentaires datés et de la méthode utilisée, les terminus *ante quem* des phases de haute énergie étant assez délicats à obtenir. Ce fait est lié à la rareté des sédiments organiques lors des épisodes de forte compétence des écoulements qui se traduisent par des dépôts grossiers. Ces derniers favorisent en effet le transport et la sédimentation de particules plus grossières et peuvent de plus freiner le développement de niveaux marécageux par la remobilisation des dépôts ou l'inhibition du développement de la végétation (hauts niveaux d'eau défavorisant la tourbe, températures moins clémentes). Ces biais auraient pu être limités par l'accès à des remplissages argileux accumulés sur le temps long en de nombreux points, permettant la construction de modèles âge/profondeur robustes et d'analyses menant aux taux d'accumulation de matières minérales et organiques. Il aurait alors été possible de mettre en évidence les bornes temporelles des périodes d'apports détritiques accrus. Cependant, les séries anciennes et relativement continues ont été particulièrement rares et dispersées, et ce sur toutes les fenêtres. Par ailleurs, les signes d'évolution de la dynamique alluviale ne sont pas uniquement enregistrés dans les remplissages argileux, mais ont également été lus et datés sur divers types de sédiments. Certaines fluctuations climatiques ont été enregistrées dans les plaines alluviales étudiées, particulièrement sur la fenêtre de la Loire amont où l'accès à des archives anciennes a été facilité par la migration latérale du tracé au cours du temps.

Les deux phases d'incision de la Loire amont encadrant le Tardiglaciaire (vers 15000 av. J.-C. et quelque temps avant 10000 av. J.-C.) peuvent correspondre aux résultats obtenus en amont par l'étude du remplissage du Lac du Bouchet (Degeai et Pastre 2009, p. 156), pour le bassin versant duquel des taux d'érosion élevés ont été calculés au cours du Dryas ancien (plus de 175 t.km⁻².an⁻¹), et dans une moindre mesure, au Dryas récent (entre 25 et 50 t.km⁻².an⁻¹). Ils semblent liés aux conditions froides qui prévalent alors et affectent les sols comme le substrat en empêchant le développement du couvert végétal. Ces facteurs sont particulièrement probants dans la mesure où le Dryas ancien et le Dryas récent ne sont pas des périodes où l'humidité est

significativement importante, ce qui limite les écoulements (Degeai et Pastre 2009, p. 156). Les conditions sèches ne sont pas forcément contradictoires avec un accroissement de la dynamique alluviale, notamment en cas d'apports massifs de sédiments dans l'hydrosystème. Ce dernier peut alors évoluer en système en tresse, dont la charge de fond est particulièrement abondante (Malavoi et Bravard 2010, p. 99). De plus, ce type de système est également caractérisé par une grande variabilité dans le débit (Bravard et Petit 2000, p. 126), or le Tardiglaciaire, à l'exception de l'interstade Bølling-Allerød, voit le retour de conditions quasi pléni-glaciaires dans l'hémisphère Nord (Ruddiman 2001, pp. 307-308), et donc d'importantes variations saisonnières dans les écoulements. Le contrôle climatique de la dynamique alluviale au Tardiglaciaire s'est traduit, dans le bassin parisien (Seine et principaux affluents), par l'abandon puis l'incision d'un système en tresse fonctionnant jusqu'au Bølling, avec plusieurs chenaux dont un principal de style méandri-forme (Pastre *et al.* 2000, p. 119, 2002, p. 33 et 2003, p. 2186). L'Allerød voit le développement d'un lit unique à méandres dans les vallées du Nord de la France, tandis que le Dryas récent voit augmenter la fréquence des crues et l'érosion des versants (Lespez 2013, p. 56). Le développement d'un système méandri-forme entre les deux dégradations correspond très bien aux derniers chenaux visibles à la surface de la séquence 1 sur la fenêtre de la Loire amont. L'incision des dépôts de cette séquence est suivie par la mise en place d'un système en tresse fonctionnant jusqu'à la transition Tardiglaciaire/Holocène. Ce type de régime pourrait alors se retrouver sur la Loire moyenne (Castanet 2008, p. 380), mais pas dans le bassin parisien où les chenaux latéraux de la Seine et de ses principaux affluents ne sont réactivés que saisonnièrement autour d'un lit principal largement engorgé (Pastre *et al.* 2000, p. 110). Plus généralement, les rivières d'Europe centrale ont aussi réagi au Dryas récent, adoptant même plus souvent un système en tresse quand leur régime était influencé par les crues d'été issues de la fonte des neiges en montagne (Starkel 1991, p. 477 ; 2003b, p. 164).

D'une manière générale, les six phases froides des dix mille dernières années, identifiées à partir de quatre-vingt-une séries de proxies traduisant l'évolution des températures et des précipitations à l'échelle mondiale, correspondent toutes plus ou moins précisément à des phases d'activité alluviale accrues observées sur les différentes fenêtres (Fig. 265). Ainsi, sur la fenêtre de la Loire amont, toutes ces dégradations peuvent être contemporaines de phases d'activité alluviale accrue du fleuve, exceptée la période de la fin de l'Antiquité et du début du haut Moyen Âge, où les seuls enregistrements datés concernent des dépôts de crue dont le caractère ponctuel n'a pas été traduit en termes d'évolution de la dynamique alluviale. En revanche, sur la fenêtre du Doubs aval, ces niveaux événementiels de la fin de la période

romaine tranchaient par rapport à la sédimentation cyclique et pouvaient traduire un accroissement de la dynamique alluviale, par ailleurs observé immédiatement en amont de la zone d'étude.

La première dégradation holocène enregistrée correspond au recoupement du dernier méandre de la séquence 2 de la Loire amont, à la suite duquel le fleuve incise ses dépôts antérieurs et met en place une nouvelle séquence. Cette dégradation, déjà évoquée lors de la présentation des résultats acquis à l'Hôpital-le-Mercier, est contemporaine de la phase de haut niveau lacustre Le Locle (Magny 2004), et a également été mise en évidence sur la Loire orléanaise (Castanet 2008). Son début peut correspondre à une diminution de l'activité solaire (Bond *et al.* 1997 ; 2001), mais cette dernière est assez réduite. Par conséquent, le mécanisme à l'origine de cette phase froide pourrait être la fonte de la calotte laurentide, cette fusion étant elle-même à l'origine d'une diminution de la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord, ce qui expliquerait l'intensité de cet épisode (Wanner *et al.* 2011, p. 3118). Malgré une certaine variabilité dans la définition précise des bornes chronologiques de cette dégradation et son absence dans certaines zones, cet épisode, « l'événement à 8200 BP », a été enregistré dans de nombreux milieux d'Europe centrale et occidentale, dont des systèmes alluviaux où il se traduit notamment par une recrudescence des événements de crue (Berger et Guilaine 2009, p. 37). Sous nos latitudes, cet événement froid correspond également à une phase humide (Magny *et al.* 2003, p. 1593), ce qui peut expliquer qu'il se traduise par un accroissement de la dynamique alluviale.

La dégradation suivante peut avoir eu un effet sur la Saône et la Loire amont, et correspond à la phase de haut niveau lacustre Grand Maclu. Elle coïncide également avec une dynamique alluviale accrue sur la Loire orléanaise, ainsi que sur le Rhône. Elle correspond à une péjoration au sein de l'optimum climatique de l'Holocène, notamment enregistrée dans des tourbes autrichiennes (Le Roy 2012, pp. 18-19) ou dans le remplissage du lac d'Aydat au sud-ouest de Clermont-Ferrand, où l'on observe un pic de détritisme probablement accentué par les activités humaines vers 3950 cal BC (Lavrieux *et al.* 2013). À l'échelle mondiale il semble que cette péjoration, plus ou moins bien observée ou manifestée selon les enregistrements, puisse être liée à une diminution de l'activité solaire (Wanner *et al.* 2011, p. 3118). Le remplissage du lac du Bouchet n'indique en revanche pas de péjoration se manifestant par une augmentation significative de la charge détritique ou un assemblage pollinique reflétant une baisse des températures ou/et un accroissement des précipitations (Siffedine *et al.* 1996, p. 208). Il peut s'agir d'un biais lié à l'enregistrement ou à sa résolution, ou encore de conditions locales, mais des études plus récentes confirment l'occurrence d'un faible taux d'érosion au cours de

l'Atlantique dans ce remplissage lacustre (Degeai et Pastre 2009, p. 157), et par conséquent une absence de correspondance avec la phase de dynamique accrue de la Loire.

Vers le troisième millénaire avant notre ère, la Loire amont connaît une nouvelle phase d'activité, bien que relativement limitée puisqu'elle n'a pas engagé le fleuve dans une nouvelle séquence érosion/développement d'une ceinture de méandres. Elle n'est en effet perceptible que dans l'accroissement du détritisme dans les remplissages de paléochenaux et par l'abandon d'un chenal à Chassenard. Il est possible que cette phase corresponde à l'épisode Chalain de haut niveau des lacs alpins et jurassiens. Par ailleurs, le terminus *post quem* de cette période est immédiatement antérieur à un autre événement froid de l'Holocène, qui semble se traduire par une plus grande humidité dans l'hémisphère Nord et correspondant peut-être à un événement de Bond (Wanner *et al.* 2011, p. 3118). Il précède immédiatement l'arrivée du Néoglaciale, plus frais et humide, dont le début est relativement mal daté, qui serait néanmoins marqué par des avancées glaciaires dans l'hémisphère Nord à partir de 3050 av. J.-C. (Simonneau 2012, p. 54). Les trois phases d'élévation rapide des eaux du lac de Constance, entre 3650 et 3350 av. J.-C., sont interprétées par certains auteurs comme causées par le début du Néoglaciale, sous l'influence principale d'une diminution de l'activité solaire, potentiellement aggravée par des facteurs orbitaux et une modification de la circulation océanique (Magny *et al.* 2006, p. 16). Le remplissage du lac du Bouchet montre un léger accroissement du détritisme au Subboréal (Degeai et Pastre 2009, p. 157), période qui marque l'arrivée du hêtre dans des conditions plus froides et humides sur de nombreuses tourbières du Massif Central oriental (Cubizolle *et al.* 2012, p. 90).

Aux alentours de 2000 av. J.-C., la basse vallée du Doubs semble connaître un abaissement du niveau de sa nappe phréatique, qui pourrait correspondre à la fin de la phase de haut niveau lacustre n°7 (Magny 2004). Sur les fenêtres de la Saône et de la Loire amont, un accroissement de la dynamique alluviale a été observé entre les années 1500 et 1000 av. J.-C., contemporain de la phase de haut niveau lacustre Pluvius. Par ailleurs, cet intervalle correspond au début d'une nouvelle phase de dégradation du climat de l'Holocène liée à la diminution de l'activité solaire, et potentiellement amplifiée par une modification de la circulation thermohaline sur certains enregistrements (Wanner *et al.* 2011, p. 3118). Le remplissage du lac du Bouchet révèle, pour cette période, un taux assez élevé de matière organique allochtone issue de l'érosion des sols, ainsi que des pollens révélant des conditions assez humides et une légère baisse des températures (Siffedine *et al.* 1996, p. 208).

Sur la Loire amont et Le Doubs aval, la dynamique alluviale semble assez intense au cours du premier millénaire avant notre ère (au moins dans la première moitié de ce dernier), ce qui correspond à des phases actives sur le haut bassin du Rhône et l'ensemble du cours de la Loire, ainsi qu'à une phase de haut niveau lacustre aux latitudes moyennes de l'Europe entre 800 et 400 av. J.-C. (phase du Bourget). Le début du Subatlantique est également caractérisé par des taux d'érosion élevés autour du lac du Bouchet (Degeai et Pastre 2009, p. 157), notamment sous forme de flux de matière organique allochtone (Siffedine *et al.* 1996, p. 207). Plus généralement, cette dégradation, notamment observée aux Pays-Bas (Van Geel *et al.* 1996), semble avoir affecté les moyennes latitudes des deux hémisphères, qui connaissent alors des conditions plus fraîches et plus humides en réponse à une diminution de l'activité solaire (Van Geel et Magny 2002, p. 118 ; Van Geel 2012, pp. 259 - 260).

L'occurrence d'inondations affectant pour la première fois la bordure du lit majeur de la basse vallée du Doubs à Pontoux a été interprétée comme un accroissement relatif de la dynamique alluviale à la fin de la période romaine et au début du haut Moyen Âge. Son début pourrait coïncider avec la phase de haut niveau lacustre Petit Maclu I, tandis que la totalité de l'intervalle temporel couvert par les âges de ces niveaux de crues correspond à une dégradation holocène globale, caractérisée par des anomalies négatives de température en Europe (Wanner *et al.* 2011, p. 3119). Sur l'ensemble des fenêtres étudiées, à l'exception de la Loire amont, cette période peut avoir en partie coïncidé avec le développement de systèmes anastomosés et/ou de plaines alluviales particulièrement marécageuses, qui perdurent au moins jusqu'aux alentours de l'an mil, voire jusqu'au XIII^e siècle pour les fenêtres du Doubs aval et de la Petite Saône.

La dernière phase d'activité importante est la seule qui concerne toutes les fenêtres étudiées. Elle intervient après l'an mil et avant la fin du XIII^e siècle, et se poursuit jusqu'au XIX^e siècle. Contemporaine des hauts niveaux lacustres de Petit Clairvaux, elle correspond également à la dernière phase froide de l'Holocène au niveau mondial, le Petit Âge Glaciaire, principalement associé aux minima solaires de Wolf, Spörer, Maunder et Dalton, mais aussi lié à l'occurrence d'éruptions volcaniques au cours de la même période (Wanner *et al.* 2011, p. 3119). Les périodes les plus froides de cette péjoration polyphasée sont entrecoupées de phases plus clémentes, mais ces fluctuations à haute fréquence n'ont pas été enregistrées comme des changements majeurs du milieu alluvial sur les fenêtres d'étude considérées. Au cours du Petit Âge Glaciaire, de nombreux cours d'eau français et européens ont connu une dynamique particulièrement active (Arnaud-Fassetta *et al.* 2010, p. 108 ; Carozza *et al.* 2012), et il n'est par conséquent pas particulièrement surprenant de retrouver cette période sur l'ensemble des

fenêtres étudiées, dans la mesure où elle constitue le dernier événement marquant dans la dynamique alluviale avant la systématisation et l'intensification des aménagements anthropiques de grande ampleur sur les tracés alluviaux.

Les fluctuations climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène ont eu une influence importante sur la dynamique alluviale des cours d'eau considérés, même si l'enregistrement est bien plus complet sur la Loire bourguignonne. Par ailleurs, bien que les principales péjorations climatiques de l'Holocène correspondent assez bien aux phases les plus actives des cours d'eau étudiés, il est nécessaire de rappeler le danger de corrélérer des enregistrements distants, d'autant plus lorsque l'on maîtrise mal les incertitudes des bornes des phases datées (Blaauw 2012). De plus, le milieu alluvial est sujet à de nombreuses évolutions qui tronquent les archives du fleuve et peuvent donc faire disparaître les traces d'événements importants. C'est pourquoi les comparaisons proposées dans cette synthèse ont principalement concerné des enregistrements réalisés sur les bassins versants étudiés, bien que la Saône soit ici mal documentée pour les fluctuations fines de l'Holocène, alors que des séquences sur des périodes plus longues ont été obtenues sur l'amont du bassin versant de l'Ognon (Guiot *et al.* 1989 ; De Beaulieu et Reille 1992), ou les Vosges en général pour le Tardiglaciaire (Walter-Simonnet *et al.* 2008 ; 2009). Les phases de hauts niveaux de lacs du Jura, du nord des Préalpes françaises et du Plateau Suisse ont été un marqueur particulièrement précieux dans la mesure où elles sont assez bien contraintes temporellement, qu'elles renseignent directement sur les fluctuations hydrologiques et que les lacs où elles ont été mises en évidence sont assez peu éloignés des bassins versants étudiés, voire en font partie pour le Doubs. En plus de la phase Petit Maclu 2, qui n'est pas vraiment associée à un accroissement de la dynamique alluviale mais à des plaines alluviales particulièrement marécageuses, quatre épisodes de hauts niveaux lacustres ne sont pas contemporains d'une dynamique alluviale accrue repérée sur l'une ou l'autre des fenêtres étudiées (épisodes 11, 13, 14 et 15 de Magny 2004). Le cas de l'épisode 11 est toutefois discutable, puisqu'il pourrait correspondre à une phase de dynamique accrue de la Loire amont pour laquelle il manquerait des datations intermédiaires (Fig. 261). Parmi les autres épisodes lacustres, six semblent particulièrement bien correspondre au début de phases d'intensification de la dynamique alluviale (épisodes 2, 4, 5, 6, 10 et 12), ce qui tend à la fois à conforter la prépondérance du forçage climatique sur la dynamique des systèmes étudiés et à souligner la vitesse de réaction des hydrosystèmes aux échelles régionales et suprarégionales.

2.2.2. Les âges d'abandon définitif des tracés

De façon à préciser l'âge des principales transformations, il est proposé de se pencher plus précisément sur les âges d'abandon des chenaux étudiés. Parfois considérés comme un assez mauvais marqueur des phases d'activité (Hoffmann 2008, p. 2032), le début du remplissage d'un paléochenal correspond pourtant au recoupement et à l'abandon du lit actif en fournissant un terminus *ante quem* de l'interruption définitive de l'écoulement dans un chenal, qui peut être le signe d'un changement dans la dynamique. On date alors un état transitionnel, qui peut avoir duré plus ou moins longtemps selon les modalités d'abandon du chenal concerné. Ce type d'échantillon a été choisi préférentiellement en raison de sa représentativité au sein du corpus de datations (20 échantillons sur les 65 datations non remaniées) et du caractère homogène du phénomène qu'il représente. En effet, les autres échantillons caractérisaient des contextes géomorphologiques disparates (remplissages intermédiaires de paléochenaux, rares niveaux de crue) et par conséquent en trop petit nombre pour former un ensemble cohérent représentatif d'une dynamique accrue ou déprimée. Ainsi, les dépôts de chenal actif et les niveaux de crue sont assez mal représentés dans le corpus présenté ici, principalement parce qu'ils ne contiennent pas de matière organique, car ce sont principalement des sables et des graviers. Par ailleurs, les datations réalisées sur des niveaux intermédiaires des remplissages de chenaux ne sont pas toujours utilisables en l'absence de modèles âge-profondeur suffisamment robustes pour encadrer les différentes phases de dépôts (tourbes, niveaux détritiques). Dans la mesure où cette base de données viendrait à être complétée pour atteindre un plus grand nombre de datations, il serait alors cohérent de séparer plus finement les différents contextes de dépôt et la dynamique alluviale qu'ils révèlent, en se basant notamment sur les travaux existants (Johnstone *et al.* 2006 ; Macklin *et al.* 2006 ; 2010 ; 2013 ; Berger *et al.* 2008 ; Hoffmann *et al.* 2008 ; 2009).

La courbe des probabilités cumulées corrigée par la série de datations simulées, ainsi que le graphe représentant la fréquence des différents recoupements⁴⁵, comparés aux hauts niveaux lacustres de moyenne latitude européenne, semblent confirmer le caractère transitionnel de ces abandons du point de vue de la dynamique alluviale (Fig. 266). Un seul recoupement survient à l'âge médian d'une phase de haut niveau, tandis que toutes les autres datations précèdent légèrement ou coïncident avec le début d'une phase de haut niveau lacustre, à l'exception de la

⁴⁵ Une méthode analogue à celle utilisée par Magny (2004, p. 72) a été appliquée pour établir l'histogramme de fréquence : à chaque fois qu'une année croise une ou plusieurs datations, on attribue un score qui correspond à la somme des valeurs suivantes : 2 si l'année croise un intervalle de datation calibré à un sigma, et à 1 si elle croise l'intervalle de datation à 2 sigmas.

plupart des échantillons datés sur la fenêtre du Doubs aval qui ont tendance à correspondre à des bas niveaux lacustres. La particularité de cette dernière fenêtre s'explique par le fait que les abandons datés signent plutôt le terminus *post quem* d'une phase plus dynamique, comme les mares protégées par la Barre de Saunières lors des phases de bas niveau lacustre, ou le lit majeur marécageux du début de La Tène reposant sur les graviers weichséliens, qui se met donc en place après une période d'incision. De la même façon, le paléoméandre de La Morte, à Sermesse, est abandonné avant le XI^e siècle de notre ère, potentiellement au cours de l'épisode lacustre du Petit Maclu 2, qu'on n'avait pourtant auparavant pas rattaché à une phase particulière de dynamique alluviale accrue. Il correspond pourtant au développement d'une plaine alluviale marécageuse à La Charité-sur-Loire comme à Pontailier-sur-Saône, alors que la basse vallée du Doubs est également marécageuse aux abords du chenal actif.

Sur la petite Saône et la Loire amont, les abandons précèdent des déplacements du chenal voire des changements de style particuliers bien observés dans le secteur de Baugy à Digoin. Le caractère transitionnel des abandons datés ne peut alors qu'être souligné par le fait que ceux-ci semblent survenir peu avant ou au début d'une phase de haut niveau lacustre, même si les deux datations les plus récentes de la fenêtre de Pontailier-sur-Saône représentent les terminus *ante quem* de la transformation vers un système plus dynamique. En dehors d'une réactivité assez rapide aux fluctuations climatiques, les hydrosystèmes considérés, et surtout la Loire amont, commencent à évoluer avant que les phases de hauts niveaux lacustres ne s'expriment complètement. Il convient alors de s'interroger sur le ou les mécanisme(s) responsable(s) de changements si soudains, particulièrement sur les épisodes d'inondations qui peuvent provoquer des recoupements de chenaux relativement rapides.

2.2.3. Les événements de crues, agents majeurs des transformations lors des transitions climatiques ?

Une inondation est un phénomène ponctuel dont l'effet sur la forme du chenal, et le temps de latence avant un retour aux conditions antérieures (dans la mesure où il est possible), dépendra de l'intensité mais également de la fréquence des événements (Knighton 1998, p. 299). Le rôle des crues peut être crucial dans la réalisation d'une métamorphose fluviale, sans pour autant toujours relever uniquement d'événements particulièrement catastrophiques ou, à l'inverse, d'une lente évolution par la juxtaposition d'événements de faibles ampleurs. Les deux phénomènes, ou leur combinaison, peut (peuvent) tout à fait provoquer des changements importants à partir du moment où les seuils morphologiques franchis dépassent la résilience du

système (Knighton 1998, p. 281). Il semble que ce cas ait été particulièrement bien illustré pour la fenêtre d'étude de la Loire amont⁴⁶, où les crues du XIX^e siècle ont certainement joué un rôle dans l'initiation de l'incision et le dépassement de la résilience.

2.2.3.1. Exemples contemporains : les crues de 2003 et 2008 sur la fenêtre de la Loire amont

Les effets d'événements récents sur la forme du tracé de la Loire amont ont été évalués au niveau d'un méandre actuel, dans un secteur particulièrement mobile au cours des deux derniers siècles (Fig. 267). Les crues de décembre 2003 et novembre 2008, bien qu'en partie écrêtées par le barrage de Villerest (Fig. 268), ont eu un effet important sur la Loire amont. Ces événements ont présenté un débit de pointe situé dans la partie de haute de l'intervalle des valeurs de débit instantané calculées pour une crue cinquantennale à la station de Digoin, dont le débit maximal instantané est compris entre 1400 et 1800 m³/s selon les données de la Banque Hydro (Fig. 268). La reconstitution des débits qui auraient été observés sans l'écrêtage par le barrage indique une valeur de près de 3000 m³/s pour la crue de 2008 (ISL 2009, p. 12). L'effet de la crue de 2003 est particulièrement net sur les photographies aériennes prises avant et après cet événement (Fig. 269). Une crevasse de presque 50 m de largeur pour 2 m de profondeur au minimum, dont le fond est recouvert de galets et de blocs, s'est formée sur 200 m d'extension au détriment de la plaine alluviale en rive gauche, avant de s'étendre en un cône sableux et graveleux semi-circulaire d'un rayon de 125 m à 250 m en suivant le creux topographique d'un ancien chenal, encore actif en 1967 mais abandonné en 1976. Après la crue de 2008, cette crevasse s'est vue accentuée dans sa partie proximale, bien plus excavée qu'auparavant (avec un creux atteignant 4 m sous la surface de la plaine alluviale), tandis que le cône en partie distale s'est trouvé épaissi par le dépôt de 2 m de galets et de blocs, alors qu'auparavant seuls des sables avaient atteint ce point (Fig. 270). De toute évidence, la juxtaposition d'autres événements, particulièrement ceux d'ampleur cinquantennale relativement rapprochés comme ceux de 2003 et 2008, en poursuivant le creusement de la crevasse et le dépôt du lobe ainsi que la remobilisation de la charge grossière à une distance de plus en plus grande, pourrait favoriser le recouplement du méandre, potentiellement dans le creux laissé par le bras encore actif dans les années 1960. Il est alors tentant de s'interroger sur l'incertitude qui pose de nos jours question quant au devenir du climat, et si le réchauffement actuel pourrait être à l'origine de nouveaux événements de crue modifiant à leur tour la morphologie voire le style du fleuve. De

⁴⁶ Chapitre V : 5.

ce point de vue, le rapport de synthèse récent du GIEC n'est pas en mesure de fournir des certitudes en raison de la difficulté de dissocier les causes des changements observés, bien que de récentes observations tendent à faire penser, avec une confiance modérée, que certains bassins à l'échelle régionale pourraient connaître des précipitations intenses et par conséquent des pics de débit (IPCC 2014, p. 15). Sur le fleuve Loire lui-même, les modélisations menées sont beaucoup moins robustes sur les extrêmes hydrologiques que sur les modules, mêmes si des étiages plus sévères et plus longs semblent très probables. Dans le bassin amont, l'accroissement des précipitations automnales réalimenteront les nappes plutôt que de ruisseler et si des crues restent possibles, les modélisations actuelles ne prévoient pas d'augmentation significative de fréquence ou d'intensité de ces événements, malgré de fortes incertitudes (Moatar *et al.* 2010, pp. 85-87).

Bien que l'exemple proposé démontre le rôle possible des événements dans les changements de tracé, il est très difficile de projeter cette dynamique dans le temps passé ou futur dans la mesure où l'influence anthropique joue de nos jours un rôle crucial sur le bassin versant et le climat. Il reste que les grands événements du XIX^e siècle semble avoir joué un grand rôle sur la forme en plan de la Loire, à un moment où les modifications directes de l'hydraulique ne sont pas aussi importante qu'actuellement.

2.2.3.2. Les données anciennes

Les données historiques de crues disponibles sur les cours d'eau étudiés ne permettent pas de documenter de façon satisfaisante le début de la transition perçue dès les XI^e - XIII^e siècles par l'abandon des derniers chenaux actifs avant la transformation, observée sur toutes les fenêtres, de la dynamique alluviale au cours du Petit Âge Glaciaire, métamorphose effective au XIV^e siècle voire au XV^e siècle au plus tard. La répartition des informations historiques concernant les inondations, en histogrammes de fréquence (Fig. 271 A) ou par le codage de l'information puis sa représentation sous forme de clusters (Fig. 271 B), n'indiquent qu'un faible nombre d'inondations entre 1000 et 1300 ap. J.-C., et ce quel que soit le cours d'eau considéré. Ce problème de source est lié au manque de données mais aussi au degré de précision de l'étude de M. Champion, qui regroupe la plupart des événements recensés ici. En effet, les crues de la Seine sont, dans ces travaux, particulièrement bien documentés au regard des autres fleuves français (Cœur 2002, p. 14), et on constate qu'il existe pour ce cours d'eau des fréquences significatives d'inondations dès la première moitié du XIII^e siècle (Ollive 2007, p. 129), alors qu'on n'en recense aucune pour la Saône ou sur le Doubs (les deux événements comptés dans l'histogramme ne sont pas issus de la compilation de M. Champion), et deux pour

la Loire au cours de ce même siècle. À ce biais en partie lié à l'orientation de la recherche viennent s'ajouter les composantes inhérentes à toute étude historique, à savoir le mode de consignation et la conservation des documents relatant des événements tels que les crues. La résolution des événements consignés entre 700 et 1250 ap. J.-C. est souvent annuelle et sporadique, tandis qu'entre 1250 et 1500 les données sont plutôt saisonnières et continues (Pfister 2001 dans Ollive 2007, p. 135). De plus, avant les années 1300 de notre ère, on consigne particulièrement les informations relevant d'anomalies ou de désastres naturels ayant un impact significatif sur les facteurs socio-économiques (Brázdil *et al.* 2005, p. 376). Ces considérations illustrent la difficulté d'expliquer des changements bien enregistrés dans les sédiments à des périodes où existent pourtant de nombreux textes. Les séries vendémiologiques, récemment étudiées et revues en Bourgogne (Labbé et Gaveau 2011 ; 2013), ne livrent pas d'informations complémentaires sur les éventuelles fluctuations climatiques observées sur les rivières bourguignonnes car elles débutent en 1385 à Dijon et en 1371 à Beaune. La précocité des changements relevés, en particulier sur la Loire amont, ne correspond pas au début du Petit Âge Glaciaire proprement dit aux moyennes latitudes européennes, qui ne commence pas avant 1303 au plus tôt au niveau des glaciers alpins (Pfister *et al.* 1996, p.100), ou d'une manière plus générale s'installe « massivement » au cours des trois premières décennies du XIV^e siècle (Le Roy Ladurie 2004, p. 32). Le début des phases d'activité alluviale serait donc antérieur au Petit Âge Glaciaire *stricto sensu* sur toutes les fenêtres (sauf peut-être sur la Loire moyenne, où le changement est postérieur à 1249), même si cette péjoration aurait pu avoir déjà débuté au XIII^e siècle dans l'Atlantique Nord (Grove 2001). Les indices de pluviosité estivale, calculés à partir des données textuelles sur l'Europe de l'ouest, permettent d'avancer des hypothèses quant aux échantillons datés avant le Petit Âge Glaciaire. Ainsi, les épisodes très pluvieux centrés sur les années 1150-1169 et 1190-1199 (Alexandre 1987, p. 787), auraient pu engendrer le recouplement des chenaux, suivi par le développement de la matière organique lors de conditions plus clémentes sur la Loire amont et la Saône amont. Cet âge est également cohérent avec les données de la basse vallée du Doubs, où la sédimentation de berge évolue peu après 1026-1158 cal AD, datation qui n'apparaît pas sur la courbe des probabilités cumulées des recouplements (Fig. 266). Sur cette fenêtre et sur la Loire amont, on peut remarquer que certains abandons peuvent être antérieurs à l'an mil. À La Charité-sur-Loire, la transformation est postérieure à 1249. Les plus proches épisodes de pluviosité importante connus se produisent au cours des décennies 1310-1319 et 1340-1349, au début du Petit Âge Glaciaire (Alexandre 1987, p. 787). Il est évident qu'en l'absence d'autres datations et d'éventuelles sources historiques plus locales, il est impossible de pousser la réflexion plus loin, les hypothèses formulées étant

déjà particulièrement peu sûres au regard des intervalles de datation, du faible nombre de points d'observation et du cadre européen dans lequel ont été compilées les données climatiques historiques de P. Alexandre. Il est toutefois intéressant d'observer que les épisodes pluvieux de la seconde moitié du XII^e siècle, dont l'existence ne semble pas invalidée dans les synthèses récentes (Le Roy Ladurie *et al.* 2011, p. 23), pourraient avoir précédé le changement de mode de sédimentation des berges du Doubs, ainsi que le développement de la matière organique dans des chenaux abandonnés sur la petite Saône et la Loire amont.

À titre de piste de réflexion, on peut se demander si la précocité des changements observés ne peut pas être le fruit de l'évolution normale des cours d'eau considérés, soienst des phénomènes autocycliques, en réponse aux transitions climatiques. Ces dernières pourraient ainsi se traduire par des événements de crue plus fréquents et/ou intenses, les cours d'eau réagissant par des modifications de tracés qui n'étaient peut-être pas définitives à l'origine, du moins dans les conditions géomorphologiques de l'époque. Cependant, le retour aux conditions originelles, après un certain temps de latence, n'a pas été possible en raison de l'installation du Petit Âge Glaciaire, qui a mené au dépassement de la résilience (Burnouf et Leveau 2004a, p. 486). La dégradation aurait alors figé l'état transitoire du cours d'eau, marqué par des abandons de chenaux.

La reconstitution de la fréquence des événements de crue holocènes à l'échelle européenne (Pologne, Espagne et Grande-Bretagne), sur la base de l'analyse des probabilités cumulées de grands jeux de datations radiocarbone, soulignait déjà la survenue précoce de périodes où les crues sont plus fréquentes par rapport aux phases de hauts niveaux lacustres (Macklin *et al.* 2006, p. 152). La comparaison de ces périodes avec les âges des recoupements étudiés montre une assez bonne correspondance pour les cinq derniers millénaires, même si d'une manière générale il convient de rappeler la possible influence de la courbe de correction des âges radiocarbone sur la répartition des différentes phases (Fig. 272). Les deux seules exceptions sont centrées sur les années 650 et 550 av. J.-C., pour lesquelles aucun recoupement n'a été daté dans cette étude, mais qui correspond à une phase de détritisme accru dans un paléoméandre de la Loire amont (comprise entre 820 av. J.-C. et 85 cal AD au plus tard), tandis que la basse vallée du Doubs subit une incision antérieure aux années 378-205 cal BC.

Le fait que les grandes phases d'activité alluviale européennes semblent relativement synchrones au cours des cinq derniers millénaires, à l'inverse de la première partie de l'Holocène où la disparité est grande, tend à valider l'hypothèse déjà formulée pour la Loire orléanaise d'un changement dans la tripartition hydrologique de l'Europe (Castanet 2008, p.

426). Cette dernière, basée sur l'observation des effets de l'événement à 8200 BP, propose un modèle de répartition des conditions hydriques selon la latitude concernée. Ainsi, les événements froids de l'Holocène se traduisent par un accroissement de l'humidité entre 50 et 43 ° de latitude nord environs, tandis que les zones situées plus au sud ou au nord subissent une phase plutôt sèche. Les péjorations moins importantes que celle survenue vers 8200 BP pourraient impliquer l'extension vers le nord ou le sud du secteur plus humide, sous l'influence du gradient thermique entre hautes et basses latitudes contrôlant la vitesse des *westerlies* (Magny *et al.* 2003, pp. 1593-1594). La contemporanéité des périodes d'accroissement hydriques enregistrées dans les systèmes alluviaux européens pourrait de plus être liée à un accroissement du contrôle de l'activité solaire sur le climat au détriment de la circulation océanique qui prévalait avant 8200 BP (Macklin *et al.* 2006, p. 151). Ces données tendent à souligner que, malgré des modes d'alimentation différents sur l'amont des bassins versants étudiés, qui ont pu jouer quelque peu sur les écoulements, la Loire, le Doubs et la Saône ont réagi aux tendances globales.

Il apparaît, à la lumière des données présentées ici, que les fluctuations climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène semblent avoir été le principal moteur des changements observés. La réaction des hydrosystèmes semble très rapide et parfois précéder d'autres enregistrements paléohydrologiques. Le rôle majeur de la fréquence et de l'intensité des crues dans le déclenchement des modifications semble être particulièrement probant, les groupes d'événements, dont la fréquence et l'intensité semblent croître lors des transitions climatiques (Starkel 2003b, p. 26), transformant probablement le milieu par paliers progressifs plutôt que par grandes métamorphoses rapides (Macklin *et al.* 2010, p. 1556).

2.3. LA QUESTION DE L'IMPACT ANTHROPIQUE SUR LE MILIEU ALLUVIAL

2.3.1. *Activités agricoles et densité des occupations anciennes*

L'évolution de la végétation au cours de l'Holocène a été particulièrement bien étudiée dans le Jura et le Massif central en amont des secteurs étudiés. En revanche, les sources de l'Ognon et la Saône, sur le contrefort méridional des Vosges, ne bénéficient pas d'autant de travaux aussi développés pour l'Holocène, les assemblages palynologiques étant globalement plus anciennes sur ce massif (De Beaulieu et Reille 1992 ; Walter-Simonnet *et al.* 2008 ; 2009).

Les synthèses réalisées sur les tourbières du Massif central oriental, particulièrement bien étudiées au cours des douze dernières années, permettent d'évaluer l'emprise humaine, notamment sur les sommets entourant le bassin du Forez (Argant et Cubizolle 2005 ; Cubizolle *et al.* 2012 ; 2014). Les premiers indices de défrichements, qui n'affectent encore que de faibles surfaces, apparaissent entre 3750 et 3050 av. J.-C., soit légèrement plus tard que dans le Limousin, la Limagne clermontoise ou le sud du Massif central. Les défrichements sont ensuite relativement fréquents mais très inégalement répartis selon les enregistrements, l'emprise devenant continue entre la fin de l'âge du Bronze et le haut Moyen Âge (Cubizolle *et al.* 2014, pp. 229-231). Le caractère très disparate de l'anthropisation ne permet pas de définir des épisodes clairs en corrélation avec les phases d'activité alluviale relevées en aval (Fig. 276), ce qui renforce l'idée d'un contrôle essentiellement climatique de la dynamique ligérienne dans la seconde partie de l'Holocène. Il faut toutefois reconnaître que ces milieux marécageux d'assez hautes altitudes, bien que nettement anthropisés à l'âge du Fer, ne reflètent sans doute pas la réelle emprise des sociétés sur l'ensemble du bassin-versant. Les nombreux sites archéologiques découverts au cours des opérations d'archéologie préventive montrent que les occupations sont nombreuses dans le Forez dès la Protohistoire (Georges *et al.* 2005 ; Georges 2007), mais au-delà de ce constat il n'est pas possible d'évaluer les effets exacts qu'elles ont pu avoir sur le fleuve.

Dans le Massif jurassien, les premières traces d'agriculture pourraient remonter au VI^e millénaire avant notre ère, au Néolithique ancien, et s'affirment de façon certaine aux V^e et IV^e millénaires (Gauthier et Richard 2008, p. 274). Avant la période romaine, les traces d'activités agricoles ne sont pas synchrones ni uniformes, même si après la conquête de la Gaule l'emprise anthropique reste très ténue (Gauthier et Richard 2008, pp. 274-276). Il faut attendre le Moyen Âge central, plus précisément les XI^e et XII^e siècles, pour que les défrichements soient beaucoup plus étendus, même si des surfaces importantes restent boisées jusqu'au XV^e siècle dans le Jura comme dans les Vosges (Gauthier et Richard 2008, p. 277). Il est fort vraisemblable que les activités humaines n'aient donc pas joué de rôle significatif sur le milieu alluvial bressan avant l'époque romaine voire plutôt le Moyen Âge central. On peut noter que ces deux périodes peuvent correspondre à une dynamique accrue dans la basse vallée du Doubs (Fig. 277), qui est par ailleurs caractérisée par la présence de nombreux indices archéologiques, en très grande majorité datés de la période romaine et du Moyen Âge (Sauty 2007).

La dynamique d'occupation esquissée principalement au travers des données palynologiques acquises à des altitudes relativement hautes et dans des zones marécageuses, par conséquent

des milieux relativement peu attractifs, montre des rythmes qu'il est difficile de corrélérer avec les phases d'accroissement de la dynamique alluviale. L'emprise humaine sur ces milieux n'est effective et significative qu'au Moyen Âge, où elle peut correspondre à des dynamiques alluviales importantes, principalement au cours du Petit Optimum Médiéval. Il apparaît néanmoins que les activités humaines ne contrôlent pas l'évolution de la dynamique alluviale des trois grands organismes alluviaux étudiés à l'échelle de la seconde moitié de l'Holocène, ce qui correspond aux résultats obtenus sur la Loire, où l'influence anthropique semble masquée par les effets des fluctuations climatiques (Straffin 2000, p. 173 ; Castanet 2008, p. 415). Il reste tout à fait possible que l'anthropisation ait, au moins à partir de l'âge du Fer voire de l'âge du Bronze, joué un rôle secondaire lors des phases d'accroissement de la dynamique alluviale sous contrôle climatique, en augmentant les flux sédimentaires et hydriques dans les secteurs déboisés.

2.3.2. Aménagements et interventions sur les lits mineurs et majeurs

Les implantations et structures anciennes découvertes dans les lits mineurs étudiés sont très ponctuelles, ce qui ne permet pas d'échafauder des hypothèses quant à leur effet direct sur les écoulements, d'autant plus que les matériaux qui les composent sont souvent périssables et ne peuvent donc retenir durablement ni significativement les écoulements sur des systèmes aussi importants. Les effets des aménagements et des interventions anthropiques ne se font réellement sentir qu'à partir de l'époque moderne et surtout à l'époque contemporaine, où la multiplication des structures et des activités modifient directement les écoulements. Ainsi, les prélèvements de granulats sur la Loire moyenne, dont l'apogée est datée de 1979-1980, auraient largement provoqué l'incision du fleuve (Gazowski 1994 ; Dambre 1996). Cependant des travaux récents, menés sur la Loire moyenne, tendent à souligner que cette incision pourrait majoritairement correspondre à la réponse aux endiguements médiévaux, phénomène aggravé par les extractions de granulats et les ouvrages de canalisation des écoulements (Garcin *et al.* 2006, p. 233). Cet héritage ne concerne pas la fenêtre d'étude amont en l'état actuel de la recherche, car on n'y connaît pas de levées médiévales. Ce secteur n'a même pas fait l'objet, du moins jusqu'à Decize, d'endiguements modernes et contemporains continus (Bethemont et Wasson 1996, p. 33 ; Dion 1961, pp. 104 ; 196-197). Le seul aménagement important est la digue du canal latéral à la Loire mis en service en 1838. Pourtant, l'incision du lit peut atteindre quatre mètres au maximum par rapport au fond du chenal du XIX^e siècle. Comme il ne peut ici être l'héritage des levées médiévales, il semble que cet enfoncement soit très récent. Il est possible qu'il s'amorce dès le XIX^e siècle lors des crues catastrophiques de 1846, 1856 et 1866, sous contrôle

climatique, puis qu'il se poursuit avec la diminution des apports sédimentaires en raison du reboisement de certains sommets en Haute-Loire entre 1863 et 1866. La sortie du Petit Âge Glaciaire ne semble se produire qu'après la fin du XIX^e siècle, où l'on observe encore une importante torrentialité dans le haut bassin de la Loire (Gob *et al.* 2008, pp. 180-181). La mise en place des barrages, d'abord Grangent en 1957 puis Villerest en 1985, coupe l'apport sédimentaire, phénomène accentué par le prélèvement de granulats des années 1960 à 1980 (Crepet 2000). L'ensemble de ces facteurs explique en grande partie l'ampleur de l'incision qui se fait au détriment des berges et du fond du chenal, le fleuve cherchant à rééquilibrer son ratio débit liquide/débit solide. Le XX^e siècle a donc vu le développement d'une terrasse « anthropoclimatique » (ou « climatoanthropique »), issue de l'incision intense du lit mineur et qui fragilise les berges très peu cohésives de la fenêtre d'étude de la Loire amont. Les rives forment pourtant de précieuses archives de la dynamique holocène du fleuve et renferment des données archéologiques.

La fenêtre de la Charité-sur-Loire, en aval de la confluence avec l'Allier, est l'objet d'aménagements à partir de l'époque moderne, même si certains remblais de l'île du Faubourg datent du haut Moyen Âge. Toutefois, les écoulements, notamment lors des crues, peuvent encore s'étaler dans le lit majeur en rive gauche jusqu'à la fin du XVIII^e siècle, où la digue séparant les lits majeurs et moyens devient continue. Le fleuve s'est ensuite incisé au sein de ce lit réduit, sous l'impact conjugué de l'endiguement et des extractions, provoquant l'émergence d'îles de plus en plus végétalisées.

Les prélèvements de granulats ont également influencé la basse vallée du Doubs (Rollet *et al.* 2006). Les nombreuses digues, dont le linéaire a augmenté de 52 km entre Dole et Verdun sur-le-Doubs entre 1840 et 1880, puis d'une nouvelle cinquantaine de kilomètres avant l'état actuel, peuvent avoir pour certaines une origine médiévale, les plus anciennes étant mentionnées à Verdun en 1365 (Sauty 2007, pp. 32-33). La présence de ces protections continues au XX^e siècle n'a pas permis au Doubs aval de compenser l'incision des dragages par l'érosion latérale des berges. Le Doubs actuel est ainsi caractérisé par des dépôts de levée pouvant atteindre deux mètres d'épaisseur, et dans lesquelles on retrouve d'importantes quantités de mobilier contemporain (déchets), dont beaucoup datent des années 1980.

La Saône a été particulièrement aménagée et exploitée à l'époque moderne, qui voit la construction de digues, l'entretien d'un chenal navigable par dragages, la mise en place de canaux, le rescindement de méandres, la mise en place de barrages, ainsi que l'extraction de granulats (Fig. 278). Les gués de la Grande Saône, qui formaient des hauts fonds empruntés

depuis la Protohistoire, ont pour certains été arasés à partir de la moitié du XIX^e siècle (Dumont 2002, p. 22).

Deux échelles de temps s'emboîtent en ce qui concerne l'action de l'homme sur la dynamique alluviale sur les cours d'eau étudiés. Une échelle plurimillénaire (la quasi-totalité de l'Holocène), qui correspond à un impact anthropique inexistant ou très diffus, et une échelle de temps courte, séculaire, où l'influence humaine est intense. Le « temps des métamorphoses », qui marque l'emprise des sociétés sur le milieu alluvial européen à partir de 1000 av. J.-C., avec des taux de sédimentation des fonds de vallée doublés à décuplés (Lespez 2013, pp. 61-62), n'a pas été perçu ici. Il peut s'agir d'un effet des successions observées, dont le maillage des datations n'était peut-être pas encore assez important, ou encore du caractère diffus de ces métamorphoses au sein de grands organismes fluviaux par rapport aux bassins versants de tailles réduites où l'influence des activités humaines peut avoir un effet plus important et visible eu égard des surfaces drainées.

3. RETOURS ET PERSPECTIVES

3.1. ACQUIS DE LA DÉMARCHE INTÉGRÉE

3.1.1. Données cartographiques

Le géoréférencement et l'analyse des documents anciens et récents permettent d'approcher la dynamique alluviale à une période charnière qui voit l'emprise anthropique profondément métamorphoser la dynamique alluviale. Sur chacune des fenêtres ces documents ont permis d'amorcer l'analyse régressive des différents tracés en préalable à leur reconstitution sur plusieurs millénaires. Témoins précis des changements décennaux à centennaux, ces documents autorisent une meilleure compréhension de facteurs de contrôle locaux de la dynamique alluviale. Ainsi, sur la Loire amont entre Luneau et Vindecy, le rôle morphogène des crues est particulièrement évident (Fig. 269), dans un secteur où le lit mineur s'est déplacé de près d'un kilomètre au cours des deux cent dernières années (Fig. 267).

Le traitement des données altitudinales de précision montre un grand potentiel pour la mise en évidence de la morphologie de surface du lit majeur, qui éclaire les dernières dynamiques ayant joué au sommet du comblement de la plaine alluviale et peut amener à la mise en évidence de sites archéologiques. Sur les secteurs où la pente est négligeable, les données peuvent être utilisées telles quelles, tandis que la correction du modèle par la soustraction des valeurs de la pente du fleuve, quand celle-ci est plus importante, apporte une bien meilleure visibilité des formes alluviales étagées, et permet de trier les données par classes d'élévation par rapport à une valeur moyenne. La mise en évidence de structures archéologiques reste bien entendu limitée à celles qui modifient suffisamment la topographie locale pour ne pas être masquées par les recouvrements lors de l'aggradation de la plaine alluviale.

3.1.2. Prospections géophysiques

L'utilisation de méthodes géophysiques a permis de mettre en évidence un certain nombre d'anomalies jusqu'alors inconnues. On peut tout particulièrement citer le chemin médiéval de Chassenard, dont l'étude a mené à une meilleure compréhension de la dynamique de la Loire amont au cours du dernier millénaire. Les profils de résistivité électrique sont particulièrement riches en renseignements quant aux lithologies possibles et à la géométrie des dépôts dans les comblements des lits majeurs. Il est toujours pertinent de calibrer le signal localement en complétant les profils par des observations directes de la sédimentation (carottages, coupes),

ainsi qu'avec les données disponibles, en particulier les données de sondages de la Banque du Sous-Sol. Les filtrages et traitements choisis doivent être les plus légers possibles, les modèles calculés pouvant considérablement varier selon les paramètres choisis.

3.1.3. Cadre chronologique et faciès des sédiments

Le croisement de l'ensemble des données acquises par les autres méthodes avec l'observation directe des modes de sédimentation a permis de mettre en évidence les grandes phases d'évolution de la dynamique alluviale sur les sites étudiés, sur des durées et avec des précisions différentes en fonction de la préservation des archives sédimentaires. Les datations radiocarbone ont été particulièrement efficaces pour fournir un âge aux dépôts. Le ratio des datations interprétées comme remaniées par rapport aux échantillons jugés en place est ainsi d'aucune sur la Loire moyenne (à compléter avec le résultat de l'analyse en cours de vingt échantillons), de 1/7,2 sur la Loire amont, de 1/7,33 sur la basse vallée du Doubs et de 1/2,37 pour la petite Saône. Toutefois, pour ce dernier secteur, il faut noter que certains des remaniements s'expliquent par la reprise de la circulation du courant dans des chenaux préalablement comblés, et que ces échantillons ont donc une signification en termes d'évolution de la dynamique alluviale.

Les résultats obtenus sur les quatre fenêtres étudiées ont mis en évidence la variabilité temporelle de la dynamique des rivières, principalement aux échelles centennale et millénaire. Les variations climatiques de l'Holocène semblent constituer le moteur majeur des changements dans la dynamique, même si ces derniers s'emboîtent dans des contextes géodynamiques préexistants, qui jouent sur la géométrie du comblement du lit majeur. La démarche pluridisciplinaire au cœur des présents travaux relève de la cartographie des dépôts holocènes et fournit des reconstitutions inédites de l'évolution sur le temps long de plaines alluviales au niveau de franchissements historiques. Ces travaux montrent que la sédimentation médiévale et moderne occupe une place très importante au sein du comblement des lits majeurs étudiés. Il s'agit de la dernière pulsation remarquable de l'Holocène, provoquée par le Petit Âge Glaciaire, ce qui peut en partie expliquer sa représentativité significative au regard d'autres dégradations. Les activités humaines anciennes ne semblent pas avoir joué un rôle prépondérant dans la dynamique des trois grands cours d'eau bourguignons étudiés, même si elles peuvent avoir exagéré les effets des fluctuations climatiques.

3.2. PERSPECTIVES

3.2.1. Fenêtre de la Loire amont

Dans ce secteur où le système réagit particulièrement bien aux fluctuations climatiques, la question des apports sédimentaires liés à l'anthropisation du bassin versant sur le temps long pourrait être abordée par la détermination des taux d'accumulation massique des fractions minérales et organiques. L'analyse chimique des éléments traces et des microcharbons des comblements amènerait également des informations quant aux activités humaines, même si dans ces deux derniers cas, la prise en compte des remaniements est indispensable. Ces analyses doivent être menées sur des successions les plus longues possibles pour embrasser la globalité des variations holocènes. Grâce aux nombreuses séquences observées, contextualisées et datées sur la Loire amont, il est désormais envisageable de désigner des zones où de telles analyses pourraient être menées en série et livrer des informations pertinentes, bien que les remplissages observés soient pour beaucoup relativement récents.

3.2.2. Fenêtre de la Loire moyenne

Pour augmenter la résolution des âges et limites des formations alluviales, et ainsi affiner les reconstitutions proposées, il serait bien entendu intéressant de dater plus d'échantillons organiques sur l'ensemble des fenêtres, afin d'augmenter encore la base de données des datations acquises dans le cadre de cette thèse (Annexe 4). Dans le cas de la fenêtre d'étude de la Loire moyenne, à La Chapelle-Montlinard, l'enrichissement de la base de données est déjà d'actualité avec l'ajout prochain des résultats de vingt analyses radiocarbone en cours. La sédimentation, dans les paléochenaux de ce secteur, est souvent assez sableuse. L'acquisition de datations OSL permettrait donc de renforcer le cadre chronologique en offrant la possibilité de dater des sédiments plus grossiers. Par ailleurs, une meilleure connaissance de cette fenêtre d'étude permettrait de mieux évaluer les contributions de l'Allier et de la Loire au cours de l'Holocène, en particulier en complément des nombreuses études menées en Limagne clermontoise (par exemple Trément *et al.* 2005 ; Ballut *et al.* 2008 ; Vernet 2013).

3.2.3. Fenêtre de la Saône amont

Dans ce secteur, la plaine alluviale a subi une aggradation de l'ordre de 2 m depuis la fin du Moyen Âge. Des tranchées de sondage profondes entre la Vieille Saône et le lit de la Saône

permettraient de voir si certains secteurs ont pu conserver des lambeaux de plaine alluviale antérieurs au Moyen Âge, surtout aux abords du franchissement romain étudié dans le lit actuel. Cependant, la hauteur relativement importante de la nappe phréatique limite ici la profondeur possible des observations en sondage. Le nombre d'aménagements, surtout au niveau de l'agglomération de Pontailler-sur-Saône est également un obstacle.

3.2.4. Fenêtre du Doubs aval

Il pourrait être informatif de réaliser une campagne de prospections électriques sur une grande surface entre le Doubs et la Saône aux environs de Pontoux, sur plusieurs profondeurs afin de documenter les potentiels sédimentaire et archéologique, ce dernier étant déjà identifié comme très important. Par la suite, il serait peut-être possible de déterminer l'âge exact du déplacement de la confluence entre la Saône et le Doubs. Cela pourrait amener à mieux connaître les modalités et vitesses de formation de la plaine d'interfluve actuelle, potentiellement construite sur quelques milliers d'années et recélant des informations archéologiques liés à une dynamique alluviale importante.

3.3. VERS LA COMPRÉHENSION DE LA PARTITION DE L'INFORMATION ARCHÉOLOGIQUE EN DOMAINE ALLUVIAL

3.3.1. Des ponts isolés mais riches d'informations

Les vestiges de franchissement apparaissent comme des témoins très ponctuels de l'emplacement du chenal, les autres composantes du milieu qui leur sont contemporaines, telles que les berges, les culées de ponts ainsi que les voies ayant mené aux passages, ont en effet été en grande partie remaniées et/ou enfouies. Ce phénomène a été observé sur toutes les fenêtres à des degrés divers, et n'implique pas que le potentiel archéologique de ces zones soit purement et simplement absent. La complexité de l'imbrication des dépôts en milieu alluvial masque le signal archéologique sans pour autant signifier qu'il soit détruit (Bravard 1997, p. 130).

Cette remarque est d'autant plus intéressante que la présence de la nappe phréatique en milieu alluvial peut avoir permis la conservation de matériaux périssables, et que d'autre part, ces sites fournissent un potentiel d'étude non négligeable en ce qui concerne les relations entre le milieu alluvial et les sociétés humaines (pêcheries, meunerie, voies de communication,...). En retour, les données archéologiques de toutes natures permettent par ailleurs souvent de préciser les modalités de certaines transformations de la dynamique alluviale sur le temps long.

La recherche de sites archéologiques dans des comblements de plaine alluviale doit donc concerner la plus grande épaisseur de sédiments possible étant donné que les recouvrements modernes et actuels peuvent être remarquablement bien développés.

3.3.2. *L'incision des thalwegs contemporains*

L'évolution récente des rivières étudiées, documentée grâce aux plans anciens, permet de formuler un certain nombre de remarques sur la conservation des vestiges archéologiques, en particulier sur les implantations des deux derniers millénaires dans le chenal actif. Sur la Loire moyenne, la petite Saône et la basse vallée du Doubs, les documents anciens montrent tous une très faible migration latérale du lit mineur à l'échelle des deux derniers siècles. Les principales variations semblent se traduire par l'altitude relative de la rivière, qui était alors plus haute et occupait une surface plus importante (Fig. 279 ; 280 ; 281 ; 282). Il ne s'agit en aucun cas d'un effet de source, les bras secondaires actifs sur le Doubs et la Saône étant toujours visibles sur place et fonctionnant parfois à nouveau lors des crues importantes. Bien que la Loire amont migre beaucoup latéralement, le fleuve montre également une diminution très importante de largeur par rapport au fleuve du XIX^e siècle. Ainsi, les barres de chenal qui jonchaient son lit sont encore en partie visibles dans les prairies proches du fleuve, où l'on peut même découvrir des bittes d'amarrage, associées à des bornes de chemin, à 100 m des berges actuelles (Fig. 283). Le cas de la Loire moyenne est particulièrement criant dans la mesure où la perte de puissance est évidente entre le lit endigué largement occupé par un ensemble homogène de chenaux, séparés par des barres sableuses certainement submergées en périodes de hautes eaux, et ce même lit largement engorgé par des sables et surtout des îles végétalisées qui peuvent dominer les chenaux actifs de plusieurs mètres (Fig. 187 ; 280). La diminution des débits de hautes eaux, bien plus présents en toutes saisons sur la Loire moyenne au XIX^e siècle et, dans une moindre mesure jusqu'en 1925 (Grivel 2008, pp. 427-429), pourrait expliquer en partie la diminution de la surface occupée par les cours d'eau bourguignons, même si en l'absence de données de mesures de débit fiables antérieures aux années 1920, il est délicat de se prononcer de façon certaine pour la Loire amont (où le début de l'incision semble lié à la crue de 1846), la basse vallée du Doubs ou la Saône amont. Les données de la Loire moyenne sont cohérentes avec celles de sa haute vallée, où l'on note encore une torrencialité importante jusqu'au début du XX^e siècle, associée à la fin du Petit Âge Glaciaire (Gob *et al.* 2008, pp. 180-181). Cette péjoration a particulièrement marqué les cours d'eau en Europe, et s'achève vers 1860 d'après les données des glaciers alpins, mais on note une halte dans leur recul massif, entre 1877 et 1891, qui correspond à une pause dans la fin de la dégradation (Le Roy Ladurie *et al.* 2012, pp.

196 et 201). On aurait donc pu avoir une diminution des écoulements expliquant en partie la réduction des surfaces occupées par les lits mineurs à l'échelle centennale. Cependant, cette diminution semble avoir principalement été contrôlée par les actions humaines de canalisation des écoulements, de prélèvement de granulats, de mise en place de retenues et de reboisement des têtes de bassins, et correspondre à une incision généralisée des thalwegs. Cette dernière est particulièrement problématique dans le cadre de la reconnaissance et du recensement de sites de franchissement anciens, certains secteurs ayant de plus fait l'objet de destructions directes, comme l'arrachage des pieux de fondations de piles des ponts romains de Pontoux ou de Cosne-Cours-sur-Loire. Dans le cas de la Loire amont, il se pourrait que les activités humaines n'aient joué qu'un rôle d'exagération de l'incision, qui s'amorce très probablement lors des crues du XIX^e siècle.

3.3.3. Le rôle des crues dans la préservation et la découverte de sites

Sur la Loire amont, le site du pont romain de Chassenard, exemple qui lance au début de ce mémoire la problématique de cette thèse, offre un contexte particulier car, outre les dangers de l'incision sur la conservation des vestiges, la dynamique fluviale récente est informative du point de vue de la découverte de nouveaux vestiges. Ainsi, c'est le recouplement puis la migration latérale du méandre de Bécheron vers l'ouest, qui a permis la redécouverte des vestiges romains et médiévaux dans le chenal (Fig. 145). Les pieux de fondation du franchissement, dans leur extension connue, n'ont commencé à être désenfouis de la rive concave qu'après la campagne de photographies aériennes de 1967, où le méandre frôle les vestiges encore enfouis (ou du moins l'extension connue). Le rôle des événements de crue dans la conservation des vestiges au sein des dépôts de la plaine alluviale comme dans le désenfouissement des structures de franchissement a été particulièrement mis en évidence à Chassenard. Les effets de la crue de novembre 2008 ont en effet pu être mesurés grâce à une photographie aérienne d'octobre 2007 et par l'acquisition des coordonnées GPS de la berge en octobre 2009 et août 2013. Deux cent vecteurs d'érosion ont été mesurés pour chaque intervalle (2007-2009 et 2009-2013), et les vitesses de migration du méandre calculées pour chacun des intervalles (Fig. 284). La berge a reculé de 4 à 11 mètres entre 2007 et 2009, et de 0,3 à 2,9 m de 2009 à 2013, pour des vitesses moyennes de 2,12 m/an et 0,29 m/an. L'effet de la crue de 2008 est particulièrement clair et montre l'influence que de tels événements peuvent avoir sur les vestiges enfouis dans les dépôts de la plaine ou implantés dans les graviers de la charge de fond.

3.3.4. Des secteurs préservés ?

La question de la préservation des connexions entre les franchissements anciens et leur plaine alluviale au moment de leur fonctionnement peut être abordée grâce à l'étude des documents de l'époque contemporaine de la fenêtre ligérienne amont. La vectorisation des dépôts de berge récents de la Carte de la Loire, levée entre 1848 et 1854, c'est-à-dire les sables et galets « nus » et occupés par une végétation pionnière, les « oseraies » (Fig. 285 A), permet de déterminer la proportion de ces surfaces ayant pu être conservées jusqu'à nos jours, c'est-à-dire n'ayant pas été par la suite occupées par un chenal actif dont on a la trace sur un des documents utilisés. Le secteur choisi pour ce calcul est compris entre les sites d'Avrilly et de Chassenard, les deux sites de franchissement antiques de cette fenêtre (Fig. 285 B). Les pourcentages maximums des surfaces pouvant avoir été préservées au bout de deux siècles d'évolution fluviale sont de 73 % pour les « sables et galets » et de 68 % pour les « oseraies » (Fig. 285 C). Ces chiffres pourraient diminuer avec l'obtention de plus de tracés donnant des positions intermédiaires du chenal actif, mais montrent qu'un quart à un tiers des dépôts voisins du lit mineur à un instant t peuvent se trouver remaniés après deux siècles. Les articulations entre les voies et les franchissements ont donc pu rapidement disparaître sous l'influence de la dynamique alluviale peu après leur abandon, à moins que l'érosion ait eu lieu plus tard suite à une incision en réponse à une dégradation climatique ou à la migration latérale d'un quelconque tracé.

La question de l'incision des tracés est particulièrement problématique en termes de préservation des archives archéologiques et sédimentologiques anciennes, l'érosion pouvant affecter des dépôts mis en place bien plus anciennement par des systèmes très mobiles mais peu profonds. Ces considérations ne sont pas sans évoquer les modèles d'évolution sur le temps long proposés par J. Vandenberghe (2008). Selon cet auteur, les transitions climatiques génèrent des phases d'incision qui sont particulièrement intenses lors du passage d'une amélioration à une détérioration des conditions climatiques, et sont souvent marqués par le passage d'un système méandrique à un système en tresse. Ce dernier style détruit les archives sédimentaires sur une grande largeur mais sur une faible profondeur, à l'inverse du système méandrique qui, en période d'amélioration, migre latéralement sur une amplitude moindre que les systèmes en tresse, mais affecte les dépôts sur une profondeur plus importante (Vandenberghe 2008, pp. 282-283). Les phases de dégradation climatique qui ont agi sur les cours d'eau étudiés semblent bien correspondre à ce schéma en termes de variation du style, du moins pour la Loire (mise en place d'un système en tresse et déblaiement d'une partie des

dépôts antérieurs, style transitoire puis développement de méandres/d'îles dans un ou des bras resserrés). En revanche, la Saône et le Doubs ont en effet bel et bien répondu à certaines dégradations par une modification de leurs formes en plan, mais surtout par la création ou la réactivation de bras secondaires, et n'ont donc pas évolué en systèmes en tresse. L'enregistrement sédimentaire peut aussi être ponctuellement préservé par les structures anthropiques, comme à La Charité-sur-Loire où les pieux de fondations d'une pile de moulin ont gardé de l'érosion des dépôts marécageux du haut Moyen Âge en plein milieu du chenal actuel, alors que presque partout ailleurs dans le lit moyen endigué du fleuve, les archives sédimentaires anciennes ont pour beaucoup disparu.

3.3.5. Répartition de l'information archéologique dans l'espace

3.3.5.1. Définitions

Du point de vue de la nomenclature stratigraphique, les séquences alluviales comme celles observées sur la fenêtre de la Loire amont sont de l'ordre des séquences élémentaires car d'épaisseur inférieure au décamètre (Rey 1997, p. 19). Elles sont formées d'unités sédimentaires séparées par des discontinuités d'origine autocyclique, c'est-à-dire issues de l'évolution normale du cours d'eau. Elles séparent par exemple les différentes étapes de la construction d'une barre sableuse en rive convexe au cours de la migration d'un méandre, ou accompagnent la lente métamorphose d'un système en tresse en système méandrique au cours d'une amélioration climatique. Les séquences élémentaires sont séparées par des discontinuités séquentielles, formées par les surfaces d'érosion des différentes incisions survenues depuis la fin de la dernière glaciation. L'ensemble des séquences élémentaires forme lui-même une séquence majeure englobant les dépôts weichséliens et holocènes. Les différentes séquences élémentaires, contrôlées par le climat, sont limitées par leurs surfaces de discontinuité qui forment des limites temporelles. Cette notion est particulièrement importante puisqu'au-delà de la distribution des dépôts dans l'espace, on peut considérer les lignes de temps que forment les discontinuités séquentielles comme des limites qui partitionnent, inscrivent les séquences fluviales contrôlées par les fluctuations climatiques de l'Holocène dans un espace restreint. La répartition des données archéologiques répondra à la partition des dépôts en domaine alluvial, elle-même issue de séquences d'accumulation de processus autocycliques séparées par des discontinuités contrôlées par des phénomènes allocycliques. Il faut préciser que certains aménagements ne respectent pas cette répartition et sortent des limites des séquences alluviales, comme les pieux de fondation des franchissements qui datent de

l'époque romaine mais qui se trouvent encore en partie visibles aujourd'hui dans le chenal actuel.

3.3.5.2. Essai de modélisation

Il est envisageable d'essayer de modéliser la préservation des différents types de structures archéologiques en se basant sur le principe des diagrammes chronostratigraphiques. Ces derniers sont souvent utilisés en stratigraphie génétique, plus précisément dans les travaux de stratigraphie séquentielle en bordure des plates-formes océaniques, où sont étudiés les cycles de variation du niveau marin, qui regroupent des ensembles de cortèges de dépôts séparés par des discontinuités de la même manière que les séquences alluviales observées sur la Loire amont (Homewood *et al.* 1992). Le diagramme chronostratigraphique proposé ici ne représente pas la succession des séquences le long d'un profil longitudinal, mais sur une coupe transversale de la vallée où l'information principale est le type potentiel d'occupation au cours du temps en fonction des différents milieux rencontrés en domaine alluvial (Fig. 286). Il est ensuite possible de proposer une série de diagrammes par type d'occupation, toujours avec le temps en ordonnée (Fig. 287). Pour la Loire amont, sur la largeur de la vallée alluviale, on voit ainsi se restreindre avec le temps les zones où ont pu être implantées des structures dans le chenal actif et sur les berges. En revanche, les possibilités d'occupations en plaine alluviale s'accroissent, comme en témoignent l'implantation de maisons fortes médiévales près du centre de la vallée, le chenal ayant définitivement migré vers l'ouest. Sur la terrasse, les sites conservés peuvent couvrir tout l'Holocène, seule l'occurrence d'un nouveau cycle glaciaire/interglaciaire provoquerait la formation d'une nouvelle terrasse, et détruirait une bonne partie des enregistrements holocènes voire weichséliens. Le type de représentation proposée, dans la mesure où l'on connaît relativement bien les séquences alluviales sur le temps long, a l'avantage de figurer conjointement l'évolution du milieu et les occupations qu'il est possible de rencontrer.

En préambule de la construction de modèles d'interactions entre le milieu fluvial et les sociétés humaines, notamment pour les périodes antérieures au Moyen Âge où les sources écrites sont rares, il semble crucial d'évaluer le potentiel d'informations réparti sur l'ensemble de la largeur et de l'épaisseur des dépôts des lits majeurs, et par conséquent largement invisible. Les études visant à reconstituer la géométrie et l'âge des comblements alluviaux peuvent permettre d'accéder, par le biais de la reconstitution taphonomique de l'information partitionnée dans l'espace au cours du temps, à des sites archéologiques ayant interagi avec le milieu fluvial. Les vestiges d'anciens aménagements, bien que souvent détachés de leurs contacts avec les berges anciennes, fournissent autant de points d'appui qui permettent de mieux

retracer l'évolution de la dynamique alluviale sur le temps long, et protègent même parfois des archives sédimentaires de l'érosion. Le recensement et l'étude de ces sites immergés sont particulièrement urgents, car ils sont pour la plupart en cours d'érosion du fait de l'incision généralisée des lits mineurs.

BIBLIOGRAPHIE

Alber et Piégay 2011 : Adrien ALBER et Hervé PIÉGAY, 2011 - Spatial disaggregation and aggregation procedures for characterizing fluvial features at the network-scale: Application to the Rhône basin (France). *Geomorphology*, **125** (3), pp. 343-360.

Alexandre 1987 : Pierre ALEXANDRE, 1987 - *Le climat en Europe au Moyen Âge : contribution à l'histoire des variations climatiques de 1000 à 1425, d'après les sources narratives de l'Europe occidentale*. Éd. de l'EHESS, Paris, 827 p.

Allée et Lespez 2006 : Philippe ALLÉE (dir.) et Laurent LESPEZ (dir.), 2006 - *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement : table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004*, Éd. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Collection « Nature et Sociétés », 480 p.

Allen 1965 : John R. L. ALLEN, 1965 - A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, **5** (2), pp. 89-191.

Allen 1982a : John R. L. ALLEN, 1982 - *Sedimentary structures : their character and physical basis. Volume I*. Éd. Wiley, Amsterdam, Collection Developments in sedimentology, **30A**, 593 p.

Allen 1982b : John R. L. ALLEN, 1982 - *Sedimentary structures : their character and physical basis. Volume II*. Éd. Wiley, Amsterdam, Collection Developments in sedimentology, **30B**, 663 p.

Allen 1983 : John R. L. ALLEN, 1983 – Studies in fluvial sedimentation : Bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (L. devonian), welsh borders. *Sedimentary Geology*, **33** (4), pp. 237-293.

Alley et al. 1997 : R. B. ALLEY, P. A. MAYEWSKI, T. SOWERS, M. STUIVER, K. C. TAYLOR et P. U. CLARK, 1997 - Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, **25** (6), pp. 483-486.

Alley 2000 : Richard B. ALLEY, 2000 - The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, **19** (1-5), pp. 213-226.

Alley et Ágústsdóttir 2005 : Richard B. ALLEY et Anna Maria ÁGÚSTSDÓTTIR, 2005 - The 8k event : cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, **24** (10-11), pp. 1123-1149.

Allinne et Verdin 2004 : Cécile ALLINNE et Florence VERDIN, 2004 – *Ernaginum* (Saint-Gabriel, Tarascon), une agglomération antique et son cours d'eau. Dans Burnouf (dir.) et Leveau (dir.), 2004 : *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture - Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes*, Éd. Ministère de l'éducation nationale, de l'enseignement supérieur et de la recherche, Paris, Collection Archéologie et histoire de l'art, **19**, pp. 409 – 417.

Allinne et al. 2005 : Cécile ALLINNE, Hélène BRUNETON et Catherine LONCHAMBON, 2005 – Le risque fluvial dans la plaine d'Orange : état du milieu et gestion de la contrainte dans l'Antiquité et le Moyen Âge. Dans Bouet (dir.) et Verdin (dir.) : *Territoires et paysages de l'âge du fer au Moyen Âge : mélanges offerts à Philippe Leveau*, Éd. Ausonius, Bordeaux, Collection Mémoires **16**, pp. 140-153.

Amorosi et al. 2013 : Alessandro AMOROSI, Veronica ROSSI et Claude VELLA, 2013 - Stepwise post-glacial transgression in the Rhône Delta area as revealed by high-resolution core data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **374**, pp. 314-326.

André et al. 2007 : Marie-Françoise ANDRÉ (dir.), Samuel ÉTIENNE (dir.), Yannick LAGEAT (dir.), Charles LE COEUR (dir.) et Denis MERCIER (dir.), 2007 - *Du continent au bassin versant : théories et pratiques en géographie physique. Hommage au Professeur Alain Godard*. Éd. Presses universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 592 p.

Antoine 1993 : Pierre ANTOINE, 1993 - Le système de terrasses du Bassin de la Somme : Modèle d'évolution morpho-sédimentaire cyclique et cadre paléoenvironnemental pour le Paléolithique. *Quaternaire*, **4** (1), pp. 3-16.

Antoine 1997a : Pierre ANTOINE, 1997 - Modifications of fluvial systems at the Pleniglacial-Lateglacial transition and during the Holocene : The example of the Somme river basin (northern France). *Géographie physique et quaternaire*, **51** (1), pp. 93-106.

Antoine 1997b : Pierre ANTOINE, 1997 - Évolution Tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale : nouveaux résultats. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **325** (1), pp. 35-42.

Antoine et al. 2000 : Pierre ANTOINE, Jean-Pierre LAUTRIDOU et Pierre LAURENT, 2000 - Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. *Geomorphology*, **33** (3-4), pp. 183-207.

Antoine et al. 2002 : Pierre ANTOINE, André-Valentin MUNAUT, Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Philippe PONEL et Jean-Paul FAGNART, 2002 – Réponse des milieux de fonds de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début Holocène) d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires. Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) 2002 : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 15-27.

Antoine et al. 2003 : Pierre ANTOINE, André-Valentin MUNAUT, Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Philippe PONEL, Jean DUPÉRON, Monique DUPÉRON, 2003 - Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). *Quaternary Science Reviews*, **22** (20), pp. 2061-2076.

Antoine et al. 2007 : Pierre ANTOINE, Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Christine CHAUSSÉ, Jean-Pierre LAUTRIDOU, Jean-François PASTRE, Patrick AUGUSTE, Jean-Jacques BAHAIN, Christophe FALGUÈRES et Bassam GALEHB, 2007 - Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme) : synthesis, and new results from interglacial deposits. *Quaternary Science Reviews*, **26** (22-24), pp. 2701-2723.

Antonelli et al. 2004a : Christelle ANTONELLI, Mireille PROVANSAL, Jules FLEURY et Georges PICHARD, 2004 - Analyse de l'évolution séculaire lit du Rhône à Arles à partir de l'analyse d'image. Implications géomorphologiques et paléohydrologiques. *Méditerranée*, **102** (1), pp. 135-142.

Antonelli et al. 2004b : Christelle ANTONELLI, Mireille PROVANSAL et Claude VELLA, 2004 - Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhône River, France. *Geomorphology*, **57** (3-4), pp. 385-402.

Arcelin et al. 1999 : Patrice ARCELIN, Gilles ARNAUD-FASSETTA, Marc HEIJMANS et Frédéric VALENTIN, 1999 – Le Rhône à Arles. Données archéologiques et sédimentologiques. Dans Leveau (Dir.) 1999 : *Le Rhône romain : dynamiques fluviales, dynamiques territoriales, Gallia*, **56**, pp. 121-129.

- Argant et Cubizolle 2005** : Catherine ARGANT et Hervé CUBIZOLLE, 2005 - L'évolution holocène de la végétation des monts de la Madeleine, du Forez, du Livradois et du Pilat (Massif Central oriental, France) : l'apport d'une nouvelle série d'analyses palynologiques. *Quaternaire*, **16** (2), pp. 119-142.
- Arnaud 2010** : Chantal ARNAUD, 2010 - Le site de La Charité-sur-Loire : Exposé des résultats scientifiques. *BUCEMA*, Hors série **3**, non paginé.
- Arnaud-Fassetta et Provansal 1993** : Gilles ARNAUD-FASSETTA et Mireille PROVANSAL, 1993 - Étude géomorphologique du delta du Rhône : l'évolution des milieux de sédimentation fluviales au cours de l'Holocène récent. *Méditerranée*, **78** (3), pp. 31-42.
- Arnaud-Fassetta et Provansal 1999** : Gilles ARNAUD-FASSETTA et Mireille PROVANSAL, 1999 – High frequency variations of water flux and sediment discharge during the Little Ice Age (1586-1725 AD) in the Rhône Delta (Mediterranean France). Relationship to the catchment basin. *Hydrobiologia*, **410**, pp. 241-250.
- Arnaud-Fassetta 2004a** : Gilles ARNAUD-FASSETTA, 2004 – The Upper Rhône Delta Sedimentary Record in the Arles-Piton Core: Analysis of Delta-Plain Subenvironments, Avulsion Frequency, Aggradation Rate and Origin of Sediment Yield. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*, **86** (4), pp. 367-383.
- Arnaud-Fassetta 2004b** : Gilles ARNAUD-FASSETTA, 2004 – Le rôle du fleuve : les formations alluviales et la variation du risque fluvial depuis 5 000 ans. Dans Landuré (dir.), Pasqualini (dir.) et Guilcher (collab.), 2004 : Delta du Rhône. Camargue antique et médiévale *Bulletin archéologique de Provence, Supplément*, **2**, pp. 65-77.
- Arnaud-Fassetta et al. 2005** : Gilles ARNAUD-FASSETTA, Hélène BRUNETON, Jean-François BERGER, Célia BEAUDOUIN, Xavier BOES et Mireille PROVANSAL, 2005 – A ~ 8,000-yr record of palaeohydrology and environmental change in fluvial-influenced sediments from Arles-Piton core, upper Rhone Delta, France. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, **49** (4), pp. 455-484.
- Arnaud-Fassetta 2008** : Gilles ARNAUD-FASSETTA, 2008 - La géoarchéologie fluviale : Concepts, attendus et méthodes d'étude rétrospectives appliqués à la caractérisation du risque hydrologique en domaine méditerranéen. *EchoGéo*, **4**, 11 p.
- Arnaud-Fassetta et al. 2010** : Gilles ARNAUD-FASSETTA, Nathalie CARCAUD, Cyril CASTANET et Pierre-Gil SALVADOR, 2010 - Fluviate palaeoenvironments in archaeological context : Geographical position, methodological approach and global change – Hydrological risk issues. *Quaternary International*, **216** (1-2), pp. 93-117.
- Arnold et al. 2003** : Lee ARNOLD, Stephen STOKES, Richard BAILEY, Morteza FATTAHI, Allison E. COLLS et Greg TUCKER, 2003 - Optical dating of potassium feldspar using far-red (>665 nm) IRSL emissions: a comparative study using fluvial sediments from the Loire River, France. *Quaternary Science Reviews*, **22**, pp. 1093-1098.
- Ashworth et Lewin 2012** : Philip J. ASHWORTH et John LEWIN, 2012 - How do big rivers come to be different ? *Earth-Science Reviews*, **114** (1-2), pp. 84 – 107.
- Astrade 2005** : Laurent ASTRADE, 2005 - *La Saône en crue : dynamique d'un hydrosystème anthropisé*. Éd. Presses Universitaires de Lyon, Lyon, 268 p.
- Aumard 2011** : Sylvain AUMARD, 2011 - Nouvelles perspectives d'études sur les tuiles médiévales : recherches sur les toitures de monuments en Bourgogne du Nord. Dans Catteddu (dir.), Vingo (dir.) et Jaubert (dir.), *International congress of medieval and modern*

archaeology - On the road again, l'Europe en mouvement: Medieval Europe, Paris 2007. Éd. Genoa, non paginé.

Ayala 2007 : Grégoire AYALA, 2007 - Lyon. Évolution d'un bord de Saône de l'Antiquité à nos jours : la fouille du parc Saint-Georges, bilan préliminaire. *Revue Archéologique de l'Est*, **56**, pp. 153-185.

Babonaux 1970 : Yves BABONAUX, 1970 - *Le lit de la Loire : étude d'hydrodynamique fluviale*. Éd. Bibliothèque Nationale, Paris, Ministère de l'Éducation Nationale, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques - Mémoires de la Section de Géographie, **5**, 252 p.

Ballut et Guichard 2005 : Christèle BALLUT et Vincent GUICHARD, 2005 – Anthropisation et milieu humide en Limagne de Clermont-Ferrand depuis le Néolithique. Dans Petit (dir.) 2005 : *Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine: actes de la table-ronde de Molesme, 17-18 septembre 1999*. Éd. Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, Collection Annales littéraires de l'Université de Franche-Comté, **786**, Série « Environnement, sociétés et archéologie », **8**, pp. 135-141.

Ballut et al. 2008 : Christèle BALLUT, Béatrice PRAT, José-Antonio LÓPEZ-SÁEZ, Grégoire GABY et Manon CABANIS, 2008 - Evolution environnementale d'une zone humide et de son bassin versant depuis la fin de l'âge du fer. *Quaternaire*, **19** (1), pp. 69-79.

Bard et al. 2006 : Édouard BARD, Frauke ROSTEK et Guillemette MÉNOT-COMBES, 2006 - Chronologie des variations climatiques rapides pendant la dernière période glaciaire. *Comptes Rendus Palevol*, **5** (1-2), pp. 13-19.

Barber et al. 1999 : D. C. BARBER, A. DYKE, C. HILLAIRE-MARCEL, A. E. JENNINGS, J. T. ANDREWS, M. W. KERWIN, G. BILODEAU, R. MCNEELY, J. SOUTHON, M. D. MOREHEAD et J.-M. GAGNONK, 1999 - Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, **400** (6742), pp. 344-348.

Barnes 2002 : David BARNES, 2002 - Using ArcMap to enhance topographic presentation. *Cartographic Perspectives, Journal of the North American Cartographic Information Society*, **42**, pp. 5-11.

Barral et al. 2002 : Philippe BARRAL, Jean-Paul GUILLAUMET et Pierre NOUVEL, 2002 – Les territoires de la fin de l'Âge du fer entre Loire et saône : les Éduens et leurs voisins. Problématique et éléments de réponse. Dans Garcia (dir.) et Verdin (dir.), 2002 : *Territoires celtiques : espaces ethniques et territoires des agglomérations protohistoriques d'Europe occidentale. Actes du XXIV^e colloque international de l'AFEAF, Martiques, 1-4 juin 2000*. Éd. Errance, Paris, pp. 271- 296.

Barral et al. 2008 : Philippe BARRAL, Gilles BOSSUET, Alain DAUBIGNEY, Christian CAMERLYNCK, Michel DABAS et Matthieu THIVET, 2008 - Un exemple d'approche intégrée d'un établissement de la fin de l'âge du Fer : Authumes "Le Tertre" (Saône-et-Loire). Dans Blanchard (dir.) et Izac-Imbert (dir.) : *L'exploitation agricole dans son environnement à la fin de l'âge du Fer: nouvelles approches méthodologiques. Actes de la table ronde, rencontre de Saint-Julien 18-19 novembre 2004*. Éd. Archives d'écologie préhistorique, Toulouse, pp. 33-43.

Barruol et al. 2011 : Guy BARRUOL (dir.), Jean-Luc FICHES (dir.) et Pierre GARMY (dir.), 2011 : Les ponts routiers en Gaule romaine : actes du colloque tenu au Pont du Gard du 8 au 11 octobre 2008. *Suppléments de la Revue archéologique de Narbonnaise*, **41**, 687 p.

Battarbee et al. 2004 : Richard W. BATTARBEE (dir.), Françoise GASSE (dir.) et Catherine E. STICKLEY (dir.) : *Past Climate Variability through Europe and Africa*. Éd. Springer, Dordrecht; Collection Developments in Palaeoenvironmental Research, **6**, 638 p.

Bazin et Gautier 1996 : Patrick BAZIN et Emmanuèle GAUTIER, 1996 - Un espace de liberté pour la Loire et l'Allier : de la détermination géomorphologique à la gestion. *Revue de géographie de Lyon*, **71** (4), pp. 377-386.

Beck et Chew 1991 : Françoise BECK et Hélène CHEW, 1991 – *Masques de fer : un officier du temps de Caligula*. Catalogue de l'exposition présentée au Musée des Antiquités Nationales de Saint-Germain-en-Laye, Éd. Réunion des musées nationaux, Paris, 173 p.

Beck 2008 : Corinne BECK, 2008 - *Les eaux et forêts en Bourgogne ducal (vers 1350 - vers 1480) : société et biodiversité*. Éd. L'Harmattan, Paris, 478 p.

Beeching et al. 2005 : Alain BEECHING, Jean-François BERGER, Jacques-Léopold BROCHIER et Gourguen DAVTIAN, 2005 – Espaces physiques et territoire du Néolithique moyen en vallée du Rhône. Dans Berger (dir.), Bertoncetto (dir.), Braemer (dir.), Davtian (dir.) et Gazenbeek (dir.) 2005 : *Temps et espaces de l'homme en société, analyses et modèles spatiaux en archéologie*, Éd. APDCA, Antibes, pp. 463-468.

Bell et Boardman 1992 : Martin BELL (dir.) et John BOARDMAN (dir.), 1992 - *Past and present soil erosion : archaeological and geographical perspectives*. Éd. Oxbow Books, Oxford, Collection Oxbow monograph, **22**, 250 p.

Bénard et al. 1994 : Jacky BÉNARD (dir.), Michel MANGIN (dir.) et René GOGUEY (dir.), 1994 - *Les agglomérations antiques de Côte-d'Or*. Éd. Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, Collection Annales littéraires de l'Université de Besançon. Série littéraire, **39**, 303 p.

Berné et al. 2007 : S. BERNÉ, G. JOUET, M. A. BASSETTI, B. DENNIELOU et M. TAVIANI, 2007 – Late Glacial to preboreal sea-level rise recorded by the Rhône deltaic system (NW Mediterranean). *Marine Geology*, **245**, pp. 65-88.

Berger et al. 1997 : Jean-François BERGER, Thierry ODIOT (collab.), Alain BEECHING (collab.), Jacques-Léopold BROCHIER (collab.), Gérard CHOUQUER (collab.), Frédéric MAGNIN (collab.) et Stéphanie THIÉBAULT, 1997 – Géoarchéologie du bassin valdinois (Drôme). Dans Bravard (dir.) et Prestreau (dir.) : *Dynamique du paysage : Entretiens de géoarchéologie - Table ronde tenue à Lyon les 17 et 18 novembre 1995*. Éd. SRA Rhône-Alpes, Lyon, Documents d'archéologie en Rhône-Alpes, pp. 177-202.

Berger et al. 1999 : Jean-François BERGER, Jacques-Léopold BROCHIER et Jean-Paul BRAVARD, 1999 – La géoarchéologie. *Les Nouvelles de l'Archéologie*, **78**, pp. 8 – 12.

Berger 2001 : Jean-François BERGER, Cécile JUNG et Stéphanie THIÉBAULT, 2001 – Évolution des agro- et des hydrosystèmes dans la région médio-rhodanienne. Dans Ouzoulias (dir.), Pellecuer (dir.), Raynaud (dir.), Van Ossel (dir.) et Garmy (dir.) 2001 : *Les campagnes de la Gaule à la fin de l'Antiquité: actes du colloque, Montpellier, 11-14 mars 1998*, Éd. ADPCA, Antibes, pp. 369-403.

Berger et al. 2002 : Jean-François BERGER, Claire DEHLON, Sandrine BONTÉ, Stéphanie THIÉBAULT, Dominique PEYRIC, Alain BEECHING et Joël VITAL, 2002 – Paléodynamique fluviale, climat, action humaine et évolution de la Citelle (moyenne vallée du Rhône, Drôme) au cours de l'Atlantique ancien (8000 – 6000 BP) à partir de la séquence alluviale d'Espeluche-Lalo. Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) : *Les fleuves ont une histoire :*

paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans. Éd. Errance, Paris, pp. 223-238.

Berger 2003a : Jean-François BERGER, 2003 – Les facteurs de l'érosion : méthodes d'analyse et conceptualisation des processus. Dans Van Der Leeuw (dir.), Favory (dir.) et Fiches (dir.) 2003 : *Archéologie et systèmes socio-environnementaux : Études multiscalaires sur la vallée du Rhône dans le programme ARCHAEOMEDES*. Éd. du CNRS, Paris, Collection Monographie du CRA (Paris), pp. 45-85.

Berger 2003b : Jean-François BERGER, 2003 – Les étapes de la morphogenèse holocène dans le Sud de la France. Dans Van Der Leeuw (dir.), Favory (dir.) et Fiches (dir.) 2003 : *Archéologie et systèmes socio-environnementaux : Études multiscalaires sur la vallée du Rhône dans le programme ARCHAEOMEDES*. Éd. du CNRS, Paris, Collection Monographie du CRA (Paris), pp. 87-167.

Berger et Brochier 2004 : Jean-François BERGER et Jacques-Léopold BROCHIER, 2004 – Approche taphonomique de l'échelle du site à l'échelle de la région : implications pour l'interprétation des processus de formation des sites archéologiques, des modèles de peuplement et la gestion patrimoniale. *Les nouvelles de l'archéologie*, **95**, pp. 30-36.

Berger et al. 2004 : Jean-François BERGER, Jean-Luc FICHES et Michel GAZENBEEK, 2004 – La gestion du risque fluvial à *Ambrussum* durant l'Antiquité par les riverains du Vidourle. Dans Burnouf (dir.) et Leveau (dir.), 2004 : *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture - Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes*, Éd. Ministère de l'éducation nationale, de l'enseignement supérieur et de la recherche, Paris, Collection Archéologie et histoire de l'art, **19**, pp. 419 – 435.

Berger et al. 2005 : Jean-François BERGER (dir.), Frédérique BERTONCELLO (dir.) Frank BRAEMER (dir.), Gourguen DAVTIAN (dir.) et Michiel GAZENBEEK (dir.), 2005 - *Temps et espaces de l'homme en société, analyses et modèles spatiaux en archéologie*, Éd. APDCA, Antibes, 534 p.

Berger et al. 2005a : Jean-François BERGER, Gourguen DAVTIAN, Nicolas BERNIGAUD, Grégory GAUCHER, Stéphane BLEU, Robert ROYET, Benoit HELLY, Pierre-Gil SALVADOR, Andréa BALBO, Élodie POIRSON, Sylvie PERRIN-TOININ et Marc THÉVENIN, 2005 – Un essai de modélisation prédictive du peuplement en haute vallée du Rhône. Dans Berger (dir.), Bertoncello (dir.), Braemer (dir.), Davtian (dir.) et Gazenbeek (dir.) 2005 : *Temps et espaces de l'homme en société, analyses et modèles spatiaux en archéologie*, Éd. APDCA, Antibes, pp. 117-122.

Berger 2006 : Jean-François BERGER, 2006 – Paysages et climats en moyenne vallée du Rhône : apports de la géo-archéologie. Dans Maufras (dir.) : *Habitats, nécropoles et paysages dans la moyenne et la basse vallée du Rhône (VII^e-XV^e s.) – Contribution des travaux du TGV-Méditerranée à l'étude des sociétés rurales médiévales*. Éd. de la Maison des sciences de l'homme, Paris, Collection Documents d'Archéologie Française, **98**, pp. 163-207.

Berger et al. 2007 : Jean-François BERGER, Jacques-Léopold BROCHIER, Joël VITAL, Claire DEHLON et Stéphanie THIÉBAULT, 2007 – Nouveau regard sur la dynamique des paysages et l'occupation humaine à l'Âge du Bronze en moyenne vallée du Rhône. Dans Richard (dir.), Magny (dir.) et Mordant (dir.) 2007 : *Environnements et cultures à l'Âge du bronze en Europe occidentale*, Éd. du Comité des travaux historiques et scientifiques, Paris, Collection Documents préhistoriques, pp. 259-283.

- Berger et al. 2008** : Jean-François BERGER, Pierre-Gil SALVADOR, Odile FRANC, Agnès VEROT-BOURRELY et Jean-Paul BRAVARD, 2008 – La chronologie fluviale postglaciaire du haut bassin rhodanien. Dans Desmet (dir.), Magny (dir.) et Mocchi (dir.) : *Du climat à l'homme : dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes*. Éd. EDYTEM, Université de Savoie, Chambéry, Cahiers de géographie, pp. 117-144.
- Berger et Guilaine 2009** : Jean-François BERGER et Jean GUILAINE, 2009 - The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition : A Mediterranean perspective. *Quaternary International*, **200** (1-2), pp. 31-49.
- Berger et al. 2010** : Jean-François BERGER, Philippe BLANCHEMANCHE, Christelle REYNÈS et Pierre SABATIER, 2010 - Dynamiques fluviales en basse vallée du Vidourle au cours des six derniers siècles. *Quaternaire*, **21** (1), pp. 27-41.
- Berger 2011** : Jean-François BERGER, 2011 – Hydrological and post-depositionnal impacts on the distribution of Holocene archaeological sites : The case of the Holocene middle Rhône River basin, France. *Geomorphology*, **129** (3-4), pp. 167-182.
- Berger 2012** : Jean-François BERGER (dir.), 2012 – *Des climats et des hommes*. Éd. La Découverte, Paris, 488 p.
- Bethemont et Wasson 1996** : Jacques BETHEMONT et Jean-Gabriel WASSON, 1996 – L'Homme et la Loire. *La Houille Blanche*, (6-7), pp. 32-40.
- Bethemont et al. 1996** : Jacques BETHEMONT, Heriniaina ANDRIAMAHEFA, Crane ROGERS et Jean-Gabriel WASSON, 1996 – Une approche régionale de la typologie morphologique des cours d'eau. Application de la méthode « morphorégions » au bassin de la Loire et perspectives pour le bassin du Rhône (France). *Revue de géographie de Lyon*, **71** (4), pp. 311-322.
- Bethemont 2000** : Jacques BETHEMONT, 2000 - *Les grands fleuves : entre nature et société*. Éd. Armand Colin, Paris, Collection U, Série Géographie, 255 p.
- Bichet et al. 1999** : Vincent BICHET, Michel CAMPY, Jean-François BUONCRISTIANI, Christian DI GIOVANNI, Michel MEYBECK et Hervé RICHARD, 1999 – Variations in Sediment Yield from the Upper Doubs River Carbonate Watershed (Jura, France) since the Late-Glacial Period. *Quaternary Research*, **51** (3), pp. 267-279.
- Bichet et al. 2002** : Vincent BICHET, Michel CAMPY, Jean-François BUONCRISTIANI, Christian DI GIOVANNI, Michel MEYBECK et Hervé RICHARD, 2002 – Évolution quantitative de la production sédimentaire d'un bassin versant carbonaté au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène : l'exemple de la haute vallée du Doubs (France). Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 161-170.
- Bichet et Campy 2013** : Vincent BICHET et Michel CAMPY, 2013 (4^e Éd.) – *Montagnes du Jura : Géologie et paysages*. Éd. Néo-éditions, Besançon, 303 p.
- Bigéard et Bouthier 1996** : Hélène BIGÉARD et Alain BOUTHIER, 1996 - *Carte archéologique de la Gaule 58 : Nièvre*. Éd. Académie des Arts et Belles Lettres, Ministère de la Culture, Ministère de la Recherche, Paris, 300 p.
- Biraben 2003** : Jean-Noël BIRABEN, 2003 - L'évolution du nombre des hommes. *Population et sociétés, Bulletin Mensuel de l'Institut National d'Études Démographiques*, **394**, pp. 1-4.

Bitanja et van de Wal 2008 : R. BITANJA et R. S. W. VAN DE WAL, 2008 - North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. *Nature*, **454** (7206), pp. 869-872.

Blaauw 2010 : Maarten BLAAUW, 2010 - Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, **5** (5), pp. 512-518.

Blaauw et Christen 2011 : Maarten BLAAUW et Andrés CHRISTEN, 2011 – Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, **6** (3), pp. 457-474.

Blaauw 2012 : Maarten BLAAUW, 2012 – Out of tune : the dangers of aligning proxy archives. *Quaternary Science Reviews*, **36**, pp. 38-49.

Blaizot 2010 : Frédérique BLAIZOT, 2010 – Archéologie d'un espace suburbain de Lyon à l'époque romaine. *Gallia*, **67** (1), 165 p.

Blanchard et Izard-Imbert 2008 : Jean-Luc BLANCHARD (dir.) et Lionel IZARD-IMBERT (dir.), 2008 - *L'exploitation agricole dans son environnement à la fin de l'âge du Fer: nouvelles approches méthodologiques. Actes de la table ronde, rencontre de Saint-Julien 18-19 novembre 2004*. Éd. Archives d'écologie préhistorique, Toulouse, 159 p.

Blanchemanche 2000 : Philippe BLANCHEMANCHE, 2000 - La plaine de Lattes du XIIe au XIXe siècle : dynamique naturelle et mise en valeur. *Lattara : mélanges d'histoire et d'archéologie de Lattes*, **13**, 178 p.

Blin 2007 : Olivier BLIN, 2007 - Une nouvelle description du monde gallo-romain. Dans Demoule (dir.), *L'archéologie préventive dans le monde: apports de l'archéologie préventive à la connaissance du passé*. Éd. La Découverte, Paris, Collection Recherches, pp. 67 – 81.

Blum et Straffin 2001 : Michael D. BLUM et Eric C. STRAFFIN, 2001. Fluvial responses to external forcing: Examples from the French Massif Central, the Texas Coastal Plain (USA), the Sahara of Tunisia, and the Lower Mississippi Valley (USA). Dans Maddy (dir.), Macklin (dir.) et Woodward (dir.) 2001 : *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change*. Éd. Balkema, Rotterdam, pp. 195-228.

Blumenfeld 2009 : Hervé BLUMENFELD, 2009 – Cartes et plans des XIX^e et XX^e siècles. Introduction. Dans Costa (dir.), Robert (dir.) et Foucault (collab.) : *Guide de lecture des cartes anciennes : Illustrations dans le Val d'Oise et le Bassin parisien*. Éd. Errance, Paris, pp. 31-35.

Bobée 2007 : Cécilia BOBÉE, 2007 - *Étude de la ressource en eau et de sa gestion dans l'agglomération gallo-romaine de Cassinomagus (Chassenon, Charente)*. Thèse de doctorat en géophysique appliquée sous la direction de Alain Tabbagh, Université Paris 6 Pierre et Marie Curie, Paris, 1 vol., 371 p.

Bond et al. 1997 : Gerard BOND, William SHOWERS, Maziet CHESEBY, Rusty LOTTI, Peter ALMASI, Peter DEMENOCAL, Paul PRIORE, Heidi CULLEN, Irka HAJDAS, Georges BONANI, 1997 - A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, **278** (5341), pp. 1257-1266.

Bond et al. 2001 : Gerard BOND, Bernd KROMER, Juerg BEER, Raimund MUSCHELER, Michael N. EVANS, William SHOWERS, Sharon HOFFMANN, Rusty LOTTI-BOND, Irka HAJDAS et Georges BONANI, 2001 - Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, **294** (5549), pp. 2130-2136.

Bonnamour 1970 : Louis BONNAMOUR, 1970 – Un plat ovale en bronze trouvé dans le lit du Doubs à Pontoux (S.-et-L.), *Revue Archéologique de l'Est*, **9**, pp. 483-488.

Bonnamour 1972 : Louis BONNAMOUR, 1972 – Un exemple d'archéologie fluviale : Pontoux, *Mémoires de la Société d'Histoire et d'Archéologie de Chalon-sur-Saône*, **41**, pp. 145-146.

Bonnamour 2008 : Louis BONNAMOUR, 2008 – Pontoux : Découvertes archéologiques dans le lit du Doubs. *Trois Rivières*, **71**, pp. 1-9.

Bonnamour 2010 : Louis BONNAMOUR, 2010 - Trouvailles archéologiques dans le lit du Doubs à Ciel et Saunières dans les années 1960. *Trois Rivières*, **74**, pp. 2-9.

Bonnard 1908 : Louis BONNARD et Élie PERCEPIED (collab.), 1908 - *La Gaule thermale : sources et stations thermales et minérales de la Gaule à l'époque gallo-romaine*. Éd. Plon-Nourrit, Paris, 534 p.

Bonvalot 1988 : Jacques BONVALOT, 1988 - Le remplissage plio-pleistocène du fossé bressan dans la région de Bourg en Bresse. Dans : *Le détritisme dans le Sud-Est de la France : colloque, Chambéry, 10-11 décembre 1987*. Éd. Association des géologues du Sud-Est, Laboratoire de Géologie, Université de Grenoble I, Grenoble, Collection Géologie alpine, Mémoire H.S. **14**, pp. 443-450.

Bony et al. 2011 : Guénaëlle BONY, Christophe MORHANGE, Hélène BRUNETON, Pierre CARBONEL et Chérine GÉBARA, 2011 - 2000 ans de colmatage du port antique de Fréjus (Forum Julii), France : une double métamorphose littorale. *Comptes Rendus Geoscience*, **343** (10), pp. 701-715.

Bossuet et al. 2002 : Gilles BOSSUET, Boris VANNIÈRE, Anne-Véronique WALTER-SIMONNET, Émilie GAUTHIER, Christophe PETIT, Martine BUATIER, Alain DAUBIGNEY et Philippe BARRAL, 2002 - Caractérisation des changements environnementaux dans la basse vallée du Doubs (Neublans, Jura, France) durant le premier millénaire après J.-C. Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 125-134.

Bossuet et al. 2007 : Gilles BOSSUET, Matthieu THIVET, Michel DABAS, Christian CAMERLYNCK, Philippe BARRAL, Eric MARMET, Diane ARCAY, Annie DUMONT et Boris VANNIÈRE, 2007 – Évolution morphosédimentaire de la plaine alluviale et aménagements anthropiques aux abords du complexe monumental sanctuaire-théâtre d'*Epomanduodurum*. Dans BARRAL (coord.) : *Epomanduodurum, une ville chez les Sequanes – Bilan de quatre années de recherche à Mandeure et Mathay (Doubs)*. *Gallia*, **64**, pp. 353-434.

Bouet et Verdin 2005 : Alain BOUET (dir.) et Florence VERDIN (dir.), 2005 - *Territoires et paysages de l'âge du fer au Moyen Âge: mélanges offerts à Philippe Leveau*. Éd. Ausonius, Bordeaux, Collection Mémoires, **16**, 318 p.

Bouiller et al. 1990a : R. BOUILLER, J. ARÈNE, J. DELFOUR et B. LEMIÈRE, 1990 – *Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Charlieu (648). Éd. BRGM, Orléans. Notice explicative par R. Bouiller, J. Arène, J. Delfour, B. Lemièrre, Y. Kerrien (collab.) et C. Vautrelle (collab.), 1990, 37 p.

Bouiller et al. 1990b : R. BOUILLER, J. ARÈNE, J. DELFOUR, B. LEMIÈRE, Y. KERRIEN (collab.) et C. VAUTRELLE (collab.), 1990 – *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Charlieu (648). Éd. BRGM, Orléans, 37 p. Carte géologique par R. Bouiller, J. Arène, J. Delfour et B. Lemièrre, 1990.

Bourguignon d'Anville 1760 : Jean-Baptiste BOURGUIGNON D'ANVILLE, 1760 – *Notice de l'ancienne Gaule, tirée des monumens romains. Dédiée à S.A.S. Monseigneur le Duc de*

Chartres. Éd. Desaint et Saillant/Éd. Durand, Paris, Collection Mémoires de l'Académie Royale des Inscriptions et Belles-Lettres, 754 p.

Bowling et al. 2005 : Jerry C. BOWLING, Antonio B. RODRIGUEZ, Dennis L. HARRY et Chunmiao ZHENG, 2005 - Delineating alluvial aquifer heterogeneity using resistivity and GPR data. *Ground Water*, **43** (6), pp. 890-903.

Boyer et al. 2005 : Julie BOYER, Cédric DUVAIL, Paul LE STRAT, Bernard GENSOUS et Michel TESSON, 2005 - High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during Postglacial time, from subsurface drilling data bank. *Marine Geology*, **222-223**, pp. 267-298.

Bravard 1982 : Jean-Paul BRAVARD, 1982 - À propos de quelques formes fluviales de la vallée du Haut-Rhône français. *Revue de géographie de Lyon*, **57** (1), pp. 39 – 48.

Bravard 1983 : Jean-Paul BRAVARD, 1983 - Une auto-capture du Rhône par déversement dans les Basses Terres du Bas-Dauphiné (Isère, Ain). *Revue de Géographie de Lyon*, **58** (4), pp. 369 – 381.

Bravard et al. 1986 : Jean-Paul BRAVARD, Claude AMOROS et Christine JACQUET, 1986 – reconstitution de l'environnement des sites archéologiques fluviaux par une méthode interdisciplinaire associant la géomorphologie, la zoologie et l'écologie. *Revue d'archéométrie*, **10**, pp. 43 – 55.

Bravard 1989 : Jean-Paul BRAVARD, 1989 - La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du moyen-âge et à l'époque moderne. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, **25**, pp. 145-157.

Bravard et al. 1989 : Jean-Paul BRAVARD, Joëlle BURNOUF et Agnès VÉROT - Géomorphologie et archéologie dans la région lyonnaise : questions et réponses d'un dialogue interdisciplinaire. *Bulletin de la Société préhistorique française*, **86** (10), pp. 429 – 440.

Bravard et al. 1992 : Jean-Paul BRAVARD, Agnès VÉROT-BOURRELY et Pierre-Gil SALVADOR – Le climat d'après les enregistrements sédimentaires fluviaux étudiés sur les sites archéologiques. *Les Nouvelles de l'Archéologie*, **50**, pp. 7 – 13.

Bravard 1997a : Jean-Paul BRAVARD, 1997 – Tectonique et dynamique fluviale du Würm à l'Holocène à la confluence saône-Rhône (France). *Géographie physique et Quaternaire*, **51** (3), pp. 315 – 326.

Bravard 1997b : Jean-Paul BRAVARD, 1997 – Géoarchéologie des vallées alluviales de Rhône-Alpes depuis le Tardiglaciaire. Dans Bravard (dir.) et Prestreau (dir.) : *Dynamique du paysage : Entretiens de géoarchéologie - Table ronde tenue à Lyon les 17 et 18 novembre 1995*. Éd. SRA Rhône-Alpes, Lyon, Documents d'archéologie en Rhône-Alpes, pp. 177-202.

Bravard et Petit 2000 : Jean-Paul BRAVARD et François PETIT, 2000 (2^e éd.) – *Les cours d'eau : dynamique du système fluvial*. Éd. Armand Colin, Paris, 222 p.

Bravard et Prestreau 1997 : Jean-Paul BRAVARD et Michel PRESTREAU, 1997 - *Dynamique du paysage : Entretiens de géoarchéologie - Table ronde tenue à Lyon les 17 et 18 novembre 1995*. Éd. SRA Rhône-Alpes, Lyon, Documents d'archéologie en Rhône-Alpes, 282 p.

Bravard et al. 1997 : Jean-Paul BRAVARD, Agnès VÉROT-BOURRELY, Odile FRANC et Catherine ARLAUD (collab.), 1997 – Paléodynamique du site fluvial de Lyon depuis le Tardiglaciaire. Dans Bravard (dir.) et Prestreau (dir.) : *Dynamique du paysage : Entretiens de géoarchéologie - Table ronde tenue à Lyon les 17 et 18 novembre 1995*. Éd. SRA Rhône-Alpes, Lyon, Documents d'archéologie en Rhône-Alpes, pp. 177-202.

Bravard et al. 2002 : Jean-Paul BRAVARD, Jean-Luc PEIRY et Pierre-Gil SALVADOR, 2002 – La diversité spatiale des enregistrements morphosédimentaires tardiglaciaires et holocènes dans quelques vallées du piémont des Alpes du Nord englacées au Würm. Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 205 – 213.

Bravard et Magny 2002 : Jean-Paul BRAVARD (dir.) et Michel MAGNY (dir.), 2002 – *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, 312 p.

Bravard 2006 : Jean-Paul BRAVARD, 2006 – Le paléoenvironnement, le géographe et la complexité. Dans Allée (dir.) et Lespez (dir.), 2006 : *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement : table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004*, Éd. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Collection « Nature et Sociétés », pp. 25 – 34.

Bravard et al. 2007 : Jean-Paul BRAVARD, Mireille PROVANSAL, Gilles ARNAUD-FASSETTA, Simon CHABBERT, Pauline GAYDOU, Simon DUFOUR, France RICHARD, Sophie VALLETEAU, Gabriel MELUN et Paul PASSY, 2007 – Cartographie du paléo-environnement de la plaine alluviale du Rhône de la frontière suisse à la mer. *Rapport DIREN Rhône-Alpes*, 73 p. et atlas au 1/25000^e et au 1/100000^e.

Bravard et al. 2008 : Jean-Paul BRAVARD, Mireille PROVANSAL, Gilles ARNAUD-FASSETTA, Simon CHABBERT, Pauline GAYDOU, Simon DUFOUR, France RICHARD, Sophie VALLETEAU, Gabriel MELUN et Paul PASSY, 2008 - Un atlas du paléoenvironnement de la plaine alluviale du Rhône de la frontière suisse à la mer. Dans Desmet (dir.), Magny (dir.) et Mocchi (dir.) : *Du climat à l'homme : dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes*. Éd. EDYTEM, Université de Savoie, Chambéry, Cahiers de géographie, pp. 101-116.

Bravard 2010 : Jean-Paul BRAVARD, 2010 - Discontinuities in braided patterns : The River Rhône from Geneva to the Camargue delta before river training. *Geomorphology*, **117** (3-4), pp. 219-233.

Bravard et Provansal 2011 : Jean-Paul BRAVARD et Mireille PROVANSAL, 2011 – Le franchissement du Rhône antique. Métamorphoses fluviales et première esquisse taphonomique à l'échelle de la vallée. Dans Barruol (dir.), Fiches (dir.) et Garmy (dir.), 2011 : Les ponts routiers en Gaule romaine : actes du colloque tenu au Pont du Gard du 8 au 11 octobre 2008. *Suppléments de la Revue archéologique de Narbonnaise*, **41**, pp. 431-442.

Brázdil et al. 2005 : Rudolf BRÁZDIL, Christian PFISTER, Heinz WANNER, Hans VON STORCH et Jürg LUTERBACHER, 2005 – Historical climatology in Europe – The state of the art. *Climatic Change*, **70** (3), pp. 363-430.

Breiner 1999 : Sheldon BREINER, 1999 – *Applications manual for portable magnetometers*. Manuel publié par la société Geometrics, San José, 58 p.

Bridgland et al. 2009 : David BRIDGLAND, Rob WESTAWAY et Stéphane CORDIER, 2009 – Les causes de l'édagement des terrasses alluviales à travers le monde. *Quaternaire*, **20** (1), pp. 5-23.

Brisset et al. 2014 : Élodie BRISSET, Cécile MIRAMONT, Edward J. ANTHONY, Hélène BRUNETON, Thierry ROSIQUE et Olivier SIVAN, 2014 - Sediment budget quantification of a sub-Alpine river catchment since the end of the last glaciation. *Catena*, **114**, 169-179.

Brochier 1991 : Jacques-Léopold BROCHIER, 1991 – Environnement et culture : état de la question dans le Sud-Est de la France et principes d'étude autour du Chasséen de la moyenne vallée du Rhône. Dans : *Identité du Chasséen – Actes du Colloque International de Nemours 1989*, Éd. Association pour la promotion de la recherche archéologique en Ile-de-France, Nemours, Collection Mémoires du Musée de préhistoire d'Île-de-France, **4**, pp. 315-326.

Brochier 1997 : Jacques-Léopold BROCHIER, 1997 – Contexte morphodynamique et habitat humain de la moyenne vallée du Rhône au cours de la Préhistoire récente. Dans Bravard (dir.) et Prestreau (dir.) : *Dynamique du paysage : Entretiens de géoarchéologie - Table ronde tenue à Lyon les 17 et 18 novembre 1995*. Éd. SRA Rhône-Alpes, Lyon, Documents d'archéologie en Rhône-Alpes, pp. 87-102.

Brochier et al. 2007 : Jacques-Léopold BROCHIER, Jean-Luc BOREL et Jean-Claude DRUART, 2007 - Les variations paléoenvironnementales de 1000 avant à 1000 après J.C. et la question des « optima » climatiques de l'Antiquité tardive et du Moyen Âge sur le piémont des Alpes du nord à Colletière, lac de Paladru, France. *Quaternaire*, **18** (3), pp. 253-270.

Broecker et al. 2010 : Wallace S. BROECKER, George H. DENTON, R. Lawrence EDWARDS, Hai CHENG, Richard B. ALLEY et Aaron E. PUTNAM, 2010 - Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews*, **29** (9-10), pp. 1078-1081.

Bronk Ramsey 2009 : Christopher BRONK RAMSEY, 2009 – Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51** (1), pp. 337-360.

Brown 1983 : Antony G. BROWN, 1983 – Floodplain deposits and accelerated sedimentation in the lower Severn basin. Dans Gregory (dir.), 1983 : *Background to palaeohydrology. A perspective*, Éd. Wiley, Chichester, pp. 375-397.

Brown 1987 : Antony G. BROWN, 1987 - Holocene floodplain sedimentation and channel response of the lower river Severn, United Kingdom. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, **31** pp. 293 – 310.

Brown 2002 : Antony G. BROWN, 2002 - Learning from the past : palaeohydrology and palaeoecology. *Freshwater Biology*, **47** (4), pp. 817 – 829.

Brown 1997 : Antony G. BROWN, 1997 - *Alluvial geoarchaeology : floodplain archaeology and environmental change*. Éd. Cambridge university press, Cambridge, Collection Cambridge manuals in archaeology, 377 p.

Brown et al. 2007 : Antony G. BROWN, R. G. CARPENTER et Desmond E. WALLING, 2007 - Monitoring fluvial pollen transport, its relationship to catchment vegetation and implications for palaeoenvironmental studies. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **147** (1-4), pp. 60 – 76.

Brown 2008 : Antony G. BROWN, 2008 - Geoarchaeology, the four dimensional (4D) fluvial matrix and climatic causality. *Geomorphology*, **101** (1-2), pp. 278-297.

Brown et al. 2013 : Antony G. BROWN, Philip TOMS, Chris CAREY et Eddie RHODES, 2013 - Geomorphology of the Anthropocene: Time-transgressive discontinuities of human-induced alluviation. *Anthropocene*, **1**, pp. 3 – 13.

Bruneton et al. 2001 : Hélène BRUNETON, Gilles ARNAUD-FASSETTA, Mireille PROVANSAL et Dorit SISTACH, 2001 – Geomorphological evidence for fluvial change during the Roman period in the lower Rhone valley (southern France). *CATENA*, **45** (4), pp. 287-312.

Bruneton et al. 2002 : Hélène BRUNETON, Mireille PROVANSAL, Benoît DEVILLERS, Christophe JORDA, Vincent OLLIVIER, Cécile MIRAMONT, Philippe

BLANCHEMANCHE, Jean-François BERGER et Philippe LEVEAU, 2002 – Relations entre paléohydrologie et morphogenèse holocène des petits et moyens bassins-versants en basse Provence et Languedoc oriental. Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 259-267.

Bruneton et al. 2006 : Hélène BRUNETON, Cécile ALLINNE, Philippe LEVEAU et Florence VERDIN, 2006 – Construction des plaines du bas Rhône et occupation humaine : la région d'Arles depuis le Néolithique. Dans Allée (dir.) et Lespez (dir.), 2006 : *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement : table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004*, Éd. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Collection « Nature et Sociétés », pp. 353 – 364.

Buoncrisiani et Campy 2011 : Jean-François BUONCRISIANI et Michel CAMPY, 2011 - Quaternary Glaciations in the French Alps and Jura. Dans Ehlers (dir.), Gibbard (dir.) et Hughes (dir.), 2011 - *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology A Closer Look*. Éd. Elsevier, Collection Developments in Quaternary Science, **15**, pp. 117-126.

Burnouf et Leveau 2004a : Joëlle BURNOUF et Philippe LEVEAU, 2004 – Conclusions et perspectives. Dans Burnouf (dir.) et Leveau (dir.), 2004 : *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture - Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes*, Éd. Ministère de l'éducation nationale, de l'enseignement supérieur et de la recherche, Paris, Collection Archéologie et histoire de l'art, **19**, pp. 481 – 487.

Burnouf et Leveau 2004b : Joëlle BURNOUF (dir.) et Philippe LEVEAU (dir.), 2004 - *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture - Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes*, Éd. Ministère de l'éducation nationale, de l'enseignement supérieur et de la recherche, Paris, Collection Archéologie et histoire de l'art, **19**, 493 p.

Campy 1982 : Michel CAMPY, 1982 - *Le Quaternaire franc-comtois : Essai chronologique et paléoclimatique*. Thèse de doctorat d'état en Sciences Naturelles, Faculté des Sciences et Techniques de l'Université de Besançon, Besançon, 575 p.

Campy et al. 1983 : Michel CAMPY, Pierre CHAUVE, Claude PERNIN et André BAMBIER (collab.) – *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Pesmes (501)*. Éd. BRGM, Orléans, 39 p. Carte géologique par Pierre Chauve, Claude Pernin et Michel Campy, 1983.

Campy et Richard 1988 : Michel CAMPY et Hervé RICHARD, 1988 - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans la chaîne jurassienne. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, **25** (2-3), pp. 81-90.

Carcaud et Garcin 2001 : Nathalie CARCAUD (dir.) et Manuel GARCIN (dir.), 2001 – *Géoarchéologie de la Loire moyenne et de ses marges. Synthèse des résultats du PCR 1996-1999*. Vol. 1, 124 p.

Carcaud et al. 2002 : Nathalie CARCAUD, Manuel GARCIN, Lionel VISET, Johannes MUSCH et Joëlle BURNOUF, 2002 – Nouvelle lecture de l'évolution des paysages fluviaux à l'Holocène dans le bassin de la Loire moyenne. Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) 2002 : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 71-84.

Carozza et al. 2012 : Jean-Michel CAROZZA, Carole PUIG, Thierry ODIOT, Philippe VALETTE et Olivier PASSARRIUS, 2012 - Lower Mediterranean plain accelerated evolution

during the Little Ice Age : Geoarchaeological insight in the Tech basin (Roussillon, Gulf of Lion, Western Mediterranean). *Quaternary International*, **266**, pp. 94-104.

Carru 1999 : Dominique CARRU, 1999 – Le Rhône à Avignon. Données archéologiques. Dans Leveau (dir.) 1999 : Le Rhône romain : dynamiques fluviales, dynamiques territoriales, *Gallia*, **56**, pp. 109-120.

Castanet 2008 : Cyril CASTANET, 2008 - *La Loire en val d'Orléans. Dynamiques fluviales et socio-environnementales durant les derniers 30 000 ans : de l'hydrosystème à l'anthroposystème*. Thèse de doctorat en archéologie sous la direction de Joëlle Burnouf et la co-direction de Manuel Garcin, Université Paris 1 Panthéon Sorbonne, Paris, 1 vol., 549 p.

Catteddu et al. 2011 : Isabelle CATTEDDU (dir.), Paolo DE VINGO (dir.) et Anne Nissen JAUBERT (dir.), *International congress of medieval and modern archaeology - On the road again, l'Europe en mouvement: Medieval Europe, Paris 2007*. Éd. De Ferrari, Genoa, 305 p.

Cavanna 2012 : Emilie Cavanna, 2012 - Cartes et plans anciens : des images de l'espace du passé à déchiffrer. Dans Les images : regards sur les sociétés, actes de la troisième Journée doctorale d'archéologie de Paris I (2008), *Archéo.Doct*, **3**, pp. 77-100.

Champion 1858 – 1864 : Maurice CHAMPION, 1848-1864 – *Les inondations en France depuis le VI^e siècle jusqu'à nos jours*. Éd. Dunod, 6 vol.

Champougny, Jarry et Kupowski 2008 : Anaïs CHAMPOUGNY, Maude JARRY et Xavier KUPOWSKI, 2008 – Stage de terrain à Chassenard. *Rapport de stage de terrain de M1 « AGE »*. Université de Bourgogne, non publié. Sous la direction de Jean-Pierre Garcia, Annie Dumont et Julien Curie. 29 p.

Chapelot et al. 2009 : Jean CHAPELOT (dir.), Odette CHAPELOT (dir.) et Bénédicte RIETH (dir.), *Terres cuites architecturales médiévales et modernes en Île-de-France et dans les régions voisines*, Éd. Publications du CRAHM, Caen, 454 p.

Chapouthier et Kaplan 2011 : Georges CHAPOUTHIER et Frédéric KAPLAN, 2011 – *L'Homme, l'Animal et la Machine : perpétuelles redéfinitions*. Éd. CNRS, Paris, 219 p.

Chaput 1917 : Ernest CHAPUT, 1917 - *Recherches sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents*. Éd. A. Rey, Lyon, 303 p.

Chaussé 2003 : Christine CHAUSSÉ, 2003 – *Les basses terrasses de la vallée de l'Yonne, approches géométrique et chronostratigraphique et l'apport de l'étude de la nappe de soucy à la compréhension des occupations du Paléolithique inférieur de Soucy*. Thèse de doctorat en Quaternaire et Préhistoire sous la direction d'Alain Truffeau, Université Lille1 Sciences et Technologies, Lille, 2 vol., 247 et 197 p.

Chaussé et al. 2004 : Christine CHAUSSÉ, Pierre VOINCHET, Jean-Jacques BAHAIN, Nelly CONNET, Vincent LHOMME et Nicole LIMONDIN-LOZOUET, 2004 - Middle and upper Pleistocene evolution of the river Yonne valley (France). First results. *Quaternaire*, **15** (1-2), pp. 53-64.

Chauve et al. 1983 : Pierre CHAUVE, Claude PERNIN et Michel CAMPY, 1983 – *Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Pesmes (501). Éd. BRGM, Orléans. Notice explicative par Michel Campy, Pierre Chauve, Claude Pernin et André Bambier (collab.), 1983, 39 p.

Chevillot et al. 2010 : Pascale CHEVILLOT, Sophie MARTIN, Jean-Yves BREUIL, Hervé POMARÈDES et Pierre SÉJALON, 2010 - Mobilités et héritages dans la plaine de Nîmes (Gard, France). Regards croisés sur l'occupation humaine à l'Holocène. *Quaternaire*, **21** (1), pp. 459-474.

- Chiverrell et al. 2011** : Richard C. CHIVERRELL, Varyl R. THORNDYCRAFT et THOMAS O. HOFFMANN, 2011 - Cumulative probability functions and their role in evaluating the chronology of geomorphological events during the Holocene. *Journal of Quaternary Science*, **26** (1), pp. 76-85.
- Chouquer 1996** : Gérard CHOUQUER (dir.), 1996 – *Les formes des paysages. Tome 2 – Archéologie des parcellaires. Actes du colloque d'Orléans (mars 1996)*. Éd. Errance, Paris, Collection Archéologie aujourd'hui, 263 p.
- Christiansen et Ljungqvist 2012** : B. CHRISTIANSEN et F. C. LJUNGQVIST, 2012 - The extra-tropical Northern Hemisphere temperature in the last two millennia: reconstructions of low-frequency variability. *Climate of the Past*, **8** (2), pp. 765-786.
- Chuine et al. 2004** : Isabelle CHUINE, Pascal YIOU, Nicolas VIOVY, Valérie DAUX et Emmanuel LE ROY LADURIE, 2004 - Historical phenology: Grape ripening as a past climate indicator. *Nature*, **432** (7015), pp. 289-290.
- Citterio et Piégay 2009** : Anne CITTERIO et Hervé PIÉGAY, 2009 - Overbank sedimentation rates in former channel lakes : characterization and control factors. *Sedimentology*, **56** (2), pp. 461-482.
- Clair 1973** : André CLAIR, 1973 - *Étude de la pollution de la Saône dans le département de la Côte-d'Or et de sa nappe alluviale*. Thèse de doctorat d'état en Sciences, Éd. Imprimeries Berthier & C^{ie}, Dijon, 293 p.
- Clair 1976** : André CLAIR, 1976 - Essai de stratigraphie chronologique des sédiments plioquaternaires de la partie nord de la Bresse. *Quaternaire*, **13** (3-4), pp. 179-189.
- Clair 1982** : André CLAIR, 1982– *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Dijon (500). Éd. BRGM, Orléans, 52 p. Carte géologique par Pierre Rat, André Clair, P. Vermi et Jean-Jacques Puisségur, 1982.
- Clark et al. 2009** : Peter U. CLARK, Arthur S. DYKE, Jeremy D. SHAKUN, Anders E. CARLSON, Jorie CLARK, Barbara WOHLFARTH, Jerry X. MITROVICA, Steven W. HOSTETLER, A. Marshall MCCABE, 2009 – The last glacial maximum. *Science*, **325** (710), pp. 710-714.
- Clarke et al. 2004** : Garry K.C. CLARKE, David W. LEVERINGTON, James T. TELLER et Arthur S. DYKE - Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quaternary Science Reviews*, **23** (3-4), pp. 389-407.
- Coeur 2002** : Denis COEUR, 2002 – L'oeuvre de Maurice Champion. 30 p. Complément à : *Réédition de Champion (M.) : Les inondations en France du VI^e siècle à nos jours*. Paris, Dunod, 1858-1864. CD-ROM édité par le Cemagref et réalisé par Karim Haddane (programmation), Fabrice Laskowski (intégration), Magali Lemasson (chef de projet) et Odile Hologne (coordination).
- Cohen et Gibbard 2011a** : Kim M. COHEN et Philip GIBBARD, 2011 - Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England.
- Cohen et Gibbard 2011b** : Kim M. COHEN et Philip GIBBARD, 2011 - Regional chronostratigraphical correlation chart for the last 270,000 years : Europe north of the Mediterranean. *Book of Abstracts, XVIII. INQUA congress, Bern 2011*

Colls et al. 2001 : Allison E. COLLS, Stephen STOKES, Michael D. BLUM et Eric C. STRAFFIN, 2001 – Age limits on the Late Quaternary evolution of upper Loire River. *Quaternary Science Reviews*, **20**, pp. 743-750.

Comont 2006 : Laure COMONT, 2006 - *Étude des processus de stockage de la matière organique et de régénération des tourbières dégradées après exploitation : sites du Russey (Jura français), de la Chaux d'Abel (Jura suisse) et de Baupte (Cotentin, France)*. Thèse de doctorat en Sciences de l'Univers sous la direction de Jean-Robert Disnar et la co-direction de Fatima Laggoun-Défarage, Université d'Orléans, Orléans, 1 vol., 227 p.

Conny 1875 : CONNY, 1875 – Visite aux fouilles faites au sommet du Puy-de-Dôme et dans le champ du domaine Vivant, commune de Chassenard (Allier), le 25 septembre et le 11 octobre 1874. Note lue lors de la séance du 6 novembre 1874. *Bulletin de la Société d'émulation du département de l'Allier (Sciences, Arts et Belles-lettres)*, **13**, pp. 494 – 498.

Conolly et Lake 2006 : James CONOLLY et Mark LAKE, 2006 – *Geographical Information Systems in Archaeology*. Éd. Cambridge University Press, Collection Cambridge Manuals in Archaeology, Cambridge, 338 p.

Corrocher et al. 1989 : Jacques CORROCHER, Maurice PIBOULE, Monique HILAIRE et Michel PROVOST (dir.), 1989 - *Carte archéologique de la Gaule 03 : Allier*. Éd. Académie des Arts et Belles Lettres, Ministère de l'Éducation Nationale, Ministère de la Recherche, Paris, 216 p.

Cossart et al. 2013 : Étienne COSSART, Thierry FEUILLET, Denis MERCIER, Ludovic RAVANEL et Sébastien MONNIER, 2013 – La cryosphère. Dans Mercier (dir.) : *Géomorphologie de la France*. Éd. Dunod, Paris, pp. 97-112.

Costa et al. 2009 : Laurent COSTA (dir.), Sandrine ROBERT (dir.) et Mélanie FOUCAULT (collab.), 2009 - *Guide de lecture des cartes anciennes : illustrations dans le Val d'Oise et le Bassin parisien*. Éd. Errance, Paris, 104 p.

Costa et al. 2013 : Stéphane COSTA, Serge SUANEZ, Edward ANTHONY, Arnaud HÉQUETTE, Jérôme GOSLIN, Christophe MORHANGE, Hervé REGNAULD, Marie-Hélène RUZ, François SABATIER et Pierre STÉPHAN, 2013 – Les littoraux et l'élévation du niveau des mers. Dans Mercier (dir.) 2013 : *Géomorphologie de la France*. Éd. Dunod, Paris, pp. 143-156.

Coulthard et Macklin 2001 : Tom J. COULTHARD et Mark G. MACKLIN, 2001 - How sensitive are river systems to climate and land-use changes? A model-based evaluation. *Journal of Quaternary Science*, **16** (4), pp. 347 – 351.

Coulthard et al. 2005 : Tom J. COULTHARD, John LEWIN et Mark G. MACKLIN, 2001 - Modelling differential catchment response to environmental change. *Geomorphology*, **69** (1-4), pp. 222 – 241.

Courtépée et Béguillet 1780 : Claude COURTÉPÉE et Edmé BÉGUILLET, 1780 – *Description historique et topographique du Duché de Bourgogne. Tome 5. Comprenant les Bourgs et Villages du Chalonnais ; ceux de la Bresse Chalonoise ; l'Histoire de Semur & des Villes de l'Auxois, Flavigny, Montbard, Noyers & Viteaux ; le Baillage de Semur ; l'Histoire d'Avallon & de Montreal*. Éd. Causse, Dijon, 682 p.

Coutard et al. 2010 : Sylvie COUTARD, Thierry DUCROCQ, Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Anne BRIDAULT, Chantal LEROYER, Gisèle ALLENET et Jean-François PASTRE, 2010 - Contexte géomorphologique, chronostratigraphique et paléoenvironnemental

des sites mésolithiques et paléolithiques de Warluis dans la vallée du Thérain (Oise, France). *Quaternaire*, **21** (4), pp. 357-384.

Crepet 2000 : Frédéric CREPET, 2000 - Impact des aménagements hydrauliques sur le régime et la dynamique de la Loire amont. Implications pour la gestion du fleuve. *Geocarrefour*, **75** (4), pp. 365-374.

Cruz 2012 : Frédéric CRUZ, 2012 - *L'environnement du site « princier » de Vix (Côte d'Or, France) : approche géoarchéologique*. Thèse de doctorat en archéologie sous la direction de Claude Mordant et Christophe Petit, Université de Bourgogne, Dijon, 1 vol. 491 p.

Cruz et Petit 2012 : Frédéric CRUZ et Christophe PETIT, 2012 – Le paysage de la vallée de la Seine au pied du site « princier » de Vix (Côte-d'Or). Dans Honegger (dir.) et Mordant (dir.) 2012 : *L'homme au bord de l'eau. Archéologie des zones littorales du Néolithique à la Protohistoire (Actes du 135^e Congrès national des sociétés historiques et scientifiques du CTHS « Paysages », Neuchâtel, 6-11 avril 2010, Session de Pré- et Protohistoire)*. Éd. du CTHS, Lausanne et Paris, *Cahiers d'archéologie romande*, **132**, Documents préhistoriques n° 30, pp. 89-98.

Cubizolle 1997 : Hervé CUBIZOLLE, 1997 - *La Dore et sa vallée: approche géohistorique des relations homme-milieu fluvial*. Éd. Publications de l'Université de Saint-Étienne, Centre d'Études foréziennes, Saint-Étienne, 389 p.

Cubizolle et Georges 2001 : Hervé CUBIZOLLE et Vincent GEORGES, 2001 - L'évolution holocène de la plaine alluviale de la Loire dans le bassin du Forez (Massif central, France). Mise en évidence du potentiel géoarchéologique. *Quaternaire*, **12** (1), pp. 53-67.

Cubizolle et al. 2001 : Hervé CUBIZOLLE, Bernard VALADAS, Joseph GAGNAIRE et Jacques EVIN, 2001 - La dynamique des versants dans le bassin de la Dore durant la deuxième moitié de l'Holocène (Massif central, France) ; premières données géoarchéologiques et datations radiocarbone. *Quaternaire*, **12** (1), pp. 15-29.

Cubizolle et Georges 2002 : Hervé CUBIZOLLE, Vincent GEORGES, Jacqueline ARGANT (collab.) et Florence PETIT (collab.), 2002 – Évolution morphosédimentaire des plaines alluviales de la Loire et de ses affluents dans le bassin du Forez (Massif Central français) depuis la fin du Würm. Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) 2002 : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 63-70.

Cubizolle et al. 2003 : Hervé CUBIZOLLE, Arnaud TOURMAN, Jacqueline ARGANT, Christine OBERLIN et Karen SERIEYSSOL, 2003 - Origins of European biodiversity: palaeogeographic significance of peat inception during the Holocene in the granitic eastern Massif Central (France). *Landscape Ecology*, **18** (3), pp. 227-238.

Cubizolle et al. 2004a : Hervé CUBIZOLLE, Céline SACCA, Arnaud TOURMAN, Jérôme PORTERET et Gilles THÉBAUT, 2004 - Les tourbières du haut bassin versant de la Loire (Massif central oriental). *Norois*, **192**, pp. 95-115.

Cubizolle et al. 2004b : Hervé CUBIZOLLE, Vincent GEORGES, Catherine LATOUR, Jacqueline ARGANT et Karen SERIEYSSOL, 2004 - La turfigenèse à la fin du Subboréal et au Subatlantique dans les tourbières basses du Massif Central oriental granitique (France) : une manifestation de l'action humaine ? *Quaternaire*, **15** (4), pp. 343-359.

Cubizolle et al. 2004c : Hervé CUBIZOLLE, Vincent GEORGES, Catherine LATOUR et Karen SERIEYSSOL, 2004 – Sociétés humaines pré-industrielles et hydrosystèmes palustres dans le Massif Central oriental au cours des quatre derniers millénaires : le rôle de la mise en

place des aménagements hydrauliques dans le démarrage de la turfigenèse. Dans Burnouf (dir.) et Leveau (dir.), 2004 : *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture - Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes*, Éd. Ministère de l'éducation nationale, de l'enseignement supérieur et de la recherche, Paris, Collection Archéologie et histoire de l'art, **19**, pp. 57-69.

Cubizolle et al. 2006 : Hervé CUBIZOLLE, Vincent GEORGES et Jacqueline ARGANT, 2006 – Évolution paléoenvironnementale du Massif central oriental depuis la fin du Würm. Premiers bilans de recherches interdisciplinaires. Dans Allée (dir.) et Lespez (dir.), 2006 : *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement : table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004*, Éd. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Collection « Nature et Sociétés », pp. 215-224.

Cubizolle 2009 : Hervé CUBIZOLLE, 2009 - *Paléo-environnements*. Éd. Armand Colin, Paris, 271 p.

Cubizolle et al. 2012 : Hervé CUBIZOLLE, Franck FASSION, Jacqueline ARGANT, C. LATOUR-ARGANT, Philippe GALET et Christine OBERLIN, 2012 - Mire initiation, climatic change and agricultural expansion over the course of the Late-Holocene in the Massif Central mountain range (France) : Causal links and implications for mire conservation. *Quaternary International*, **251**, pp. 77-96.

Cubizolle et al. 2013 : Hervé CUBIZOLLE, Jean-Nicolas HAAS, Walter BIELOWSKI, Benjamin DIETRE, Jacqueline ARGANT, Catherine LATOUR-ARGANT, Sandra CHATELARD, Jérôme PORTERET et Jean-Paul LEFÈVRE, 2013 - Palaeo-paludification, environmental change and human impact during the Mid- and Late Holocene in Western Europe : the example of the La Prenarde-Pifoy mire in the French Massif Central. *Quaternaire*, **24** (4), pp. 419-442.

Dacharry 1974 : Monique DACHARRY, 1974 - *Hydrologie de la Loire en amont de Gien : précipitations, écoulement*. Éd. Nouvelles éditions latines, Paris, 2 vol., 334 p.

Dacharry 1996 : Monique DACHARRY, 1996 – Les grandes crues historiques de la Loire. *La Houille Blanche* (6-7), pp. 47-53.

Dambre 1996 : Jean-Louis DAMBRE, 1996 – Les extractions de matériaux dans le lit mineur et le lit majeur de la Loire et de ses affluents. *La Houille Blanche* (6-7), pp. 108-113.

Daubigney et al. 2005 : Alain DAUBIGNEY, Philippe BARRAL, Gilles BOSSUET, Émilie GAUTHIER, Christophe PETIT et Hervé RICHARD, 2005 – Anthropisation des zones humides : « fenêtre » sur le cas de la basse vallée du Doubs. Dans Petit (dir.) 2005 : *Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine: actes de la table-ronde de Molesme, 17-18 septembre 1999*. Éd. Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, Collection Annales littéraires de l'Université de Franche-Comté, **786**, Série « Environnement, sociétés et archéologie », **8**, pp. 79-106.

Dauge 1996 : Y. DAUGE, 1996 – Le patrimoine Ligérien. *La Houille Blanche* (6-7), pp. 20-23.

Daveau 2007 : Isabelle DAVEAU (dir.), 2007 - Port Ariane (Lattes, Hérault) : construction deltaïque et utilisation d'une zone humide lors des six derniers millénaires. *Lattara : mélanges d'histoire et d'archéologie de Lattes*, **20**, 634 p.

Davidson et Shackley 1976 : Donald A. DAVIDSON (dir.) et Myra L. SHACKLEY (dir.) 1976 - *Geoarchaeology: earth science and the past*. Éd. Duckworth, Londres, 408 p.

- Davis et al 2003** : B.A.S. DAVIS, S. BREWER, A.C. STEVENSON, J. GUIOT et Data contributors, 2003 - The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, **22** (15-17), pp. 1701-1716.
- Davranché et al. 2013** : Aurélie DAVRANCHE, Brigitte POULIN et Gaëtan LEFEBVRE, 2013 – Mapping flooding regimes in Camargue wetlands using seasonal multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, **138**, pp. 165-171.
- Dearing 1999** : John DEARING, 1999 – *Environmental Magnetic Susceptibility : Using the Bartington MS2 System*. Guide d'utilisation (2^e éd.), société Bartington Instruments, 54 p.
- De Beaulieu et al. 1985** : Jacques-Louis DE BEAULIEU, Armand PONS et Maurice REILLE, 1985 - Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Monts d'Aubrac (Massif Central, France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **44** (1-2), pp. 37-80.
- De Beaulieu et Reille 1992** : Jacques-Louis DE BEAULIEU et Maurice REILLE, 1992 – The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France) a new pollen profile. *Quaternary Science Reviews*, **11** (4), pp. 431-438.
- De Beaulieu et al. 2001** : Jacques-Louis DE BEAULIEU, Valérie ANDRIEU-PONEL, Maurice REILLE, Eberard GRÜGER, Chronis TZEDAKIS et Helena SVOBODOVA, 2001 - An attempt at correlation between the Velay pollen sequence and the Middle Pleistocene stratigraphy from central Europe. *Quaternary Science Reviews*, **20** (16-17), pp. 1593-1602.
- Debrand-Passard 1984** : Serge DEBRAND-PASSARD (dir.), Serge COURBOULEIX (coord.) et Marie-Jeanne LIENHARDT (coord.), 1984 – *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*. Éd. BRGM, Orléans, Collection Mémoire du BRGM, **125** et **126**, 2 vol., 615 p., 28 p. et 64 feuilles.
- De Fontenay 2001** : Elisabeth DE FONTENAY, 2001 – L'exproprié : comment l'homme s'est exclu de la nature. Dans Coppens (dir.) et Picq (dir.), *Aux origines de l'humanité*, vol. 2 : Le propre de l'homme, Éd. Fayard, Paris, pp. 480 – 505.
- De la Faige et De la Boutresse 1896** : Aubert DE LA FAIGE et Roger DE LA BOUTRESSE – *Les Fiefs du Bourbonnais : La Palisse*. Éd. E. Plont, Nourrit et Cie, Paris et Éd. H. DUROND, Moulins. 649 p.
- Debret 2008** : Maxime DEBRET, 2008 - *Caractérisation de la variabilité climatique Holocène à partir de séries continentales, marines et glaciaires*. Thèse de doctorat en Sciences de la Terre et de l'Univers sous la direction de Jean-Robert Petit, Université Joseph Fourier (Grenoble 1), Grenoble, 1 vol., 299 p.
- Déchelette 1902** : Joseph DÉCHELETTE, 1902 – La sépulture de Chassenard et les coins monétaires de Paray-le-Monial. *Mémoires de la société Éduenne (nouvelle série)*, **30**, pp. 371 – 397.
- Defive et al. 2005** : Emmanuelle DEFIVE, Agnès GAUTHIER et Jean-François PASTRE, 2005 - L'évolution plio-quadernaire du bassin du Puy (Massif Central, France) : rythmes morphosédimentaires et volcanisme. *Quaternaire*, **16** (3), pp. 177-190.
- Defive et al. 2007** : Emmanuelle DEFIVE, Jean-François PASTRE, Yannick LAGEAT, Jean-Marie CANTAGREL et Jean-Luc MÉLOUX, 2007 – L'évolution géomorphologique néogène de la haute vallée de la Loire, comparée à celle de l'Allier. Dans André (dir.), Étienne (dir.), Lageat (dir.), Le Cœur (dir.) et Mercier (dir.), 2007 : *Du continent au bassin versant : théories et pratiques en géographie physique. Hommage au Professeur Alain Godard*. Éd. Presses universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 469-484.

Defive 2013 : Emmanuelle DEFIVE, 2013 - Réponse hydrosédimentaire des têtes de bassin aux fluctuations environnementales historiques en contexte de moyenne montagne tempérée : l'exemple du Velay (sud-est du Massif central, France), premiers résultats. *Quaternaire*, **24** (4), pp. 461-476.

Degeai et Pastre 2009 : Jean-Philippe DEGEAI et Jean-François PASTRE, 2009 - Impacts environnementaux sur l'érosion des sols au Pléistocène supérieur et à L'holocène dans le cratère de maar du lac du Bouchet (Massif central, France). *Quaternaire*, **20** (2), pp. 149-159.

Degeai et al. 2013 : Jean-Philippe DEGEAI, Jean-François PASTRE, Agnès GAUTHIER, Vincent ROBERT, Sébastien NOMADE, Viviane BOUT-ROUMAZEILLES et Hervé GUILLOU, 2013 - La séquence lacustre du maar d'Alleret (Massif Central, France) : téphrochronologie et Évolution paléoenvironnementale en Europe occidentale au début du Pléistocène moyen. *Quaternaire*, **24** (4), pp. 443-459.

Dehlon et al. 2003 : Claire DEHLON, Anne ALEXANDRE, Jean-François BERGER, Stéphanie THIÉBAULT, Jacques-Léopold BROCHIER et Jean-Dominique MEUNIER, 2003 – Phytolith assemblages as a promising tool for reconstructing Mediterranean Holocene vegetation. *Quaternary Research*, **59** (1), pp. 48-60.

Dehlon et al. 2009 : Claire DEHLON, Stéphanie THIÉBAULT et Jean-François BERGER, 2009 - Environment and landscape management during the Middle Neolithic in Southern France : Evidence for agro-sylvo-pastoral systems in the Middle Rhone Valley. *Quaternary International*, **200** (1-2), pp. 50-65.

Dehlon et al. 2010 : Claire DEHLON, Stéphanie THIÉBAULT, Jacques-Léopold BROCHIER et Jean-François BERGER, 2010 - Dynamiques de végétation au Tardiglaciaire et à l'Holocène ancien en moyenne vallée du Rhône d'après les données anthracologiques. *Quaternaire*, **21** (3), pp. 281-293.

Delance et al. 1988a : J. H. DELANCE, G. LABLANCHE, L. CLOZIER, S. DEBRAND-PASSARD (collab.), Y. GROS (collab.), C. MARTINS (collab.), C. VAUTRELLE (collab.) et M. GRATIER (collab.), 1987 - *Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Charolles (623). Éd. BRGM, Orléans. Notice explicative par J. H. Delance, G. Lablanche, L. Clozier, S. Debrand-Passard (collab.), Y. Gros (collab.), C. Martins (collab.), C. Vautrelle (collab.) et M. Gratier (collab.), 1987, 55 p.

Delance et al. 1988b : J. H. DELANCE, G. LABLANCHE, L. CLOZIER, S. DEBRAND-PASSARD (collab.), Y. GROS (collab.), C. MARTINS (collab.), C. VAUTRELLE (collab.) et M. GRATIER (collab.), 1987 – *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Nevers (521). Éd. BRGM, Orléans, 55 p. Carte géologique par J. H. Delance, G. Lablanche, L. Clozier, S. Debrand-Passard (collab.), Y. Gros (collab.), C. Martins (collab.), C. Vautrelle (collab.) et M. Gratier (collab.), 1987.

Demoule 2007 : Jean-Paul DEMOULE (dir.), 2007 - *L'archéologie préventive dans le monde: apports de l'archéologie préventive à la connaissance du passé*. Éd. La Découverte, Paris, Collection Recherches, 286 p.

Dervieux et al. 2002 : Alain DERVIEUX, Paul ALLARD, Thierry NAIZOT et Yves AUDA, 2002 – La Camargue est-elle un polder ? Changement et stabilité dans le delta du Rhône depuis le début du XIX^{ème} siècle. Dans Richard (dir.) et Vignot (dir.), 2002 : *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest - Actes du colloque international de Besançon 18-22 septembre 2000*, Éd. Presses universitaires franc-comtoises, Collection Annales littéraires de l'Université de Besançon, Environnement, sociétés et archéologie, **3**, pp. 315-329.

Descola 2005 : Philippe DESCOLA, 2005 – *Par-delà nature et culture*. Éd. Gallimard, Paris, 623 p.

Deschodt et al. 2006 : Laurent DESCHODT, Muriel BOULEN, Christine CERCY et Nicolas DESSAUX, 2006 – Nouvelles données archéologiques sur la Deûle lilloise : d'une crise érosive du II^e s. ap. J.-C. à l'urbanisation du lit mineur. *Revue du Nord*, **88** (368), pp. 9-31.

Deschodt et Salvador 2006 : Laurent DESCHODT et Pierre-Gil SALVADOR, 2006 – Diversité des enregistrements tardiglaciaires et holocènes dans la vallée de la Deûle (59, Nord). Dans Allée (dir.) et Lespez (dir.), 2006 : *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement : table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004*, Éd. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Collection « Nature et Sociétés », pp. 97-102.

Deschodt et Salvador 2009 : Laurent DESCHODT et Pierre-Gil SALVADOR, 2009 – L'évolution de la vallée de la Marque dans le secteur de Bouvines (Nord, 59) depuis la fin du Pléniglaciaire weichsélien. *Revue du Nord*, **91** (383), pp. 19-27.

Deschodt et al. 2012 : Laurent DESCHODT, Éric TEHEUX (collab.), Jennifer LANTOINE (collab.), Patrick AUGUSTE (collab.) et Nicole LIMONDIN (collab.), 2012 – Variations d'humidité et peuplements du marais de Dourges au Tardiglaciaire. Dans Berger (dir.) : *Des climats et des hommes*. Éd. La Découverte, Paris, pp. 157-169.

Desmet et al. 2008 : Marc DESMET (dir.), Michel MAGNY (dir.) et Florence MOCCI (dir.), 2008 - *Du climat à l'homme: dynamique Holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes*. Éd. EDYTEM, Université de Savoie, Chambéry, Cahiers de géographie, 287 p.

Desprat et al. 2003 : Stéphanie DESPRAT, María Fernanda SÁNCHEZ GOÑI et Marie-France LOUTRE, 2003 - Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data. *Earth and Planetary Science Letters*, **213** (1-2), pp. 63-78.

Despriée et al. 2011 : Jackie DESPRIÉE, Pierre VOINCHET, Hélène TISSOUX, Jean-Jacques BAHAIN, Christophe FALGUÈRES, Gilles COURCIMAULT, Jean DÉPONT, Marie-Hélène MONCEL, Sophie ROBIN, Marta ARZARELLO, Robert SALA, Laurent MARQUER, Erwan MESSAGER, Simon PUAUD et Salah ABDESSADOK, 2011 - Lower and Middle Pleistocene human settlements recorded in fluvial deposits of the middle Loire River Basin, Centre Region, France. *Quaternary Science Reviews*, **30** (11-12), pp. 1474-1485.

Devereux et al. 2008 : Bernard J. DEVEREUX, Gabriel S. AMABLE et Peter CROW, 2008 - Visualisation of LiDAR terrain models for archaeological feature detection. *Antiquity*, **82** (316), pp. 470-479.

Devillers et Provansal 2003 : Benoît DEVILLERS et Mireille PROVANSAL, 2003 - La morphogenèse d'un géosystème cultivé depuis le Néolithique récent : les petits bassins versants de la moyenne vallée de l'Hérault (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **2003** (2), pp. 83-98.

Di Giovanni et al. 2002 : Christian DI-GIOVANNI, Vincent BICHET, Michel CAMPY et Hervé RICHARD, 2002 - Fluctuations climatiques et réponses environnementales : l'exemple du bassin de Chaillexon (Doubs, France). Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 155-160.

Dion 1961 : Roger DION, 1961 – *Histoire des levées de la Loire*. Éd. Roger Dion, Paris, 312 p.

Doneus 2013 : Michael DONEUS, 2013 - Openness as visualization technique for interpretative mapping of airborne Lidar derived digital terrain models. *Remote sensing*, **5**, pp. 6427-6442.

Donzeau et al. 2006a : M. DONZEAU, F. GAUDRY et P. CHÈVREMONT, 2006 – *Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Charolles (623). Éd. BRGM, Orléans. Notice explicative par Donzeau M., Gaudry F., Chèvremont P., J.-M. Stussi, M. Cuney (collab.), D. Jauffret (collab.), R. Mouterde (collab.), P. Nehlig (collab.), R. Wernli (collab.) et R. Wyns (collab.), 2006, 190 p.

Donzeau et al. 2006b : M. DONZEAU, F. GAUDRY, P. CHÈVREMONT, J.-M. STUSSI, M. CUNEY (collab.), D. JAUFFRET (collab.), R. MOUTERDE (collab.), P. NEHLIG (collab.), R. WERNLI (collab.) et R. WYNS (collab.), 2006 – *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Charolles (623). Éd. BRGM, Orléans, 190 p. Carte géologique par M. Donzeau, F. Gaudry et P. Chèvremont, 2006.

Doyen 2013 : Elise DOYEN, 2013 – Analyse palynologique du forage K21 LGU à La Guinchère, commune de l'Hôpital-le-Mercier (71 600). Annexe 9 dans Dumont (dir.) *et al.* 2013 : Prospection et sondage 2012 dans le lit de la Loire : La Charité-sur-Loire/La Chapelle-Montlinard ; Pouilly-sur-Loire; Bannay/Cosne-Cours-sur-Loire ; Châtillon-sur-Loire (région Bourgogne et Centre – dép. Nièvre, Cher, Loiret). *Rapport de fouille programmée 2012*, Dijon, SRA Bourgogne et Centre, Établissement Public Loire, 2 vol., 327 p.

Dubar 2004 : Michel DUBAR, 2004 - L'édification de la plaine deltaïque du Bas Argens (Var, France) durant la Protohistoire et l'Antiquité. Application d'un modèle numérique 2D à l'archéologie. *Méditerranée*, **102** (1), pp. 47-54.

Dumont 2002 : Annie DUMONT, 2002 – Les passages à gué de la Grande Saône : approche archéologique et historique d'un espace fluvial (de Verdun-sur-le-Doubs à Lyon). *Revue archéologique de l'Est*, Supplément (n° 17), Éd. Société archéologique de l'Est, Dijon, 275 p.

Dumont et al. 2006 : Annie DUMONT, Philippe MOYAT (collab.), Fabrice LAUDRIN (collab.), Michelle HAMBLIN (collab.), Jean-Pierre DELANOY (collab.) et Angélique TISSERAND (collab.), 2006 – Prospection thématique : recherche d'aménagements des lits mineurs de la Loire et de l'Allier – Région Auvergne (opération n°5847, arrêté 2006-124) – Communes de Chassenard, Avrilly, Pont-du-Château, Le Cendre, La Roche-Noire. *Rapport de prospection 2006*, SRA Auvergne et Bourgogne, 47 p.

Dumont et al. 2007a : Annie DUMONT (dir.), Jean-Pierre GARCIA, Marianne ESCOFFIER, Philippe MOYAT (collab.), Michelle HAMBLIN (collab.), Jean-Pierre DELANOY (collab.), Julien CURIE (collab.) et M1 AGE Université de Bourgogne (collab.), 2007 – Prospection thématique : recherche d'aménagements dans le lit mineur de la Loire – Région Auvergne. *Rapport de prospection 2007*, SRA Auvergne et Bourgogne, 105 p.

Dumont et al. 2007b : Annie DUMONT, Jean-François MARIOTTI, Séverine LEMAÎTRE et Catherine LAVIER, 2007 – Un pont et un aménagement de berge gallo-romains découverts dans le lit de la Vienne, à la confluence avec la Loire (commune de Candes-Saint-Martin). Dans Saulce (dir.), Serna (dir.) et Gallicé (dir.), *Archéologies en Loire: actualité de la recherche dans les régions Centre et Pays-de-la-Loire*, Éd. Estuarium, Cordemais, Collection Fleuves et archéologie (n° 2), pp. 183 – 206.

Dumont et al. 2008a : Annie DUMONT (dir.), Ronan STEINMANN, Jean-Pierre GARCIA et Catherine LAVIER (collab.), 2008 – Prospection thématique archéologique du lit mineur et du lit majeur de la Loire en régions Bourgogne et Auvergne. Étude et datation des franchissements

et des zones portuaires, dynamiques sédimentaires aux échelles de temps historiques. *Rapport d'activité 2008*, SRA Auvergne et Bourgogne, DRASSM et Établissement Public Loire, 125 p.

Dumont et al. 2008b : Annie DUMONT, Louis BONNAMOUR (collab.), Michelle HAMBLIN (collab.), Jean-Pierre GARCIA (collab.), Philippe MOYAT (collab.), Jean-François MARIOTTI (collab.), Agnès STOCK (collab.) et Pascal TEXIER, 2008 - Le Doubs, prospection subaquatique. Pont gallo-romain de Pontoux. *Rapport de prospection 2008*, SRA Bourgogne et DRASSM, 40 p. + annexes.

Dumont et al. 2009 : Annie DUMONT (dir.), Philippe MOYAT, Sylvaine COUTEAU (collab.), Michelle HAMBLIN (collab.), Agnès STOCK (collab.), Marie-José GARNICHE (collab.) et Alain BOUTHIER (collab.), 2009 - Prospection dans le lit de la Loire entre La Chapelle Montlinard (départ. Cher, région Centre) et La Charité-sur-Loire (départ. Nièvre, région Bourgogne). *Rapport de prospection 2009*, SRA Centre et Bourgogne, DRASSM, Annecy, 133 p.

Dumont et al. 2010 : Annie DUMONT (dir.), Philippe MOYAT, Catherine LAVIER, Ronan STEINMANN, Jean-Pierre GARCIA, Marie-José GARNICHE (collab.) et Georges LEMAIRE (collab.), 2010 - Prospection 2010 dans le lit de la Loire entre La Chapelle-Montlinard (départ. Cher, région Centre) et La Charité-sur-Loire (départ. Nièvre, région Bourgogne). *Rapport de prospection 2010*, SRA Centre et Bourgogne, DRASSM et Établissement Public Loire, 137 p.

Dumont et al. 2011a : Annie DUMONT, Louis BONNAMOUR, Alain BOUTHIER (collab.), Michelle HAMBLIN (collab.), Catherine LAVIER (collab.), Fabrice LAUDRIN (collab.), Cathy LEFÈVRE (collab.), Jean-Claude MALLARD (collab.), Jean-François MARIOTTI (collab.) et Philippe MOYAT (collab.), 2011 – Du pont de bois au pont mixte en Gaule. Dans Barruol (dir.), Fiches (dir.) et Garmy (dir.), 2011 : Les ponts routiers en Gaule romaine : actes du colloque tenu au Pont du Gard du 8 au 11 octobre 2008. *Suppléments de la Revue archéologique de Narbonnaise*, **41**, pp. 589-613.

Dumont et al. 2011b : Annie DUMONT, Catherine LAVIER (collab.) et Philippe MOYAT (collab.), 2011 - Un pont gallo-romain à Chassenard (Allier – Région Auvergne)/Varenne-Saint-Germain (Saône-et-Loire – Région Bourgogne). Dans Barruol (dir.), Fiches (dir.) et Garmy (dir.), 2011 : Les ponts routiers en Gaule romaine : actes du colloque tenu au Pont du Gard du 8 au 11 octobre 2008. *Suppléments de la Revue archéologique de Narbonnaise*, **41**, pp. 339 – 342.

Dumont et al. 2011c : Annie DUMONT, Catherine LAVIER (collab.) et Philippe MOYAT (collab.), 2011 – Avrilly, Allier et Vindecy, Saône-et-Loire, aménagement de berge et pont sur la Loire. Dans Barruol (dir.), Fiches (dir.) et Garmy (dir.), 2011 : Les ponts routiers en Gaule romaine : actes du colloque tenu au Pont du Gard du 8 au 11 octobre 2008. *Suppléments de la Revue archéologique de Narbonnaise*, **41**, pp. 331 – 334.

Dumont et al. 2011d : Annie DUMONT, Philippe MOYAT (collab.) et Catherine LAVIER (collab.), 2011 - Les prospections dans le lit de la Loire, entre La Chapelle-Montlinard (Région Centre, départ. Cher) et La Charité-sur-Loire (Région Bourgogne, départ. Nièvre). *BUCEMA*, **15**, pp. 51-54.

Dumont et al. 2011e : Annie DUMONT (dir.), Philippe MOYAT, Michelle HAMBLIN, Marie-José GARNICHE (collab.), Georges LEMAIRE (collab.) et Ronan STEINMANN (collab.), 2011 - Prospection et sondage 2011 dans le lit de la Loire. Évolution de la Loire, de ses modes d'exploitation et de franchissement entre La Charité-sur-Loire/Pouilly-sur-Loire (départ. Nièvre, région Bourgogne) et La Chapelle-Montlinard (départ. Cher, région Centre), du

Moyen Âge à l'actuel. *Rapport de prospection et de sondage 2011*, SRA Bourgogne et Centre, DRASSM et Établissement Public Loire, 31 p. + annexes.

Dumont et al. 2011f : Annie DUMONT, Ronan STEINMANN, Rémy GREBOT, Jean-Pierre GARCIA (collab.), Philippe MOYAT (collab.), Georges LEMAIRE (collab.) et M1 AGE Université de Bourgogne (collab.), 2007 – Prospection-inventaire dans le lit mineur et majeur de la Saône à Pontailler-sur-Saône (Côte-d'Or). *Rapport de prospection 2011*, SRA Bourgogne et DRASSM, 40 p. + annexes.

Dumont et al. 2011g : Annie DUMONT, Louis BONNAMOUR et Philippe MOYAT (collab.), 2011 – Pontoux, Saône-et-Loire. Pont sur le Doubs. Dans Barruol (dir.), Fiches (dir.) et Garmy (dir.), 2011 : Les ponts routiers en Gaule romaine : actes du colloque tenu au Pont du Gard du 8 au 11 octobre 2008. *Suppléments de la Revue archéologique de Narbonnaise*, **41**, pp. 343 – 346.

Dumont et al. 2012 : Annie DUMONT, Jean-Michel TREFFORT, Thierry LEJARS, Philippe MOYAT, Catherine LAVIER et Jean-François MARIOTTI, 2006 – Nouvelles données sur les occupations d'époque protohistorique en milieu fluvial en France. Dans Honegger (dir.) et Mordant (dir.) 2012 : *L'homme au bord de l'eau. Archéologie des zones littorales du Néolithique à la Protohistoire (Actes du 135^e Congrès national des sociétés historiques et scientifiques du CTHS « Paysages », Neuchâtel, 6-11 avril 2010, Session de Pré- et Protohistoire)*. Éd. du CTHS, Lausanne et Paris, *Cahiers d'archéologie romande*, **132**, Documents préhistoriques n° 30, pp. 17-42.

Dumont et al. 2013 : Annie DUMONT (dir.), Marion FOUCHER, Ronan STEINMANN, Jean-Pierre GARCIA, Philippe MOYAT, Catherine LAVIER, Jonathan LETUPPE, Christine LOCATELLI, Didier POUSET, Patrick DEFAIX, Luc JACCOTTEY, Boris ROBIN, Georges LEMAIRE (collab.), Elise DOYEN (collab.), Murielle BONNET (collab.), Philippe JARRET (collab.) et Olivier TROUBAT (collab.) - Prospection et sondage 2012 dans le lit de la Loire : La Charité-sur-Loire/La Chapelle-Montlinard ; Pouilly-sur-Loire; Bannay/Cosne-Cours-sur-Loire ; Châtillon-sur-Loire (région Bourgogne et Centre – dép. Nièvre, Cher, Loiret). *Rapport de fouille programmée 2012*, Dijon, SRA Bourgogne et Centre, DRASSM et Établissement Public Loire, 2 vol., 327 p.

Ehlers et al. 2011 : Jürgen EHLERS (dir.), Philip L. GIBBARD (dir.) et Philip D. HUGHES (dir.), 2011 - *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology A Closer Look*. Éd. Elsevier, Collection Developments in Quaternary Science, **15**, 1108 p.

Errico et al. 2012 : Francisco d'ERRICO, María Fernanda SÁNCHEZ GOÑI et William BANKS, 2012 – L'impact du Dernier Maximum glaciaire sur les populations européennes. Dans Berger (dir.) : *Des climats et des hommes*, Éd. La Découverte, Paris, pp. 125–140.

Escoffier 2007 : Marianne ESCOFFIER, 2007 – L'habitat fortifié médiéval des rives de la Loire, entre Digoin et Marcigny. Dans Dumont et al. 2007a : Prospection thématique : recherche d'aménagements dans le lit mineur de la Loire – Région Auvergne. *Rapport de prospection 2007*, SRA Auvergne et Bourgogne, pp. 57-98.

Esmonnot 1891 : L.G. ESMONNOT, 1891 – Cimetière gallo-romain de Chassenard (Allier). *Bulletin de la Société d'émulation du département de l'Allier (Sciences, Arts et Belles-lettres)*, **18**, p. 92.

Étienne et Larue 2011 : Robert ÉTIENNE et Jean-Pierre LARUE, 2011 - Contribution à l'étude des liaisons Loire-Seine : mise en évidence par l'étude des minéraux lourds de l'antécédence de la Loire en Sologne (Bassin Parisien, France). *Physio-Géo. Géographie, physique, et environnement*, **5**, pp. 269-291.

Epteau 1997 : Société Epteau-Horizons, 1997 – *Étude de la Loire entre Villerest et le Bec d'Allier. Document de synthèse*. Rapport DIREN de Bassin Loire-Bretagne, 43 p.

Evans 2012 : Ian S. Evans, 2012 – Geomorphometry and landform mapping : What is a landform ? *Geomorphology*, **137** (1), pp. 94-106.

Excoffon et al. 2004 : Pierre EXCOFFON, Corinne LANDURÉ et Michel PASQUALINI, 2004 – Habitat et risque fluvial dans le delta du Rhône au Ier siècle av. J.-C. Les habitats de la Capelière et du Grand Parc de Camarque. Dans Burnouf (dir.) et Leveau (dir.), 2004 : *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture - Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes*, Éd. Ministère de l'éducation nationale, de l'enseignement supérieur et de la recherche, Paris, Collection Archéologie et histoire de l'art, **19**, pp. 213– 234.

Fabre et Monteil 2001 : Guilhem FABRE et Martial MONTEIL, 2001 - Sur l'hydrogéomorphologie d'un espace à forte anthropisation urbaine : le site de Nîmes (Languedoc, France) du Pléistocène supérieur à l'Antiquité ; impacts postérieurs. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **333** (8), pp. 435-440.

Fanget et al. 2013 : A.-S. FANGET, M.-A. BASSETTI, M. ARNAUD, J.-F. CHIFFOLEAU, D. COSSA, A. GOINEAU, C. FONTANIER, R. BUSCAIL, G. JOUET, G. M. MAILLET, A. NEGRI, B. DENNIELOU et S. BERNÉ, 2013 - Historical evolution and extreme climate events during the last 400 years on the Rhone prodelta (NW Mediterranean). *Marine Geology*, **346**, pp. 375-391.

Fleury 1982 : Régis FLEURY, 1982 - *Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Seurre (527). Éd. BRGM, Orléans. Notice explicative par Régis Fleury, Geneviève Farjanel (collab.) et Jean-Jacques Collin (collab.), 1982, 38 p.

Fleury et al. 1982 : Régis FLEURY, Geneviève FARJANEL (collab.) et Jean-Jacques COLLIN (collab.), 1982 - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Seurre (527). Éd. BRGM, Orléans, 38 p. Carte géologique par Régis Fleury, 1982.

Fleury 1983 : Régis FLEURY, 1983 - *La formation de Saint-Cosme la Bresse du nord ses relations avec les événements du Pleistocène bressan*. Éd. BRGM, Orléans, Collection Documents du BRGM, **53**, 116 p.

Fleury et Clozier 1985 : Régis FLEURY et Lépolod CLOZIER, 1985 - *Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Pierre-de-Bresse (554). Éd. BRGM, Orléans. Notice explicative par Régis Fleury, Lépolod Clozier (collab.), Jean-Jacques Collin (collab.), Geneviève Farjanel (collab.) et Jean-Jacques Puisségur (collab.), 1985

Fleury et al. 1985 : Régis FLEURY, Lépolod CLOZIER (collab.), Jean-Jacques COLLIN (collab.), Geneviève FARJANEL (collab.) et Jean-Jacques PUISSÉGUR (collab.), 1985 - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Pierre-de-Bresse (554). Éd. BRGM, Orléans, 40 p. Carte géologique par Régis Fleury et Léopold CLOZIER, 1985.

Foucher 2013 : Marion FOUCHER, 2013 - La Charité-sur-Loire : étude des arches sous la Rue du Pont – grand pont de Loire. Dans Dumont (dir.) et al. 2013 : *Prospection et sondage 2012 dans le lit de la Loire : La Charité-sur-Loire/La Chapelle-Montlinard ; Pouilly-sur-Loire; Bannay/Cosne-Cours-sur-Loire ; Châtillon-sur-Loire (région Bourgogne et Centre – dép. Nièvre, Cher, Loiret)*. *Rapport de fouille programmée 2012*, Dijon, SRA Bourgogne et Centre, Établissement Public Loire, vol. 1, pp. 90-127.

- Franc 2010** : Odile FRANC, 2010 – Contexte environnemental. Dans Blaizot (dir.) : Archéologie d'un espace suburbain de Lyon à l'époque romaine, *Gallia*, **67** (1), pp. 9-14.
- Froquet et al. 2006-2007** : Hélène FROQUET, Cyril CASTANET, Stéphane JOLY et Bénédicte PRADAT, 2006-2007 - Une fosse du Bronze final IIB dans le Val d'Orléans à Sandillon (Loiret) : données archéologiques et contexte environnemental. *Revue archéologique du Centre de la France*, **45-46**, 23 p.
- Frouin et al. 2007** : Millena FROUIN, David SEBAG, Alain DURAND, Benoit LAIGNEL, Jean-François SALIEGE, Barbara J. MAHLER et Cyrille FAUCHARD, 2007 - Influence of paleotopography, base level and sedimentation rate on estuarine system response to the Holocene sea-level rise: The example of the Marais Vernier, Seine estuary, France. *Sedimentary Geology*, **200** (1-2), pp. 15-29.
- Frouin et al. 2010** : Millena FROUIN, David SEBAG, Alain DURAND et Benoit LAIGNEL, 2010 - Palaeoenvironmental evolution of the Seine River estuary during the Holocene. *Quaternaire*, **21** (1), pp. 71-83.
- Gaffiot et Flobert 2000** : Félix GAFFIOT et Pierre FLOBERT, 2000 - *Le grand Gaffiot : dictionnaire latin-français*. Éd. Hachette, Paris, 1766 p.
- Gagny et al. 1988a** : C. GAGNY, J. BERTAUX, M.F. RUBIELLO et R. BOUILLER, 1988 – *Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Roanne (672). Éd. BRGM, Orléans. Notice explicative par C. Gagny, R. Bouiller, Y. Kerrien, J. Bertaux (collab.) et M.F. Rubiello (collab.), 1988, 81 p.
- Gagny et al. 1988b** : C. GAGNY, R. BOUILLER, Y. KERRIEN, J. BERTAUX (collab.) et M.F. RUBIELLO (collab.), 1988– *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Roanne (672). Éd. BRGM, Orléans, 81 p. Carte géologique par C. Gagny, J. Bertaux, M.F. Rubiello et R. Bouiller, 1988.
- Gaillard de Semainville 2006** : Henri GAILLARD DE SÉMAINVILLE, 2006 - La nécropole mérovingienne de Charnay : un site exceptionnel. *Trois rivières*, **67**, pp. 1-23.
- Garcia 1996** : Yannick GARCIA, 1996 – Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. *Mémoires de Géosciences Rennes*, **74**, 331 p.
- Garcia et Verdin 2002** : Dominique GARCIA et Florence VERDIN, 2002 - *Territoires celtiques : espaces ethniques et territoires des agglomérations protohistoriques d'Europe occidentale. Actes du XXIV^e colloque international de l'AFEAF, Martiques, 1-4 juin 2000*. Éd. Errance, Paris, 420 p.
- Garcin et al. 1999** : Manuel GARCIN, Denis GIOT, Geneviève FARJANEL, Jean-Christophe GOURRY, Wolfram KLOPPMANN et Philippe NEGREL, 1999 – Géométrie et âge des alluvions du lit majeur de la Loire moyenne, exemple du val d'Avaray (Loir-et-Cher, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **329**, pp. 405-412.
- Garcin et al. 2006** : Manuel GARCIN, Nathalie CARCAUD, Emmanuèle GAUTIER, Joëlle BURNOUF, Cyril CASTANET et Nicolas FOUILLET, 2006 - Impacts des héritages sur un hydrosystème : l'exemple des levées en Loire moyenne et océanique. Dans Allée (dir.) et Lespez (dir.), 2006 : *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement : table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004*, Éd. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Collection « Nature et Sociétés », pp. 225-236.

Gauthey 1843 : Émiland GAUTHEY, 1843 (3^e éd. augmentée par M. Navier) – *Traité de la construction des ponts*. Éd. Leroux, Mons et Namur, Vol. I 335 p. et Vol. II 336 p.

Gauthier et al. 2005 : Emilie GAUTHIER, Hervé RICHARD et Christophe PETIT, 2005 – Analyse polliniques du marais de l'Abîme à Molesme (Côte-d'Or, France). Dans Petit (dir.) 2005 : *Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine: actes de la table-ronde de Molesme, 17-18 septembre 1999*. Éd. Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, Collection Annales littéraires de l'Université de Franche-Comté, **786**, Série « Environnement, sociétés et archéologie », **8**, pp. 41-45.

Gauthier et Richard 2008 : Emilie GAUTHIER et Hervé RICHARD, 2008 – L'anthropisation du Massif jurassien : bilan des données polliniques. Dans Desmet (dir.), Magny (dir.) et Mocchi (dir.) : *Du climat à l'homme : dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes*. Éd. EDYTEM, Université de Savoie, Chambéry, Cahiers de géographie, pp. 273-280.

Gautier 1765 : Hubert GAUTIER, 1765 (4^e éd.) - *Traité des Ponts : ou il est parlé de ceux des Romains, & de ceux des Modernes : de leur construction, tant en Maçonnerie qu'en Charpente, & de leur disposition dans toutes sortes de lieux : des Projets des Ponts, des Matériaux dont on les construit, de leurs Fondations, des Echaffaudages, des Cintres, des Machines & des Batardeaux : des différentes sortes de Ponts, Dormans ou Fixes, Mouvans & Flottans, Volans, Tournans, à Coulisse, Ponts-levis à Fleche & à Bacule, &c. : avec l'explication de tous les Termes d'Art qu'on emploie à la construction des Ponts, & les Figures qui démontrent leurs différentes parties : les Edits, Déclarations, Arrêts & Ordonnances qui ont été rendus à l'occasion des Ponts & Chaussées, Rues, Bacs, Rivieres : des Coutumes observées sur ce fait; de leur entretien; des garanties; des Péages & des réglemens sur les Carrieres : et une Dissertation sur les Culées, Piles, Voussoirs & Poussées des Ponts, & plusieurs Devis & Réglemens faits à ce sujet*. Éd. Chez la Veuve Duchesne, Paris, Vol. I, 436 p.

Gautier et al. 2000 : Emmanuèle GAUTIER, Hervé PIÉGAY et Patrick BERTAINA, 2000 - A methodological approach of fluvial dynamics oriented towards hydrosystem management: case study of the Loire and Allier rivers. *Geodinamica Acta*, **13** (1), pp. 29-43.

Gautier et al. 2003 : Emmanuèle GAUTIER, Agnès GAUTHIER, Michèle DENÉFLE, Stéphane KUNESCH et Franck GOUPILLE, 2003 – La Loire au Bec d'Allier depuis la fin du Moyen Âge. Reconstitution de l'histoire du fleuve par une approche pluridisciplinaire. Dans Mazzochi (dir.) 2003 : *Approche archéologique de l'environnement et de l'aménagement du territoire ligérien : actes du colloque tenu au Muséum d'Orléans les 14, 15 et 16 novembre 2002*. Éd. Fédération Archéologique du Loiret et Éd. Étude Ligériennes, Neuville-aux-Bois et Orléans, pp. 141-152.

Gazowski 1994 : Zbigniew GAZOWSKI, 1994 – L'enfoncement du lit de la Loire. *Revue de Géographie de Lyon*, **69** (1), pp. 41-45.

Geometrics 2001 : Geometrics Inc., 2001 - *G-858 MAGMAPPER 25309-OM REV. D : Operation Manual*. Manuel d'utilisation, Éd. Geometrics inc., San José, 107 p.

Georges et al. 2004 : Vincent GEORGES, Hervé CUBIZOLLE, Jacqueline ARGANT, P. BET (collab.), P. VALETTE (collab.) et Jacques VERRIER (collab.), 2004 – Détection, détermination et interprétation des témoins archéologiques de la Loire en Forez (Massif Central, France) : vers une histoire du peuplement. Dans Burnouf (dir.) et Leveau (dir.), 2004 : *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture - Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes*, Éd. Ministère de l'éducation nationale, de l'enseignement supérieur et de la recherche, Paris, Collection Archéologie et histoire de l'art, **19**, pp. 71-83.

Georges et al. 2005 : Vincent GEORGES, Jacques VERRIER et Hervé CUBIZOLLE, 2005 – Occupation humaine et dynamique fluviale de la Loire en Forez, du Néolithique à l'Époque gallo-romaine (France, 42). Dans Petit (dir.) 2005 : *Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine: actes de la table-ronde de Molesme, 17-18 septembre 1999*. Éd. Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, Collection Annales littéraires de l'Université de Franche-Comté, **786**, Série « Environnement, sociétés et archéologie », **8**, pp. 121-134.

Georges 2007 : Vincent GEORGES, 2007 - *Le Forez du 6ème au 1er millénaire av. J.-C. Territoires, identités et stratégies des sociétés humaines du Massif central dans le bassin amont de la Loire (France)*. Thèse de doctorat en archéologie sous la direction de Claude Mordant et Hervé Cubizolle, université de Bourgogne, Dijon, 2 vol., Vol. I Texte, figures et bibliographie, 435 p., Vol. 2 Planches, annexes et corpus, non paginé.

Georges et Cubizolle 2007 : Vincent GEORGES et Hervé CUBIZOLLE, 2007 – L'agrosystème de la plaine alluviale de la Loire à l'âge du Bronze (Massif central) : évolution, modélisation. Dans Richard (dir.), Magny (dir.) et Mordant (dir.) 2007 : *Environnements et cultures à l'Âge du bronze en Europe occidentale*, Éd. du Comité des travaux historiques et scientifiques, Paris, Collection Documents préhistoriques, pp. 243-257.

Geoscan Research 2009 : Geoscan Research , 2009 – *Instruction Manual : Resistance Meter RM15-D*. Manuel d'utilisation, version 2.98 avril 2009. Éd Geoscan Research, Bradford, non paginé, divisé en 6 sections et 9 rubriques annexes.

Germain-Allée et Lespez 2006 : Cécile GERMAIN-ALLÉE et Laurent LESPEZ, 2006 – Dynamique holocène d'un fond de vallée normand (vallée du Laizon, Calvados). Approche géomorphologique et micromorphologique. Dans Allée (dir.) et Lespez (dir.), 2006 : *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement : table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004*, Éd. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Collection « Nature et Sociétés », pp. 279-284.

Germain-Allée et Lespez 2011 : Cécile GERMAIN-ALLÉE et Laurent LESPEZ, 2011 – L'apport des recherches géomorphologiques et micromorphologiques récentes à l'archéologie des paysages de la Plaine de Caen (Calvados, Basse-Normandie). *Noroiis*, **220**, pp. 143-178.

Ginet 1913 : F. GINET, 1913 – La voie romaine de Roanne à Digoin. *Revue du Bourbonnais-Brionnais, de la Lodde au Sornin*, **1**, pp. 12, 20, 29, 35, 46 et 58.

Giret 2012 : Alain GIRET, 2012 - *Les cours d'eau français : approche quantitative*. Éd. l'Harmattan, Paris, 297 p.

Gob et al. 2008 : Frédéric GOB, Nicolas JACOB, Jean-Paul BRAVARD et François PETIT, 2008 - The value of lichenometry and historical archives in assessing the incision of submediterranean rivers from the Little Ice Age in the Ardèche and upper Loire (France). *Geomorphology*, **94** (1-2), pp. 170-183.

Goguet 2005 : René GOGUEY, 2005 – Archéologie aérienne dans la vallée de la Laigne. Dans Petit (dir.) 2005 : *Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine: actes de la table-ronde de Molesme, 17-18 septembre 1999*. Éd. Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, Collection Annales littéraires de l'Université de Franche-Comté, **786**, Série « Environnement, sociétés et archéologie », **8**, pp. 63-75.

Goldberg et Macphail 2006 : Paul GOLDBERG et Richard I. MACPHAIL, 2006 - *Practical and theoretical geoarchaeology*. Éd. Blackwell Science, Malden, 454 p.

- Goudineau et Peyre 1993** : Christian GOUDINEAU et Christian PEYRE, 1993 - *Bibracte et les Éduens : à la découverte d'un peuple gaulois*. Éd. Errance, Paris, Collection Hauts lieux de l'histoire, 207 p.
- Goudineau et al. 1996** : Christian GOUDINEAU (dir.), Jean GUILAINE (dir.) et Jean-Luc MASSY (dir.), 1996 – *Gallia informations 1994-1995 Corse Bourgogne*. Éd. CNRS, Paris, 261 p.
- Gourillon 2012** : Laurent GOURILLON, 2012 – Le trafic fluvial du Doubs inférieur : Commerce et navigation des temps modernes à nos jours. *Trois rivières*, **78**, pp. 17-49.
- Gregory et Thornes 1980** : K. J. GREGORY et J.B. THORNES, 1980 - The Severn basin : sample basin review/Le bassin de la Severn. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, **17** (1), pp. 61 – 64.
- Gregory 1983** : Kenneth John GREGORY (dir.), 1983 - *Background to palaeohydrology. A perspective*. Éd. Wiley, Chichester, 486 p.
- Grivel 2008** : Stéphane GRIVEL, 2008 – *La Loire des îles, du Bec d'Allier à Gien : rythmes d'évolution et enjeux de gestion*. Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement sous la direction d'Emmanuèle Costard-Gautier et Eric Gilli, Université Paris 8 Vincennes-Saint-Denis, Paris, 518 p.
- Grivel et Gautier 2012** : Stéphane GRIVEL et Emmanuèle GAUTIER, 2012 - Mise en place des îles fluviales en Loire moyenne, du 19e siècle à aujourd'hui. *Cybergeo : European Journal of Geography* [En ligne], Environnement, nature, Paysage, document 615, 19 p.
- Grove 2001** : J. M. GROVE, 2001 – The initiation of the “ Little Ice Age” in regions round the north Atlantic. *Climatic Change*, **48**, pp. 53-82.
- Guélat et al. 1993** : Michel GUÉLAT, Anne-Marie RACHOUD-SCHNEIDER, Ludwig ESCHENLOHR et Patrick PAUPE, 1993 - Archives palustres et vestiges de l'âge du bronze entre Glovelier et Boécourt (JU, Suisse). *Cahier d'archéologie jurassienne*, **4**, 183 p.
- Guennoc et Lenôtre 2009** : Pol GUENNOC et Nicole LENÔTRE, 2009 – Évolution des côtes françaises au rythme des mouvements verticaux. *Géosciences*, **9**, pp. 46-55.
- Guery 2013** : Julien GUERY, 2013 – *Étude de l'occupation ancienne de la Côte viticole et de la plaine de la Saône au travers de traces parcellaires et culturelles révélées en microtopographie LiDAR*. Mémoire de Master II AGES, Université de Bourgogne, Dijon, 69 p.
- Guiot et al. 1989** : Joël GUIOT, Armand PONS, Jacques-Louis DE BEAULIEU et Maurice REILLE, 1989 – A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, **338** (6213), pp. 309-313.
- Guiot et al. 2010** : Joël GUIOT, Christophe CORONA et ESCARSEL members, 2010 - Growing Season Temperatures in Europe and Climate Forcings Over the Past 1400 Years. *PLoS ONE*, **5** (4), pp. e9972.
- Haas 1996** : Christian H. HAAS, 1996 - Northern Europe climate variations during late Holocene: evidence from marine Skagerrak. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **123** (1-4), pp; 121-145.
- Hallegatte et Théry 2012** : Stéphane HALLEGATTE et Daniel THÉRY, 2012 – Les impacts socioéconomiques du changement climatique. Dans Berger (dir.) : *Des climats et des hommes*, Éd. La Découverte, Paris, pp. 455 – 468.

- Héron de Villefosse 1908** : Antoine HÉRON DE VILLEFOSSE, 1908 - Stations légionnaires de Pontailer-sur-Saône et de la noue (Côte-d'Or). *Bulletin archéologique des travaux du Comité des Travaux Historiques et scientifiques, Année 1908*. Éd. Imprimerie Nationale, Paris, pp. 131 – 137.
- Hesse 2010** : Ralf HESSE, 2010 - LiDAR-derived Local Relief Models - a new tool for archaeological prospection. *Archaeological prospection*, **17** (2), pp. 67-72.
- Hoffmann et al. 2008** : Thomas HOFFMANN, Andreas LANG et Richard DIKAU, 2008 - Holocene river activity : analysing ¹⁴C-dated fluvial and colluvial sediments from Germany. *Quaternary Science Reviews*, **27** (21-22), pp. 2031-2040.
- Hoffmann et al. 2009** : Thomas HOFFMANN, Gilles ERKENS, Renate GERLACH, Josef KLOSTERMANN et Andreas LANG, 2009 - Trends and controls of Holocene floodplain sedimentation in the Rhine catchment. *Catena*, **77** (2), pp. 96-106.
- Hoffmann et al. 2010** : T. HOFFMANN, V.R. THORNDYCRAFT, A.G. BROWN, T.J. COULTHARD, B. DAMNATI, V.S. KALE, H. MIDDELKOOP, B. NOTEBAERT et D.E. WALLING, 2010 - Human impact on fluvial regimes and sediment flux during the Holocene: Review and future research agenda. *Global and Planetary Change*, **72** (3), pp. 87 – 98.
- Hohensinner et al. 2007** : Severin HOHENSINNER, Gregory EGGER, Gertrud HAIDVOGL, Mathias JUNGWIRTH, Susanne MUHAR et Stefan SCHMUTZ, 2007 – Hydrological connectivity of a Danube river-floodplain system in the Austrian Machland : changes between 1812 and 1991. Dans Trémolières (dir.), Annick Schnitzler (dir.) et Patrick Silan (collab.), 2007 : *Protéger, restaurer et gérer les zones alluviales : Pourquoi et comment ?* Éd. Tec. & doc. : Lavoisier, Paris, pp. 53-69.
- Homewood et al. 1992** : P.W. HOMEWOOD, F. GUILLOCHEAU, R. ESCHARD et T.A. CROSS, 1992 - Correlations haute-résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine*, **16**, pp. 357-382.
- Honegger et Mordant 2012** : Matthieu HONEGGER (dir.) et Claude MORDANT (dir.), 2012 : *L'homme au bord de l'eau. Archéologie des zones littorales du Néolithique à la Protohistoire (Actes du 135^e Congrès national des sociétés historiques et scientifiques du CTHS « Paysages », Neuchâtel, 6-11 avril 2010, Session de Pré- et Protohistoire)*. Éd. du CTHS, Lausanne et Paris, *Cahiers d'archéologie romande*, **132**, Documents préhistoriques n° 30, 392 p.
- Hooke 1995** : Janet M. HOOKE, 1995 - River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England. *Geomorphology*, **14** (3), pp. 235-253.
- Houdret 2005** : Annabelle HOUDRET, 2005 - La goutte d'eau qui fait déborder... *Geocarrefour*, **80** (4), pp. 285-295
- Howard et al. 2008** : A.J. HOWARD, A.G. BROWN, C.J. CAREY, K. CHALLIS, L.P. COOPER, M. KINCEY et P. TOMS, 2008 – Archaeological resource modelling in temperate river valleys : a case study from the Trent Valley, UK. *Antiquity*, **82** (318), pp. 1040-1054.
- Hu et al. 2001** : Feng Sheng HU, Emi ITO, Thomas A. BROWN, B. Brandon CURRY, and Daniel R. ENGSTROMI - Pronounced climatic variations in Alaska during the last two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **98** (19), pp. 10552-10556.
- Hua et al. 2013** : Quan HUA, Mike BARBETTI et Andrezj Z. RAKOWSKI, 2013 – Atmospheric radiocarbon for the period 1950-2010. *Radiocarbon*, **55** (4), pp. 2059-2072.

- Imhof 2007** : Eduard IMHOF, 2007 (2nd edition) – *Cartographic Relief Presentation*. H. J. Steward (Éd.), ESRI Press, Redlands, California, 436 p.
- ISL 2009** : Société ISL Ingénierie, 2009 - Reconstitution de la crue de la Loire de novembre 2008 entre Villerest et le Bec de l'Allier. Influence du barrage de Villerest. *Rapport Établissement Public Loire*, **R3840**, 68 p.
- IPCC 2014** : Intergovernmental Panel on Climate Change : Paulina ALDUNCE (dir.), Thomas DOWNING (dir.), Sylvie JOUSSAUME (dir.), Zbigniew KUNDZEWICZ (dir.), Jean PALUTIKOF (dir.), Jim SKEA (dir.), Kanako TANAKA (dir.), Fredolin TANGANG (dir.), Chen WENYING (dir.) et Zhang XIAO-YE (dir.), 2014 – Climate change 2014 : Synthesis report. Longer report. *IPCC Fifth Assessment Synthesis Report*, 116 p.
- Joan 2003** : Lydie JOAN, 2003 - *Carte archéologique de la Gaule 25/90 : Le Doubs et le Territoire de Belfort*. Éd. Académie des Arts et Belles Lettres, Ministère de l'Éducation Nationale, Ministère de la Recherche, Paris, 561 p.
- Johnston et al. 2006** : Eric JOHNSTONE, Mark G. MACKLIN et John LEWIN, 2006 - The development and application of a database of radiocarbon-dated Holocene fluvial deposits in Great Britain. *Catena*, **66** (1-2), pp. 14-23.
- Jorda 1980** : Maurice JORDA, 1980 – Morphogenèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute-Provence depuis le Tardiglaciaire : facteurs naturels et anthropiques. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **472**, 295-304.
- Jorda 1992** : Maurice JORDA, 1992 – Morphogenèse et fluctuations climatiques dans les Alpes du Sud de l'Âge du bronze au haut Moyen Âge. *Les nouvelles de l'archéologie*, **50**, pp. 14-20.
- Jorda et Roditis 1993** : Maurice JORDA et Jean-Christophe RODITIS, 1993 - Les épisodes de gel du Rhône depuis l'An Mil. Périodisation, fréquence, interprétation paléoclimatique. *Méditerranée*, **78** (3), pp. 19-30.
- Jorda et Rosique 1994** : Maurice JORDA et Thierry ROSIQUE, 1994 – Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud : Rythme et modalités des changements bio-morphoclimatiques. *Quaternaire*, **5** (3-4), pp. 141-149.
- Jorda et Provansal 1996** : Maurice JORDA et Mireille PROVANSAL, 1996 – Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du sud-est (Alpes du Sud et Provence). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **167** (1), pp. 159-168.
- Jorda et al. 2000** : Maurice JORDA, Thierry ROSIQUE et Jacques Évin, 2000 – Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **331** (3), pp. 187-193.
- Jorda et al. 2002** : Maurice JORDA, Cécile MIRAMONT, Thierry ROSIQUE et Olivier SIRAN, 2002 – Évolution de l'hydrosystème durancien (Alpes du Sud, France) depuis la fin du Pléniglaciaire supérieur. Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 239 – 249.
- Jouzel et al. 2007** : J. Jouzel, V. Masson-Delmotte, O. Cattani, G. Dreyfus, S. Falourd, G. Hoffmann, B. Minster, J. Nouet, J. M. Barnola, J. Chappellaz, H. Fischer, J. C. Gallet, S. Johnsen, M. Leuenberger, L. Loulergue, D. Luethi, H. Oerter, F. Parrenin, G. Raisbeck, D. Raynaud, A. Schilt, J. Schwander, E. Selmo, R. Souchez, R. Spahni, B. Stauffer, J. P. Steffensen, B. Stenni, T. F. Stocker, J. L. Tison, M. Werner et E. W. Wolff, 2007 - Orbital and

Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Nature*, **317** (5839), pp. 793-796.

Kasprzyk et al. 2012 : Michel KASPRZYK, Pierre NOUVEL et Antony HOSTEIN, 2012 - Épigraphie religieuse et communautés civiques au Haut-empire : la délimitation du territoire de la ciuitas Aeduorum aux IIe et IIIe siècles. *Revue Archéologique de l'Est*, **61**, pp. 97-115.

Knighton 1998 : David KNIGHTON, 1998 – *Fluvial forms and processes. A new perspective*. Éd. E. Arnold, Londres, 383 p.

Kokalj et al. 2011 : Žiga KOKALJ, K. Klemen ZAKŠEK et Kristof OŠTIR, 2011 – Application of Sky-View Factor for the visualization of historic landscapes in Lidar-derived relief models. *Antiquity*, **85** (327), pp. 263-273.

Krier et al. 1992 : Vincent KRIER, Chantal LEROYER et Nicole LIMONDIN, 2001 – Approche pluridisciplinaire de l'environnement du site holocène de Verrières (vallée de la Seine, Aube). Dans *Archéologie et environnement des milieux aquatiques : lacs, fleuves et tourbières du domaine alpin et de sa périphérie – Actes du 116^e Congrès national des sociétés savantes, Chambéry 1991, Commission de Pré- et Protohistoire*. Éd. du Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, Paris, pp. 47 – 59.

Kuzucuoglu et al. 1992 : C. KUZUCUOGLU, L. LESPEZ et J.-F. PASTRE, 1992 – Holocene colluvial deposits on the slopes of the Paris basin. Dans Bell (dir.) et Boardman (dir.), 1992 : *Past and present soil erosion : archaeological and geographical perspectives*. Éd. Oxbow Books, Oxford, Collection Oxbow monograph, **22**, pp. 115-123.

Labbé et Gaveau 2011 : Thomas LABBÉ et Fabien GAVEAU, 2011 – Les dates de bans de vendange à Dijon : établissement critique et révision archivistique d'une série ancienne. *Revue historique*, **657** (1), pp. 19-51.

Labbé et Gaveau 2013 : Thomas LABBÉ et Fabien GAVEAU, 2013 – Les dates de vendange à Beaune (1371-2010). Analyse et données d'une nouvelle série vendémiologique. *Revue historique*, **666** (2), pp. 333-367.

Laganier et Arnaud-Fassetta 2010 : Richard LAGANIER (dir.) et Gilles ARNAUD-FASSETTA (dir.), 2010 - *Les géographies de l'eau : processus, dynamique et gestion de l'hydrosystème*, Éd. L'Harmattan, Paris, Collection Itinéraires géographiques, 298 p.

Laigre et al. 2009 : Laetitia LAIGRE, Gilles ARNAUD-FASSETTA et Emmanuel REYNARD, 2009 – Cartographie sectorielle du paléoenvironnement de la plaine alluviale du Rhône suisse depuis la fin du Petit Âge Glaciaire : la métamorphose fluviale de Viège à Ragnone et de Sierre à Sion. *Bulletin de la Murithienne*, **127**, pp. 7-18.

Laigre et al. 2011 : Laetitia LAIGRE, Gilles ARNAUD-FASSETTA et Emmanuel REYNARD, 2009 - Cartographie sectorielle et dynamique de la plaine alluviale du Rhône suisse (Tourtemagne-Sierre) depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Dans Lambiel (dir.), Reynard (dir.) et Scapozza (dir.) : *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte - Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009*. Éd. Institut de géographie de l'Université de Lausanne, Lausanne, Collection Géovisions, **36**, pp. 80-97.

Laigre et al. 2012 : Laetitia LAIGRE, Emmanuel REYNARD, Gilles ARNAUD-FASSETTA, Ludovic BARON et Damian GLENZ – Caractérisation de la paléodynamique du Rhône en valais central (Suisse) à l'aide de la tomographie de résistivité électrique/Characterisation of the Rhône River palaeodynamics in Central Valais (Switzerland) with the electrical resistivity tomograph method. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **2012** (4), pp. 405-426.

- Lallemand 2008** : David LALLEMAND, 2008 - *Le département de l'Allier au carrefour des Arvernes, des Bituriges et des Éduens : III^e-I^{er} siècles avant J.-C.* Thèse de doctorat en archéologie sous la direction d'Olivier Buchsenschutz, Université Panthéon-Sorbonne, Paris, 7 vol : vol. I 101 p., vol. II 345 p., vol. IV 312 p., vol. III, V, VI et VII non paginés.
- Landuré et al. 2004** : Corinne LANDURÉ (dir.), Michel PASQUALINI (dir.) et Armelle GUILCHER (collab.), 2004 : Delta du Rhône. Camargue antique et médiévale *Bulletin archéologique de Provence, Supplément*, **2**, 334 p.
- Larue et Étienne 2002** : Jean-Pierre LARUE et Roger ÉTIENNE, 2002 - Les Sables de Lozère et les Sables de Sologne : nouvelles interprétations de deux décharges détritiques du Miocène inférieur, issues de la paléo-Loire (Bassin parisien, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **173** (2), pp. 185-192.
- Larue 2003a** : Jean-Pierre LARUE, 2003 - L'encaissement inégal de la Seine et de la Loire dans le Bassin parisien (France). *Géographie physique et Quaternaire*, **57** (1), pp. 21-36.
- Larue 2003b** : Jean-Pierre LARUE, 2003 - L'encaissement de l'Allier et de la Loire supérieure et moyenne (France) au Pliocène et au Pléistocène. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **9** (3), pp. 135-149.
- Latapie 2011** : Audrey LATAPIE, 2011 - *Modélisation de l'évolution morphologique d'un lit alluvial : exemple de la Loire moyenne.* Thèse de doctorat en sciences de la terre et de l'environnement, sous la direction de Florentina Moatar, Université François Rabelais de Tours, Tours, 275 p.
- Laurent 1993** : P. LAURENT, 1993 - *Archéologie de la Petite Saône, entre Pontailleur-sur-Saône et Verdun-sur-le-Doubs.* Mémoire de DEA. Université de Bourgogne, Dijon, 166 p.
- Lautridou et al. 1999** : Jean-Paul LAUTRIDOU, Jean-Paul AUFFRET, Agnès BALTZER, Martine CLET, François LÉCOLLE, Dominique LEFEBVRE, Gilles LERICOLAIS, Annie ROBLIN-JOUVE, Sanda BALESCU, Gérard CARPENTIER, Jean-Claude DESCOMBES, Serge OCCHIETTI et Denis-Didier ROUSSEAU, 1999 - Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **170** (4), pp. 545-558.
- Lavier 2008** : Catherine LAVIER, 2008 - Étude dendrochronologique d'un lot de bois extraits de la Loire à AVRILLY et CHASSENARD (Allier) en 2008. Dans Dumont *et al.* 2008 : Prospection thématique archéologique du lit mineur et du lit majeur de la Loire en régions Bourgogne et Auvergne. Étude et datation des franchissements et des zones portuaires, dynamiques sédimentaires aux échelles de temps historiques. *Rapport d'activité 2008*, SRA Auvergne et Bourgogne, DRASSM et Établissement Public Loire, pp. 38-61.
- Lavrieux et al. 2013** : Marlène LAVRIEUX, Jean-Robert DISNAR, Emmanuel CHAPRON, Jean-Gabriel BRÉHERET, Jérémy JACOB, Yannick MIRAS Jean-Louis REYSS, Valérie ANDRIEU-PONEL et Fabien ARNAUD, 2013 - 6700 yr sedimentary record of climatic and anthropogenic signals in Lake Aydat (French Massif Central). *The Holocene*, **23** (9), pp. 1317-1328.
- Lechevalier 1977** : Claude LECHEVALIER, 1977 – Caractéristiques morphostratigraphiques de la bordure nord de l'estuaire de la Seine, entre Sainte-Adresse et Harfleur. *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **64** (4), pp. 65-66.
- Lefavrais-Raymond 1962** : Andrée LEFAVRAIS-RAYMOND, 1962 - *Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds.* Éd. BRGM, Orléans, Collection Mémoires du BRGM, **16**, 170 p.

Lefebvre 1977a : Dominique LEFEBVRE, 1977 – Le prisme alluvial de l'estuaire de la Seine. *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **64** (4), pp. 67-72.

Lefebvre 1977b : Dominique LEFEBVRE, 1977 – Les alluvions holocènes de la Basse-Seine. *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **64** (4), pp. 73-74.

Lefebvre 1988 : Dominique LEFEBVRE, 1988 – Les méandres hypertrophiés de la Basse Seine sont une forme dégradée de méandres surimposés. *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **75** (2), pp. 43-57

Lejay 1889 : Paul LEJAY, 1889 – *Les inscriptions antiques de la Côte-d'Or*. Éd. Émile Bouillon, Paris, 280 p.

Le Jeune et al. 2005 : Yann LE JEUNE, Jean-François PASTRE, Diana ARCAÏ, Laurent AUBRY, Christian CAMERLYNCK, Joël CONFALONIERI, Yves LANCHON, Delphine VERGNAUD et Carole VISSAC, 2005 - Variabilité de l'enregistrement alluvial holocène ; l'exemple du méandre de la Haute-Île (vallée de la Marne, bassin parisien), premiers résultats. *Quaternaire*, **16** (4), pp. 299-313.

Le Jeune et al. 2012 : Yann LE JEUNE, Chantal LEROYER et Jean-François PASTRE, 2012 - L'évolution holocène de la basse vallée de la Marne (Bassin parisien, France) entre influences climatiques et anthropiques. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **2012** (4), pp. 459-476.

Le Roy 2012 : Melaine LE ROY, 2012 – Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales. *Apports de la dendrochronologie et des datations par isotopes cosmogéniques produits in situ*. Thèse de doctorat en géographie sous la direction d'Alain Marzeny, Laurent Astrade et Philip Deline, Université de Grenoble, 1 vol., 363 p.

Le Roy Ladurie 2004 : Emmanuel LE ROY LADURIE, 2004 - *Histoire humaine et comparée du climat. I, Canicules et glaciers (XIIIe-XVIIIe siècle)*. Éd. Fayard, Paris, 739 p.

Le Roy Ladurie et al. 2011 : Emmanuel LE ROY LADURIE, Daniel ROUSSEAU et Anouchka VASAK, 2011 – *Les fluctuations du climat : de l'an mil à nos jours*. Éd ; fayard, Paris, 321 p.

Leroyer et Allenet 2006 : Chantal LEROYER et Gisèle ALLENET, 2006 - L'anthropisation du végétal végétal d'après les données polliniques : l'exemple des fonds de vallées du Bassin parisien. Dans Allée (dir.) et Lespez (dir.), 2006 : *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement : table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004*, Éd. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Collection « Nature et Sociétés », pp. 63 – 72.

Lespez et al. 2005 : Laurent LESPEZ, Martine CLET-PELLERIN, Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Jean-François PASTRE et Michel FONTUGNE, 2005 - Discontinuités longitudinales des dynamiques sédimentaires holocènes dans les petites vallées de l'ouest du Bassin Parisien, l'exemple de la Mue (Basse Normandie). *Quaternaire*, **16** (4), pp. 273-298.

Lespez et al. 2008 : Laurent LESPEZ, Martine CLET-PELLERIN, Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Jean-François PASTRE, Michel FONTUGNE et Cyril MARCIGNY, 2008 - Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (Western France). *Geomorphology*, **98** (1-2), pp. 55-70.

Lespez et al. 2010 : Laurent LESPEZ, Martine CLET-PELLERIN, Robert DAVIDSON, Guillaume HERMIER, Vincent CARPENTIER et Jean-Michel CADOR, 2010 - Middle to Late

Holocene landscape changes and geoarchaeological implications in the marshes of the Dives estuary (NW France). *Quaternary International*, **216** (1-2), pp. 23-40.

Lespez 2012a : Laurent LESPEZ, 2012 - *Les temps de l'environnement et des paysages des systèmes fluviaux au cours de l'Holocène. Normandie, Grèce, Mali*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Caen Basse-Normandie, 374 p. (Vol.1).

Lespez 2012b : Laurent LESPEZ (dir.), 2012 - *Paysages et Gestion de l'eau : sept millénaires d'histoire de vallées et de plaines littorales en Basse-Normandie*. Éd. Presses universitaires de Caen, Caen, Collection Bibliothèque du Pôle rural, **3**, 336 p.

Lespez 2013 : Laurent LESPEZ, 2013 – Géomorphologie des vallées françaises. Dans Mercier (dir.) : *Géomorphologie de la France*. Éd. Dunod, Paris, pp. 49-63.

Leteinturier et al. 2000 : Béatrice LETEINTURIER, Patrick ENGELS, François PETIT, Alain CHIFFAUT et François MALAISSE, 2000 - Morphodynamisme d'un tronçon de Loire bourbonnaise depuis le XVIIIe siècle. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **6** (4), pp. 239-251.

Leveau 1997 : Philippe LEVEAU, 1997 – Milieux et sociétés dans la vallée des Baux. Dans Bravard (dir.) et Prestreau (dir.) : *Dynamique du paysage : Entretiens de géoarchéologie - Table ronde tenue à Lyon les 17 et 18 novembre 1995*. Éd. SRA Rhône-Alpes, Lyon, Documents d'archéologie en Rhône-Alpes, pp. 203-217.

Leveau 1999 : Philippe LEVEAU (dir.), 1999 - Le Rhône romain : dynamiques fluviales, dynamiques territoriales, *Gallia*, **56**, pp. 1-175.

Leveau et al. 2002 : Philippe LEVEAU, Mireille PROVANSAL, Hélène BRUNETON, Josep-Maria PALET-MARTINEZ, Pierre POUPET et Kevin WALSH, 2002 – La crise environnementale de la fin de l'Antiquité et du Haut Moyen Âge : Définition d'un modèle et retour aux milieux réels. Dans Richard (dir.) et Vignot (dir.), 2002 : *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest - Actes du colloque international de Besançon 18-22 septembre 2000*, Éd. Presses universitaires franc-comtoises, Collection Annales littéraires de l'Université de Besançon, Environnement, sociétés et archéologie, **3**, pp. 291-303.

Lewin et Brewer 2001 : John LEWIN et Paul A. BREWER, 2001 - Predicting channel patterns. *Geomorphology*, **40** (3-4), pp. 329 – 339.

Lewin et Macklin 2003 : John LEWIN et Mark G. MACKLIN, 2003 - Preservation potential for Late Quaternary river alluvium. *Journal of Quaternary Science*, **18** (2), pp. 107 – 120.

Lewin et al. 2005 : John LEWIN, Mark G. MACKLIN et E. JOHNSTONE, 2005 - Interpreting alluvial archives : sedimentological factors in the British Holocene fluvial record. *Quaternary Science Reviews*, **24** (16-17), pp. 1873 - 1889.

Lewin et Macklin 2014 : John LEWIN et Mark G. MACKLIN, 2014 - Marking time in Geomorphology: should we try to formalise an Anthropocene definition ? *Earth Surface Processes and Landforms*, **39** (1), pp. 133 – 137.

Lézine 2008 : Anne-Marie LÉZINE, 2008 - *Le pollen : outil d'étude de l'environnement et du climat au quaternaire*. Éd. Société Géologique de France, Paris, 118 p.

Limondin-Lozouet 2002 : Nicole LIMONDIN-LOZOUET, 2002 – Impact des oscillations climatiques du Tardiglaciaire sur l'évolution des malacofaunes des fonds de vallée en Europe du Nord-Ouest. Dans Richard (dir.) et Vignot (dir.), 2002 : *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest - Actes du colloque*

international de Besançon 18-22 septembre 2000, Éd. Presses universitaires franc-comtoises, Collection Annales littéraires de l'Université de Besançon, Environnement, sociétés et archéologie, **3**, pp. 45-51

Limondin-Lozouet et al. 2002 : Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Anne BRIDAULT, Chantal LEROYER, Philippe PONEL, Pierre ANTOINE, Christine CHAUSSÉ, André-Valentin MUNAUT et Jean-François PASTRE, 2002 – Évolution des écosystèmes de fond de vallée en France septentrionale au cours du Tardiglaciaire : l'apport des indicateurs biologiques. Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 45 – 62.

Limondin-Lozouet et al. 2006 : Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Agnès GAUTHIER, Pierre ANTOINE, Anne BRIDAULT, Christine CHAUSSÉ, Chantal LEROYER, André-Valentin MUNAUT, Paul ORTH, Jean-François PASTRE et Philippe PONEL 2002 – Variabilité de l'impact climatique sur les biocénoses de milieux fluviaux à la transition Tardiglaciaire/Holocène dans le Nord de la France. Dans Allée (dir.) et Lespez (dir.), 2006 : *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement : table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004*, Éd. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Collection « Nature et Sociétés », pp. 73 – 82.

Lino et al. 2000 : Michel LINO, Patrice MÉRIAUX et Paul ROYET, 2000 – *Méthodologie de diagnostic des digues : appliquée aux levées de la Loire moyenne*. Éd. Cemagref, Antony, 223 p.

Loebell 1980 : A. LOEBELL, 1980 - Les quinze derniers millénaires en Jura méridional : Études sédimentologiques de trois sites. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, **17** (3), pp. 143 – 153.

Luterbacher et al. 2004 : Jürg LUTERBACHER, Daniel DIETRICH, Elena XOPLAKI, Martin GROSJEAN et Heinz WANNER, 2004 - European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *Science*, **303** (5663), pp. 1499-1503.

Macaire et al. 2005 : Jean-Jacques MACAIRE, Christian DI-GIOVANNI et Florent HINSCHBERGER, 2005 - Relations entre production organique et apports terrigènes dans les sédiments fluviaux holocènes : observations et conclusions hétérodoxes. *Comptes Rendus Geoscience*, **337** (8), pp. 735-744.

Macaire et al. 2006 : Jean-Jacques MACAIRE, Jacques BERNARD, Christian DI-GIOVANNI, Florent HINSCHBERGER, Nicole LIMONDIN-LOZOUET et Lionel VISETT, 2006 - Quantification and regulation of organic and mineral sedimentation in a late-Holocene floodplain as a result of climatic and human impacts (Taligny marsh, Parisian Basin, France). *Holocene*, **16** (5), pp. 647-660.

Macé et al. 1992 : Sylvain MACÉ, Agnès VÉROT-BOURRELY et Jean-Paul BRAVARD, 1992 – Genèse et fonctionnement holocène de la plaine alluviale du Rhône à Lyon. Dans *Archéologie et environnement des milieux aquatiques : lacs, fleuves et tourbières du domaine alpin et de sa périphérie – Actes du 116^e Congrès national des sociétés savantes, Chambéry 1991, Commission de Pré- et Protohistoire*. Éd. du Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, Paris, pp. 17 – 31.

Macklin 1999 : Mark G. MACKLIN, 1999 - Holocene river environments in prehistoric Britain : human interaction and impact. *Journal of Quaternary Science*, **14** (6), pp. 521 – 530.

Macklin et Lewin 2003 : Mark G. MACKLIN et John LEWIN, 2003 - River sediments, great floods and centennial-scale Holocene climate change. *Journal of Quaternary Science*, **18** (2), pp. 101 – 105.

- Macklin et al. 2006a** : Mark G. MACKLIN, G. BENITO, K. J. GREGORY, E. JOHNSTONE, John LEWIN, D.J. MICHOCZYŃSKA, R. SOJA, Leszek STARKEL et V. R. THORNDYCRAFT, 2006 - Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *CATENA*, **66** (1-2), pp. 145 – 154.
- Macklin et al. 2006b** : Mark G. MACKLIN, P. A. BREWER, K. A. HUDSON-EEDWARDS, G. BIRD, Tom J. COULTHARD, I. A. DENNIS, P. J. LECHLER, J. R. MILLER et J. N. TURNER, 2006 - A geomorphological approach to the management of rivers contaminated by metal mining. *Geomorphology*, **79** (3-4), pp. 423 – 447.
- Macklin et al. 2010** : Mark G. MACKLIN, Anna F. JONES et John LEWIN, 2010 - River response to rapid Holocene environmental change: evidence and explanation in British catchments. *Quaternary Science Reviews*, **29** (13-14), pp. 1555-1576.
- Macklin et al. 2013** : Mark G. MACKLIN, John LEWIN et Anna Frances JONES, 2013 - River entrenchment and terrace formation in the UK Holocene. *Quaternary Science Reviews*, **76**, pp. 194 – 206.
- Maerten 1996** : Michel MAERTEN, 1996 – Hôpital-le-Mercier (L') : Les Tours. *Gallia informations 1994-1995 Corse Bourgogne*, sous la direction de C. Goudineau, J. Guilaine et J.-L. Massy, Éd. CNRS, Paris, p. 154.
- Magny 1995** : Michel MAGNY, 1995 - *Une histoire du climat : des derniers mammouths au siècle de l'automobile*. Éd. Errance, Paris, 175 p.
- Magny et al. 2002** : Michel MAGNY, Cécile MIRAMONT et Olivier SIVAN, 2002 - Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records, **186** (1-2), pp. 47-59.
- Magny et al. 2003** : Michel MAGNY, Carole BÉGEOT, Joël GUIOT et Odile PEYRON, 2003 – Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, **22** (15-17), pp. 1589-1596.
- Magny 2004** : Michel MAGNY, 2004 - Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, **113** (1), pp. 65-79.
- Magny et Bégeot 2004** : Michel MAGNY et Carole BÉGEOT, 2004 - Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene. *Quaternary Research*, **61** (2), pp. 181-192.
- Magny et al. 2006** : Michel MAGNY, Urs LEUZINGER, Sigmar BORTENSCHLAGER et Jean Nicolas HAAS, 2006 – Tripartite climate reversal in Central Europe 5600 – 5300 years ago. *Quaternary International*, **65** (1), pp. 3 – 19.
- Magny et al. 2007** : Michel MAGNY, Boris VANNIÈRE, Jacques-Louis DE BEAULIEU, Carole BÉGEOT, Olivier HEIRI, Laurent MILLET, Odile PEYRON et Anne-Véronique WALTER-SIMONNET, 2007 - Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. *Quaternary Science Reviews*, **26** (15-16), pp. 1951-1964.
- Magny et al. 2011** : Michel MAGNY, Boris VANNIÈRE, Camilla CALO, Laurent MILLET, Aurélie LEROUX, Odile PEYRON, Gianni ZANCHETTA, Tommaso LA MANTIA et Willy TINNER, 2011 - Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews*, **30** (19-20), pp. 2459-2475.

Maillard 2004 : Brigitte MAILLARD, 2004 – Pour une histoire des fleuves et des rapports hommes/fleuves : les sources écrites de la période moderne (XVI^e-XVIII^e siècles). Dans Burnouf (dir.) et Leveau (dir.), 2004 : *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture - Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes*, Éd. Ministère de l'éducation nationale, de l'enseignement supérieur et de la recherche, Paris, Collection Archéologie et histoire de l'art, **19**, pp. 35 – 41.

Maillet et al. 2005 : Grégoire M. MAILLET, Enzo RIZZO, André REVIL et Claude VELLA, 2005 - High Resolution Electrical Resistivity Tomography (ERT) in a Transition Zone Environment: Application for Detailed Internal Architecture and Infilling Processes Study of a Rhône River Paleo-channel. *Marine Geophysical Researches*, **26** (2-4), pp. 317-328.

Maillet et al. 2006a : Grégoire M. MAILLET, François SABATIER, Damien ROUSSEAU, Mireille PROVANSAL et Thomas J. FLEURY, 2006 - Connections between the Rhone River and its delta (part 1) : Changes in the Rhone delta coastline since the mid-19th century. *Geomorphologie : Relief Processus Environnement*, **2006** (2), pp. 111-124.

Maillet et al. 2006b : Grégoire M. MAILLET, Claude VELLA, Mireille PROVANSAL et François SABATIER, 2006 - Connections between the Rhone River and its delta (part 2) : evolution of the Rhone River mouth since the beginning of the 18th century. *Geomorphologie : Relief Processus Environnement*, **2006** (2), pp. 125-140.

Makaske et al. 2002 : Bart MAKASKE, Derald D. SMITH et Henk J. A. BERENDSEN, 2002 - Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, **49** (5), pp. 1049-1071.

Malavoi et Bravard 2010 : Jean-René MALAVOI et Jean-Paul BRAVARD, 2010 – *Éléments d'hydromorphologie fluviale*. Éd. Onema (Office national de l'eau et des milieux aquatiques), Vincennes, Collection « Comprendre pour agir », 224 p.

Manneville et al. 2006 : Olivier Manneville (coord.), Virginie Vergne et Olivier Villepoux, 2006 (2^e Éd.) - *Le monde des tourbières et des marais*. Éd. Delachaux et Niestlé, Paris, 320 p.

Marescot 2006 : Laurent MARESCOT, 2006 - Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, **90** (1), pp. 23-40.

Mark 1992 : Robert MARK, 1992 - Multidirectional, oblique-weighted, shaded-relief image of the Island of Hawaii. *US Geological Survey Report*, n° OF-92-422, Menlo Park, California, 5 p.

Mayewski et al. 2004 : Paul A. MAYEWSKI, Eelco E. ROHLING, J. CURT STAGER, Wibjörn KARLÉN, Kirk A. MAASCH, L. David MEEKER, Eric A. MEYERSON, Françoise GASSE, Shirley VAN KREVELD, Karin HOLMGREN, Julia LEE-THORP, Gunhild ROSQVIST, Frank RACK, Michael STAUBWASSER, Ralph R. SCHNEIDER et Eric J. STEIG, 2004 - Holocene climate variability. *Quaternary Research*, **62** (3), pp. 243-255.

Maza et al. 2011 : Guillaume MAZA (dir.), Aurélie SCHENK, Thierry ARGANT (collab.), Josselyn DERBIER (collab.), Hatem DJERBI (collab.), Emilie DUBREUCQ (collab.), Rodolphe NICOT (collab.) et Catherine LATOUR-ARGANT (collab.), 2011 - DIGOIN - «Pont Canal», 9 rue des Perruts. *Rapport d'opération d'archéologie préventive*, SRA Bourgogne, 3 vol., 502 p. + 1 vol. d'annexes.

Mazzochi 2003 : Gérard MAZZOCHI (dir.), 2003 : *Approche archéologique de l'environnement et de l'aménagement du territoire ligérien : actes du colloque tenu au Muséum d'Orléans les 14, 15 et 16 novembre 2002*. Éd. Fédération Archéologique du Loiret et Éd. Étude Ligériennes, Neuville-aux-Bois et Orléans, 290 p.

Meffre et Ballais 1996 : Joël-Claude MEFFRE et Jean-Louis BALLAIS, 1996 – Le cadastre B d'Orange et la géoarchéologie du cours inférieur de l'Aigues et du Bois d'Uchaux. Pour une nouvelle localisation d'un fragment du plan antique. Dans Chouquer (dir.) : *Les formes des paysages. Tome 2 – Archéologie des parcelles. Actes du colloque d'Orléans (mars 1996)*. Éd. Errance, Paris, Collection Archéologie aujourd'hui, pp. 67-80.

Mégnién 1980 : Claude MÉGNIEN (dir.), 1980 – *Synthèse géologique du Bassin de Paris*. Éd. BRGM, Orléans, Collection Mémoires du BRGM, **101**, **102** et **103**, 3 vol., 466 p., 55 pl. et 467 p.

Meilheurat 1860 : Victor Meilheurat, 1860 – Misères de la Fronde. *Le Cabinet Historique*, **6** (première partie) pp. 125– 134.

Menot et al. 1997a : Jean-Claude MENOT, Léopold CLOZIER, Serge DEBRAND-PASSARD, G. LABLANCHE, Y.-M. LENINDRE, J.-F ; INGARGIOLA et B. ROY, 1997 – *Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille La Charité-sur-Loire (494). Éd. BRGM, Orléans. Notice explicative par Jean-Claude Menot, Serge Debrand-Passard, Léopold Clozier, Yves Gros, Jacques Cornet (collab.), Yves Pautrat (collab.), Régine Simon-Coinçon (collab.) et Médard Thiry (collab.), 1997, 107 p.

Menot et al. 1997b : Jean-Claude MENOT, Serge DEBRAND-PASSARD, Léopold CLOZIER, Yves GROS, Jacques CORNET (collab.), Yves PAUTRAT (collab.), Régine SIMON-COINÇON (collab.) et Médard THIRY (collab.), 1997 – *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille La Charité-sur-Loire (494). Éd. BRGM, Orléans, 107 p. Carte géologique par Jean-Claude Menot, Léopold Clozier, Serge Debrand-Passard, G. Lablanche, Y.-M. Lenindre, J.-F ; Ingargiola et B. Roy, 1997.

Mercier 2013 : Denis MERCIER (dir.) 2013 – *Géomorphologie de la France*. Éd. Dunod, Paris, 271 p.

Miall 1994 : Andrew D. MIALL, 1994 – Alluvial deposits. Dans Walker (dir.) et James (dir.), 1994 – *Facies Models - Response to sea-level changes*. Éd. Geological association of Canada, St John's, Newfoundland, pp. 119-142.

Miall 2006 : Andrew D. MIALL, 2006 (4th edition) – *The Geology of Fluvial Deposits – Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Éd. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 582 p.

Miallier et Lefèvre 2013 : Didier MIALLIER et Jean-Claude LEFÈVRE, 2013 - Quelques remarques sur la présentation des données chronologiques concernant la période quaternaire. *Quaternaire*, **24** (4), pp. 391-395.

Miramont et Guilbert 1997 : Cécile MIRAMONT et Xavier GUILBERT - Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogénèse fluviale en moyenne Durance (France du Sud-Est). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **3** (4), pp. 325-337.

Miramont et al. 1998 : Cécile MIRAMONT, Maurice JORDA et Georges PICHARD, 1998 - Évolution historique de la morphogénèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la moyenne durance (France du sud-est). *Géographie physique et Quaternaire*, **52** (3), pp. 1-13.

Miramont et al. 2000 : Cécile MIRAMONT, Olivier SIVAN, Thierry ROSIQUE, Jean-Louis ÉDOUARD et Maurice JORDA, 2000 – Subfossil tree deposits in the middle Durance (southern Alps, France) : environmental changes from Allerød to Atlantic. *Radiocarbon*, **42** (3), pp. 423-435.

- Miramont et al. 2004** : Cécile MIRAMONT, Thierry ROSIQUE, Olivier SIRAN, Jean-Louis ÉDOUARD, Frédéric MAGNIN et Brigitte TALON, 2004 – Le cycle de sédimentation « postglaciaire principal » des bassins marneux subalpins : état des lieux. *Méditerranée*, **102** (1), pp. 71-84.
- Miramont et al. 2008** : Cécile MIRAMONT, Clément BOUTTERIN, Olivier SIVAN, Hélène BRUNETON et Murielle MANTRAN, 2008 – Grandes séquences et principales ruptures morphogéniques en Haute Provence. Les complexes sédimentaires des petits organismes torrentiels de moyenne Durance. Dans Desmet (dir.), Magny (dir.) et Mocchi (dir.) : *Du climat à l'homme : dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes*. Éd. EDYTEM, Université de Savoie, Chambéry, Cahiers de géographie, pp. 145-154.
- Miras 2004** : Yannick MIRAS, 2004 - *L'analyse pollinique du plateau de Millevaches (Massif central, France) et de sites périphériques limousins et auvergnats*. Thèse de doctorat en Sciences de la Vie sous la direction d'Hervé Richard et de Pascal Guenet, Université de Franche-Comté, Besançon, 1 vol., 300 p.
- Miras et al. 2013** : Yannick MIRAS, Marlène LAVRIEUX et Marta FLOREZ, 2013 – Holocene ecological trajectories in lake and wetland systems (Auvergne, France) : A palaeoenvironmental contribution for a better assessment of ecosystem and land use's viability in management strategies. *Annali di Botanica*, **2013** (3), pp. 127-133.
- Miskovsky 2002** : Jean-Claude MISKOVSKY (dir.), 2002 - *Géologie de la préhistoire : méthodes, techniques, applications*. Éd. Presses Universitaires de Perpignan et Association pour l'étude de l'environnement de la Préhistoire, Paris et Perpignan, 1519 p.
- Miskovsky et Rangin 2002** : Jean-Claude MISKOVSKY et Claude RANGIN, 2002 – Introduction : Le cadre de vie de l'homme conditionné par les phénomènes géologiques. Dans Miskovsky (dir.) : *Géologie de la préhistoire : méthodes, techniques, applications*. Éd. Presses Universitaires de Perpignan et Association pour l'étude de l'environnement de la Préhistoire, Paris et Perpignan, pp. 79-92.
- Moatar et al. 2010** : Florentina MOATAR, Agnès DUCHARNE, Dominique THIÉRY, Vincent BUSTILLO, Éric SAUQUET et Jean-Philippe VIDAL, 2010 – La Loire à l'épreuve du changement climatique. *Géosciences*, **12**, pp. 78-87.
- Montané et al. 2009** : Antonin MONTANÉ, Gilles ARNAUD-FASSETTA et Emmanuel REYNARD, 2009 – Analyse statistique et modélisation de la variabilité longitudinale du gradient granulométrique du Rhône suisse. *Bulletin de la Murithienne*, **127**, pp. 19-27.
- Morgan et Shaver 1970** : James P. MORGAN (dir.) et Robert H. SHAVER (dir.), 1970 - *Deltaic sedimentation modern and ancient*. Éd. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, SEPM Special publication, **15**, 312 p.
- Morhange et al. 1996** : Christophe MORHANGE, Mireille PROVANSAL, Antoinette HESNARD, Marc BOUIRON, Michel BOURCIER, Pierre CARBONEL et Pierre WEYDERT, 1996 - Morphogenèse et impacts anthropiques sur les rives du Lacydon à Marseille (6000 av. J.-C. - 500 ap. J.-C.). *Annales de Géographie*, **105** (587), pp. 32-46.
- Morhange et al. 2001** : Christophe MORHANGE, Jacques LABOREL et Antoinette HESNARD, 2001 - Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **166** (3-4), pp. 319-329.

- Morpurgo et Luchaire, 1911** : Salomone MORPURGO et Julien LUCHAIRE, 1911 - *La grande inondation de l'Arno en MCCCXXXIII : anciens poèmes populaires italiens*. Éd. H. Champion, Paris, 72 p.
- Nabet 2013** : Fouzi NABET, 2013 - *Étude du réajustement du lit actif en Loire moyenne, bilan géomorphologique et diagnostic du fonctionnement des chenaux secondaires en vue d'une gestion raisonnée*. Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement sous la direction d'Emmanuèle Gautier et Charles Le Cœur, Université Paris I Panthéon-Sorbonne, Paris, 409 p.
- Nanson et Knighton 1996** : Gerald C. NANSON et A. David KNIGHTON, 1996 - Anabranching rivers: Their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, **21** (3), pp. 217-239.
- Nehlig 2010** : Pierre NEHLIG, 2010 – Géologie du bassin de la Loire. *Géosciences*, **12**, pp. 10-23.
- Nuninger et al. 2010** : Laure NUNINGER, Catherine FRUCHART, Rachel OPITZ, Clément LAPLAIGE (collab.), Gilles BOSSUET (collab.), Pierre NOUVEL (collab.), Philippe BARRAL (collab.), François-Pierre TOURNEUX (collab.), Mathieu THIVET (collab.), Erika UPÉGUI (collab.), Daniel DAVAL (collab.), Patrick MOSCA (collab.) et Marc PETIT (collab.), 2010 – LiDAR : quel apport pour l'analyse des paysages ?. *AGER, Bulletin de liaison*, **20**, pp. 34-43.
- Nuninger et al. 2011** : Laure NUNINGER (dir.), Krištof OŠTIR, Žiga KOKALJ et Aleš MARSETIČ, 2011 – LIDOR : Acquisition, traitement et analyse d'images LiDAR pour la modélisation des paléo-reliefs de la plaine littorale du Languedoc oriental. *Rapport d'ATIP jeunes chercheurs*. Université de Franche-Comté, Laboratoire de Chrono-Environnement UMR 6249 et MSH C.N. Ledoux USR 3124, Besançon, 1 vol., 95 p.
- Ollive 2007** : Vincent OLLIVE, 2007 – *Dynamique d'occupation anthropique et dynamique alluviale du Rhin au cours de l'Holocène. Géoarchéologie du site d'Oedenburg (Haut-Rhin, France)*. Thèse de doctorat en Sciences de la Terre sous la direction de Jean-Pierre Garcia et Christophe Petit, Université de Bourgogne, 1 vol., 397 p.
- Ollivier et al. 2004** : Vincent OLLIVIER, Cécile MIRAMONT et André MULLER, 2004 - Le piémont méridional du Grand Luberon : des données nouvelles sur la morphogenèse et l'occupation humaine depuis 15000 ans. *Méditerranée*, **102** (1), pp.109-118.
- Ollivier 2006** : Vincent OLLIVIER - *Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Provence depuis la dernière glaciation. Travertinisation, détritisme et incisions sur le piémont sud du Grand Luberon (Vaucluse, France). Relations avec les changements climatiques et l'anthropisation*. Thèse de doctorat en Géographie physique, humaine et aménagement sous la direction de Jean-Louis Guendon et Brigitte Talon, Université de Provence Aix-Marseille I, 1 vol., 357 p.
- Oomkens 1970** : Eppo OOMKENS, 1970 – Depositional sequences and sand distribution in the postglacial delata complex. Dans Morgan (dir.) et Shaver (dir.) : *Deltaic sedimentation modern and ancient*. Éd. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tusla, SEPM Special publication, **15**, pp. 198-212.
- Orth et al. 2004** : Paul ORTH, Jean-François PASTRE, Agnès GAUTHIER, Nicole LIMONDIN-LOZOUET et Stéphane KUNESCH, 2004 - Les enregistrements morphosédimentaires et biostratigraphiques des fonds de vallée du bassin-versant de la Beuvronne (Bassin parisien, Seine-et-Marne, France) : perception des changements climato-anthropiques à l'Holocène. *Quaternaire*, **15** (3), pp. 285-298.

Ouzoulias et al. 2001 : Pierre OUZOULIAS (dir.), Christophe PELLECUER (dir.), Claude RAYNAUD (dir.), Paul VAN OSSEL (dir.) et Pierre GARMY (dir.), 2001 - *Les campagnes de la Gaule à la fin de l'Antiquité: actes du colloque, Montpellier, 11-14 mars 1998*, Éd. ADPCA, Antibes, 640 p.

Pagney 1988 : Pierre PAGNEY, 1988 - *Climats et cours d'eau de France*. Éd. Masson, Paris, Collection Géographie, 248 p.

Paillet 2005 : Antoine PAILLET, 2005 - *Archéologie de l'agriculture moderne*. Éd. Errance, Paris, Collection des Hespérides, 285 p.

Pardé 1928 : Maurice PARDÉ, 1928 – Périodicité des grandes inondations et crues exceptionnelles. *Revue de géographie alpine*, **16** (2), pp. 499-519.

Passega 1957 : R. PASSEGA, 1957 – Texture as characteristic of clastic deposition. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **41** (3), pp. 1952-1984.

Passega 1964 : R. PASSEGA, 1964 – Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology*, **34** (4), pp. 830-847.

Passmore et Macklin 1994 : David G. PASSMORE et Mark G. MACKLIN, 1994 - Provenance of fine-grained alluvium and late Holocene land-use change in the Tyne basin, northern England. *Geomorphology*, **9** (2), pp. 127 – 142.

Pastre et al. 1997a : Jean-François PASTRE, Michel FONTUGNE, Catherine KUZUCUOGLU, Chantal LEROYER, Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Marc TALON et Nadine TISNÉRAT, 1997 - 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 : relief, processus, environnement*, **3** (4), pp. 291-312.

Pastre et al. 1997b : Jean-François PASTRE, Emmanuelle DEFIVE, Frédérique GABLIER et Yannick LAGEAT, 1997 - Changements hydrographiques et volcanisme plio-quadernaire dans les bassins de la Loire et de l'Allier (Massif central, France). *Géographie physique et Quaternaire*, **51** (3), pp. 295-314.

Pastre et al. 2000 : Jean-François PASTRE, Chantal LEROYER, Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Christine CHAUSSÉ, Michel FONTUGNE, Anne GEBHARDT, Christine HATTÉ et Vincent KRIER, 2000 - Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien (France). *Quaternaire*, **11** (2), pp. 107-122.

Pastre et al. 2002a : Jean-François PASTRE, Chantal LEROYER, Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Michel FONTUGNE, Christine HATTÉ, Vincent KRIER, Stéphane KUNESCH et Marie-Claude SAAD, 2002 - L, 2002 – L'Holocène du Bassin parisien : variations environnementales et réponses géoécologiques des fonds de vallées. Dans Richard (dir.) et Vignot (dir.), 2002 : *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest - Actes du colloque international de Besançon 18-22 septembre 2000*, Éd. Presses universitaires franc-comtoises, Collection Annales littéraires de l'Université de Besançon, Environnement, sociétés et archéologie, **3**, pp. 61-73.

Pastre et al. 2002b : Jean-François PASTRE, Chantal LEROYER, Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Paul ORTH, Christine CHAUSSÉ, Michel FONTUGNE, Agnès GAUTHIER, Stéphane KUNESCH, Yann LEJEUNE et Marie-Claude SAAD, 2002 – Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien (France). Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) 2002 : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 29-44.

Pastre et al. 2003 : Jean-François PASTRE, Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Chantal LEROYER, Philippe PONEL et Michel FONTUGNE, 2003 - River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France). *Quaternary Science Reviews*, **22** (40), pp. 2177-2188.

Pastre et al. 2006 : Jean-François PASTRE, Paul ORTH, Yann Le Jeune et Sonia BENSAAOUDINE, 2006 – L’homme et l’érosion dans le Bassin parisien (France). La réponse morphosédimentaire des fonds de vallée au cours de la seconde partie de l’Holocène. Dans Allée (dir.) et Lespez (dir.), 2006 : *L’érosion entre société, climat et paléoenvironnement : table ronde en l’honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004*, Éd. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Collection « Nature et Sociétés », pp. 237 – 247.

Pastre et al. 2007 : Jean-François PASTRE, Agnès GAUTHIER, Sébastien NOMADE, Paul ORTH, Ana ANDRIEU, Franck GOUPILLE, Hervé GUILLOU, Stéphane KUNESCH, Stéphane SCAILLET et Paul Randall RENNE, 2007 - The Alleret maar (Massif Central, France) : A new lacustrine sequence of the early Middle Pleistocene in western Europe. *Comptes Rendus Geoscience*, **339** (16), pp. 987-997.

Peiry et Féouquier 1997 : Jean-Luc PEIRY et Cyril FÉOUGIER, 1997 – À propos de la fondation de Grenoble : Un réexamen de l’hypothèse d’une installation primitive sur un môle alluvial. Dans Bravard (dir.) et Prestreau (dir.) : *Dynamique du paysage : Entretiens de géoarchéologie - Table ronde tenue à Lyon les 17 et 18 novembre 1995*. Éd. SRA Rhône-Alpes, Lyon, Documents d’archéologie en Rhône-Alpes, pp. 169-176.

Pelletier 2002 : Monique PELLETIER, 2002 - *Les cartes des Cassini: la science au service de l’État et des régions*. Éd. du CTHS, Paris, 338 p.

Perrier 2008 : D. PERRIER, 2008 - La nécropole du « Champ de la Velle » à Charnay-lès-Chalon, une collection exceptionnelle et méconnue du Musée d’Archéologie nationale. *Antiquités Nationales*, **39**, pp. 245-253.

Pérot 1877 : Francis PÉROT, 1877 – Historique complet de la découverte de Chassenard. Note lue lors de la séance du 16 avril 1875. *Bulletin de la Société d’émulation du département de l’Allier (Sciences, Arts et Belles-lettres)*, **14**, pp. 12–15.

Pérot 1886a : Francis PÉROT, 1886 – Inventaire des objets trouvés dans le département de l’Allier pendant l’année 1882. *Bulletin de la Société d’émulation du département de l’Allier (Sciences, Arts et Belles-lettres)*, **17**, pp. 220 – 234.

Pérot 1886b : Francis PÉROT, 1886 – Inventaire des découvertes archéologiques faites dans le département de l’Allier en 1883. *Bulletin de la Société d’émulation du département de l’Allier (Sciences, Arts et Belles-lettres)*, **17**, pp. 407 – 419.

Pérot 1886c : Francis PÉROT, 1886 – Inventaire des découvertes archéologiques faites dans le département de l’Allier en 1884. *Bulletin de la Société d’émulation du département de l’Allier (Sciences, Arts et Belles-lettres)*, **17**, pp. 419 – 435.

Pérot 1886d : Francis PÉROT, 1886 – Inventaire des découvertes archéologiques faites dans le département de l’Allier en 1885. *Bulletin de la Société d’émulation du département de l’Allier (Sciences, Arts et Belles-lettres)*, **17**, pp. 436 – 446.

Pérot 1891a : Francis PÉROT, 1891 – Inventaire des découvertes archéologiques faites en Bourbonnais pendant l’année 1887. *Bulletin de la Société d’émulation du département de l’Allier (Sciences, Arts et Belles-lettres)*, **18**, pp. 329 – 340.

Pérot 1891b : Francis PÉROT, 1891 – Inventaire des découvertes archéologiques faites pendant l'année 1889 dans le département de l'Allier. *Bulletin de la Société d'émulation du département de l'Allier (Sciences, Arts et Belles-lettres)*, **18**, pp. 477 – 491.

Petit et al. 1994 : Jean-Paul PETIT (dir.), Michel MANGIN (dir.) et Philippe BRUNELLA (collab.), 1994 - *Atlas des agglomérations secondaires de la Gaule Belgique et des Germanies*. Éd. Errance, Paris, 292 p.

Petit 2005 : Christophe PETIT (dir.), 2005 - *Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine: actes de la table-ronde de Molesme, 17-18 septembre 1999*. Éd. Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, Collection Annales littéraires de l'Université de Franche-Comté, **786**, Série « Environnement, sociétés et archéologie », **8**, 214 p.

Petit et al. 2005 : Christophe PETIT, Patrice WAHLEN, Philippe BARRAL, Laurent BERTI, Gilles BOSSUET, Christian CAMERLYNCK, Anne DELOR, Christophe DURLET, Emilie GAUTHIER, Jean-Paul GUILLAUMET, René GOGUEY, Roger GUERIN et Hervé RICHARD, 2005 – Approche géoarchéologique de la vallée de la Laigne. Dans Petit (dir.) 2005 : *Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine: actes de la table-ronde de Molesme, 17-18 septembre 1999*. Éd. Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, Collection Annales littéraires de l'Université de Franche-Comté, **786**, Série « Environnement, sociétés et archéologie », **8**, pp. 23-40.

Petit et al. 2006 : Christophe PETIT, Christian CAMERLYNCK, Eline DEWEIRDT, Christophe DURLET, Jean-Pierre GARCIA, Emilie GAUTHIER, Vincent OLLIVE, Hervé RICHARD et Patrice WAHLEN, 2005 - Géoarchéologie du site antique de Molesme en vallée de Laigne (Côte-d'Or) : mise en évidence de l'impact anthropique sur la sédimentation alluviale. *Gallia*, **63**, pp. 263-281.

Peulvast et al. 2013 : Jean-Pierre PEULVAST, François BÉTARD et Christian GIUSTI, 2013 – Reliefs et géodynamique. Dans Mercier (dir.) : *Géomorphologie de la France*. Éd. Dunod, Paris, pp. 3-18.

Pfister 1996 : • C. PFISTER, G. SCHWARZ-ZANETTI et M. WEGMANN, 1996 – Winter severity in Europe : the fourteen century. *Climate Change*, **34** (1), pp. 91-108.

Porcher 1977 : Michel PORCHER, 1977 – Lithostratigraphie des alluvions fluviales holocènes de la basse vallée de la Seine. *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **64** (4), pp. 181-202.

Provansal et al. 1999 : Mireille PROVANSAL, Jean-François BERGER, Jean-Paul BRAVARD, Pierre-Gil SALVADOR, Gilles ARNAUD-FASSETTA, Hélène BRUNETON et Anne VÉROT-BOURRÉLY, 1999 – Le régime du Rhône dans l'Antiquité et au haut Moyen Âge. Dans Leveau (dir.) 1999 : *Le Rhône romain : dynamiques fluviales, dynamiques territoriales*, *Gallia*, **56**, pp. 13-32.

Provansal et al. 2002 : Mireille PROVANSAL, Hélène BRUNETON, Claude VELLA, Gilles ARNAUD-FASSETTA, Jean-Louis BALLAIS et Philippe LEVEAU, 2002 – Paléohydrologie holocène dans la basse vallée du Rhône, d'Orange à la mer. Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) 2002 : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 251-258.

Provansal et al. 2003 : Mireille PROVANSAL, Claude VELLA, Gilles ARNAUD-FASSETTA, François SABATIER et Grégoire MAILLET, 2003 - Role of fluvial sediment

inputs in the mobility of the Rhône delta coast (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **2003** (4), pp. 271-282.

Provansal et al. 2005 : Mireille PROVANSAL, Grégoire MAILLET et Christelle ANTONELLI, 2005 – La géomorphologie entre nature et société : retour sur un vieux débat à propos de l'histoire récente du delta du Rhône (du Bas Rhône). Dans Bouet (dir.) et Verdin (dir.) : *Territoires et paysages de l'âge du fer au Moyen Âge : mélanges offerts à Philippe Leveau*, Éd. Ausonius, Bordeaux, Collection Mémoires **16**, pp. 227-239.

Provost et al. 2009 : Michel PROVOST (dir.), 2009 - *Carte archéologique de la Gaule 21/3 : La Côte-d'Or de Nuits-Saint-Georges à Voullaines-les-Templiers*. Éd. Académie des Arts et Belles Lettres, Ministère de l'Éducation Nationale, Ministère de la Recherche, Paris, 463 p.

Rat et al. 1982 : Pierre RAT, André CLAIR, P. VERMI et Jean-Jacques PUISSÉGUR, 1982 – *Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Dijon (500). Éd. BRGM, Orléans. Notice explicative par André Clair, 1982, 52 p.

Ravoire 2009 : Fabienne RAVOIRE, 2009 – Études de quelques lots de tuiles médiévales et modernes provenant de Paris, Blandy-les-Tours (Seine-et-Marne) et Roissy-en-France (Val-d'Oise). Dans Chapelot (dir.), Chapelot (dir.) et Rieth (dir.), *Terres cuites architecturales médiévales et modernes en Île-de-France et dans les régions voisines*, Éd. Publications du CRAHM, Caen, pp. 393 – 405.

Rebourg et al. 1994 : Alain REBOURG, François COGNOT, Jean LECLANT et Michel PROVOST (dir.), 1994 – *Carte archéologique de la Gaule 71/3 : Saône-et-Loire*. Éd. Académie des Arts et Belles Lettres, Ministère de l'Éducation Nationale, Ministère de la Recherche, Paris, 276 p.

Reigniez 2002 : Pascal REIGNIEZ, 2002 - *L'outil agricole en France au Moyen âge*. Éd. Errance, Paris, Collection des Hespérides, 446 p.

Reille et al. 2000 : Maurice REILLE, Jacques-Louis DE BEAULIEU, Helena SVOBODOVA, Valérie ANDRIEU-PONEL et C. GOEURY, 2000 - Pollen analytical biostratigraphy of the last five climatic cycles from a long continental sequence from the Velay region (Massif Central, France). *Journal of Quaternary Science*, **15** (7), pp. 665-685.

Reimer et al. 2009 : P. J. REIMER, M. G. L. BAILLIE, E. BARD, A. BAYLISS, J. W. BECK, P. G. BLACKWELL, C. BRONK RAMSEY, C. E. BUCK, G. S. BURR, R. L. EDWARDS, M. FRIEDRICH, P. M. GROOTES, T. P. GUILDERSON, I. HAJDAS, T. J. HEATON, A. G. HOGG, K. A. HUGHEN, K. F. KAISER, B. KROMER, F. G. MC CORMAC, S. W. MANNING, R. W. REIMER, D. A. RICHARDS, J. R. SOUTHON, S. TALAMO, C. S. M. TURNEY, J. VAN DER PLICHT et C. E. WEYHENMEYER, 2009 – IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51** (4), pp. 1111-1150.

Reimer et al. 2013 : Paula J REIMER, Edouard BARD, Alex BAYLISS, J Warren BECK, Paul G BLACKWELL, Christopher BRONK RAMSEY, Caitlin E BUCK, Hai CHENG, R Lawrence EDWARDS, Michael FRIEDRICH, Pieter M GROOTES, Thomas P GUILDERSON, Hafliði HAFLIDASON, Irka HAJDAS, Christine HATTÉ, Timothy J HEATON, Dirk L HOFFMANN, Alan G HOGG, Konrad A HUGHEN, K Felix KAISER, Bernd KROMER, Sturt W MANNING, Mu NIU, Ron W REIMER, David A RICHARDS, E Marian SCOTT, John R SOUTHON, Richard A STAFF, Christian S M TURNEY et Johannes VAN DER PLICHT, 2013 - IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* **55** (4), pp. 1869 – 1887.

Renfrew 1976 : Colin RENFREW, 1976 – Archaeology and the earth sciences. Dans Davidson (dir.) et Shackley (dir.) 1976 : *Geoarchaeology: earth science and the past*. Éd. Duckworth, Londres, pp. 1 – 5.

Renssen et al. 2001 : Hans RENSSSEN, R. F. B. ISARIN, Jef VANDENBERGHE et participants de l'atelier, 2001 - Rapid climatic warming at the end of the last glacial : new perspectives. *Global and Planetary Change*, **30** (1-2), pp. 155-165.

Renssen et Vandenberghe 2003 : Hans RENSSSEN et Jef VANDENBERGHE, 2003 - Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, **22** (2-4), pp. 209-223.

Rey 1997 : Jacques REY (coord.), 1997 – Stratigraphie. Terminologie française. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Collection Memoirs, **19**, 164 p.

Rey et al. 2005 : Tony REY, David LEFEVRE et Claude VELLA, 2005 – Données nouvelles sur les lobes deltaïques du paléogolf d'Aigues-Mortes à l'Holocène (Petite Camargue, France). *Quaternaire*, **16** (4), pp. 329-338.

Rey et al. 2009 : Tony REY, David LEFEVRE et Claude VELLA, 2009 - Deltaic plain development and environmental changes in the Petite Camargue, Rhone Delta, France, in the past 2000 years. *Quaternary Research*, **71** (3), pp. 284-294.

Rey 2010 : Tony REY, 2010 - Modalités de remblaiement sédimentaire des paléochenaux holocènes identifiés dans la partie occidentale du delta du Rhône (Petite Camargue, France). *Quaternaire*, **21** (1), pp. 101-111.

Richard 1957 : Jean RICHARD, 1957 - *Le cartulaire de Marcigny-sur-Loire (1045-1144): essai de reconstitution d'un manuscrit disparu*. Éd. Société des Analecta Burgundica, 259 p.

Richard et Vignot 2002 : Hervé RICHARD (dir.) et Anne VIGNOT (dir.), 2002 - *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest - Actes du colloque international de Besançon 18-22 septembre 2000*, Éd. Presses universitaires franc-comtoises, Collection Annales littéraires de l'Université de Besançon, Série « Environnement, sociétés et archéologie », **3**, 488 p.

Richard 2005 : Hervé RICHARD, 2005 – Palynologie et archéologie : le possible, le peut-être et l'impossible. Dans Petit (dir.) 2005 : *Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine: actes de la table-ronde de Molesme, 17-18 septembre 1999*. Éd. Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, Collection Annales littéraires de l'Université de Franche-Comté, **786**, Série « Environnement, sociétés et archéologie », **8**, pp. 15-19.

Richard et al. 2007 : Hervé RICHARD (dir.), Michel MAGNY (dir.) et Claude MORDANT (dir.) 2007 : *Environnements et cultures à l'Âge du bronze en Europe occidentale*, Éd. du Comité des travaux historiques et scientifiques, Paris, Collection Documents préhistoriques, 395 p.

Rodrigues 2004 : Stéphane RODRIGUES, 2004 - *Dynamique sédimentaire et végétation : évolution de chenaux fluviaux en Loire moyenne (France)*. Thèse de doctorat en Sciences de la Terre sous la direction de Jean-Gabriel Bréhéret et la co-direction de Jean-Jacques Macaire, Université François Rabelais, Tours, 1 vol., 426 p.

Roering et al. 2013 : Joshua J. ROERING, Benjamin H. MACKAY, Jill A. MARSHALL, Kristin E. SWEENEY, Natalia I. DELIGNE, Adam M. BOOTH, Alexander L.

HANDWERGER et Corina CEROVSKI-DARRIAU, 2013 - 'You are HERE': Connecting the dots with airborne lidar for geomorphic fieldwork. *Geomorphology*, **200**, pp. 172-183.

Rollet et al. 2006 : Anne-Julia ROLLET, Hervé PIÉGAY et Anne CITTERIO, 2006 - Impact des extractions de graviers dans le lit mineur sur la géométrie des zones aquatiques périfluviales du Doubs (France). *Géographie physique et Quaternaire*, **60** (3), pp. 253-269.

Roserot 1924 : Alphonse ROSEROT, 1924 - *Dictionnaire topographique du département de la Côte-d'Or comprenant les noms de lieux anciens et modernes*. Éd. Imprimerie Nationale, Paris, Collection Dictionnaire topographique de la France, **8**, 516 p.

Rosique 1997 : Thierry ROSIQUE, 1997 – Détritisme et morphogenèse à la fin du Würm dans les Alpes françaises méridionales. *Quaternaire*, **8** (1), pp. 39-48.

Rosique 2004 : Thierry ROSIQUE, 2004 - La dernière phase glaciaire de la moyenne Durance (région de Gap à Sisteron) : bilan des recherches, dernières conclusions chronologiques. *Méditerranée*, **102** (1), pp. 25-36.

Ruddiman 2001 : William F. RUDDIMAN, 2001 – *Earth's climate : past and future*. Éd. W. H. Freeman, New York, 465 p.

Sabatier et al. 2006 : François SABATIER, Grégoire MAILLET, Mireille PROVANSAL, Thomas-Jules FLEURY, Serge SUANEZ et Claude VELLA, 2006 - Sediment budget of the Rhône delta shoreface since the middle of the 19th century. *Marine Geology*, **234** (1-4), pp. 143-157.

Samouëlian et al. 2005 : A. SAMOUËLIAN, I. COUSIN, A. TABBAGH, A. BRUAND et G. RICHARD, 2005 - Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil and Tillage Research*, **83** (2), pp. 173-193.

Salvador 2001 : Pierre-Gil SALVADOR, 2001 – L'évolution holocène de la plaine alluviale de l'Isère dans l'ombilic de Moirans (Isère, France). *Quaternaire*, **12** (1-2), pp. 127 – 135.

Salvador et al. 2002 : Pierre-Gil SALVADOR, Agnès VÉROT-BOURRÉLLY, Jean-Paul BRAVARD, Odile FRANC et Sylvain MACÉ, 2002 – Les crues du Rhône à l'époque gallo-romaine dans la région lyonnaise. Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) 2002 : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 215-221.

Salvador et al. 2004 : Pierre-Gil SALVADOR, Jean-François BERGER, Emilie GAUTHIER et Boris VANNIÈRE, 2004 – Holocene fluctuations of the Rhône river in the alluvial plain of the Basses Terres (Isère, Ain, France). *Quaternaire*, **15** (1-2), pp. 177-186.

Salvador et al. 2005 : Pierre-Gil SALVADOR, Jean-François BERGER, Michel FONTUGNE et Emilie GAUTHIER, 2005 – Étude des enregistrements sédimentaires holocènes des paléoméandres du Rhône dans le secteur des Basses Terres (Ain, Isère, France). *Quaternaire*, **16** (4), pp. 315 – 328.

Salvador et al. 2010 : Pierre-Gil SALVADOR, Gilles ARNAUD-FASSETTA, Nathalie CARCAUD, Cyril CASTANET et Laure FERDINAND – Chapitre 5 : Dynamique fluviale holocène et géoarchéologie en milieu alluvial. Dans Laganier (dir.) et Arnaud-Fassetta (dir.) : *Les géographies de l'eau : processus, dynamique et gestion de l'hydrosystème*, Éd. L'Harmattan, Paris, Collection Itinéraires géographiques, pp. 181 – 298.

Salvador et Berger 2014 : Pierre-Gil SALVADOR et Jean-François BERGER, 2014 – The evolution of the Rhone River in the Basses Terres basin during the Holocene (Alpine foothills, France). *Geomorphology*, **204**, pp. 71-85.

- Samouëlian et al. 2005** : A. Samouëlian, I. Cousin, A. Tabbagh, A. Bruand et G. Richard, 2005 - Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil and Tillage Research*, **83** (2), pp. 173-193.
- Saulce et al. 2007** : Anne De SAULCE (dir.), Virgine SERNA (dir.) et Alain GALLICÉ (dir.), 2007 - *Archéologies en Loire: actualité de la recherche dans les régions Centre et Pays-de-la-Loire*, Éd. Estuarium, Cordemais, Collection Fleuves et archéologie (n° 2), 416 p.
- Sauty 2007** : Christophe SAUTY, 2007 – *L'homme et la basse vallée du Doubs de Petit-Noir (39) à Verdun-sur-le-Doubs (71) : entre mémoire et histoire*. Thèse doctorat en Archéologie sous la direction d'Alain Daubigny, Université de Franche-Comté, Besançon, 4 vol. : Vol. I 220 p., Vol. II 362 p., Vol. III 211 planches, Vol. IV annexes.
- Schumm 1977** : Stanley A. SCHUMM, 1977 (1st edition) – *The Fluvial System*. Éd. The Blackburn Press, Caldwell, New Jersey, 338 p.
- Schumm 2005** : Stanley A. SCHUMM, 2005 – *River variability and complexity*. Éd. Cambridge University Press, Cambridge, 220 p.
- Sechi et al. 2010** : S. SECHI, D. SEBAG, B. LAIGNEL, T. LEPERT, M. FROUIN et A. DURAND, 2010 - The last millennia history of detrital sedimentation in the Lower Seine Valley (Normandy, NW France): review. *Terra Nova*, **22** (6), pp. 434-441.
- Séguier 2001** : Jean-Marc SÉGUIER, 2001 – L'habitat rural du secteur de confluence entre Seine et Yonne aux IV^e et V^e siècles. Dans Ouzoulias (dir.), Pellecuer (dir.), Raynaud (dir.), Van Ossel (dir.) et Garmy (dir.) 2001 : *Les campagnes de la Gaule à la fin de l'Antiquité: actes du colloque, Montpellier, 11-14 mars 1998*, Éd. ADPCA, Antibes, pp. 405-430.
- Séguier 2005** : Jean-Marc SÉGUIER, 2005 – Dynamiques d'occupation du secteur de confluence Seine-Yonne à la fin de l'âge du Fer et à l'époque romaine. Dans Petit (dir.) 2005 : *Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine: actes de la table-ronde de Molesme, 17-18 septembre 1999*. Éd. Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, Collection Annales littéraires de l'Université de Franche-Comté, **786**, Série « Environnement, sociétés et archéologie », **8**, pp. 107-120.
- Sifeddine et al. 1996** : A. SIFEDDINE, P. BERTRAND, E. LALLIER-VERGÈS et A.J. PATIENCE, 1996 - Lacustrine organic fluxes and palaeoclimatic variations during the last 15 ka: Lac du bouchet (Massif Central, France). *Quaternary Science Reviews*, **15** (2-3), pp. 203-211.
- Simon 2012** : François-Xavier SIMON, 2012 - *L'apport de l'outil géophysique pour la reconnaissance et la caractérisation des sites en archéologie préventive, méthodes et perspectives : exemples en Alsace*. Thèse de doctorat en géophysique appliquée sous la direction d'Alain Tabbagh, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 312 p.
- Simonneau 2012** : Anaëlle SIMONNEAU, 2012 - *Empreintes climatiques et anthropiques sur le détritisme holocène : Étude multiparamètres et intégrée de systèmes lacustres d'Europe Occidentale*. Thèse de doctorat en Science de la Terre et de l'Atmosphère sous la direction d'Emmanuel Chapron et Christian Di Giovanni, Université d'Orléans, Orléans, 1 vol, 521 p.
- Sivan et al. 2002** : Olivier SIVAN, Cécile MIRAMONT, Maurice JORDA, Thierry ROSIQUE et Jean-Louis ÉDOUARD, 2002 – Rythmes et ruptures de la morphogenèse tardi-et postglaciaire des bassins versants sud-alpins (Moyenne Durance). Dans Richard (dir.) et Vignot (dir.), 2002 : *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest - Actes du colloque international de Besançon 18-22 septembre 2000*, Éd.

Presses universitaires franc-comtoises, Collection Annales littéraires de l'Université de Besançon, Environnement, sociétés et archéologie, **3**, pp. 35-44.

Sivan et al. 2006 : Olivier SIVAN, Cécile MIRAMONT et Jean-Louis ÉDOUARD, 2006 – Rythmes de la sédimentation et interprétations paléoclimatiques lors du Postglaciaire (Alpes du Sud) : ^{14}C et dendro-géomorphologie, deux chronomètres complémentaires. Dans Allée (dir.) et Lespez (dir.), 2006 : *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement : table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004*, Éd. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Collection « Nature et Sociétés », pp. 423-428.

Starkel 1983 : Leszek STARKEL, 1983 – The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15000 years. Dans Gregory (dir.), 1983 – *Background to palaeohydrology. A perspective*. Éd. Wiley, Chichester, pp. 213-235

Starkel 1991 : Leszek STARKEL, 1991 – Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. Chapitre 21 dans Starkel (dir.), Gregory (dir.) et Thornes (dir.), 1991 : *Temperate palaeohydrology. Fluvial processes in the temperate zone during the last 15000 years*. Éd. Wiley, Chichester, pp. 473 – 495.

Starkel et al. 1991 : Leszek STARKEL (dir.), Kenneth J. GREGORY (dir.) et J. B. THORNES (dir.), 1991 - *Temperate palaeohydrology. Fluvial processes in the temperate zone during the last 15000 years*. Éd. Wiley, Chichester, 548 p.

Starkel 2002 : Leszek STARKEL, 2002 - Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quaternary International*, **91** (1), pp. 25 – 32.

Starkel 2003a : Leszek STARKEL, 2003 - Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas. *Quaternary Science Reviews*, **22** (20), pp. 2189 – 2198.

Starkel 2003b : Leszek STARKEL, 2003 - Younger Dryas–Preboreal transition documented in the fluvial environment of Polish rivers. *Global and Planetary Change*, **35** (1-2), pp. 157-167.

Starkel et al. 2006 : Leszek STARKEL, Roman SOJA et Danuta J. MICHCZYŃSKA, 2006 - Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. *Catena*, **66** (1-2), pp. 24 – 33.

Starkel et al. 2007 : Leszek STARKEL, Piotr GEBICA et Józef SUPERSON, 2007 - Last Glacial–Interglacial cycle in the evolution of river valleys in southern and central Poland. *Quaternary Science Reviews*, **26** (22-24), pp. 2924 – 2936.

Steyert 1897 : André STEYERT, 1897 - *Nouvelle histoire de Lyon et des provinces de Lyonnais, Forez, Beaujolais, Franc-Lyonnais et Dombes. Tome II, Moyen-Age depuis la chute du royaume Burgonde (534) jusqu'à la mort de Louis XI (1483)*. Éd. Bernoux et Cumin, Lyon, 667 p.

Straffin et al. 1999 : Eric C. STRAFFIN, Michael D. BLUM, Allison E. COLLS et Stephen STOKES, 1999 – Alluvial stratigraphy of the Loire and Arroux rivers (Burgundy, France) [Stratigraphie des alluvions de la Loire et de l'Arroux, Bourgogne, France]. *Quaternaire*, **10** (4), pp. 271-282.

Straffin 2000 : Eric C. STRAFFIN, 2000 – *Fluvial response to climate change and human activities, Burgundy, France*. Thèse de doctorat en géosciences, sous la direction de Michael D. Blum, Université du Nebraska, Lincoln, Nebraska, 1 vol., 236 p.

- Straffin et Blum 2002a** : Eric C. STRAFFIN et Michael D. BLUM, 2002 – Holocene fluvial response to climate change and human activities ; Burgundy, France. *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw*, **81** (3-4), pp. 417-430.
- Straffin et Blum 2002b** : Eric C. STRAFFIN et Michael D. BLUM, 2002 - Late and past-glacial fluvial dynamics of the Loire river, Burgundy, France. Dans Bravard (dir.) et Magny (dir.) 2002 : *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Éd. Errance, Paris, pp. 85-99.
- Stuiver et Grootes 2000** : Minze STUIVER et Pieter M. GROOTES, 2000 - GISP2 Oxygen Isotope Ratios. *Quaternary Research*, **53** (3), pp. 277-284.
- Telford et al. 2004** : R.J. TELFORD, E. HEEGAARD et H.J.B. BIRKS, 2004 - All age–depth models are wrong: but how badly ? *Quaternary Science Reviews*, **23** (1-2), pp. 1-5.
- Temam et Grivel 2009** : Saïda TEMAM et Stéphane GRIVEL, 2009 - De la carte outil à la carte source : représentation et gestion du fleuve Loire du 18^e au 19^e siècle, *Le Monde des Cartes*, 199, pp. 67-86.
- Temam 2012** : Saïda TEMAM, 2012 – *Stratégies de gestion du risque inondation, ouvrages d'art et ingénieurs, en Loire nivernaise depuis le XVIII^e siècle*. Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement sous la direction d'Emmanuèle Costard-Gautier et Françoise Plet, Université Paris VIII Vincennes-Saint-Denis, Paris, 510 p.
- Terrel et al. 2006** : Nicolas TERREL, C. MORIN (collab.), J.-P. PAUL (collab.), M. VUILLEMENOT (collab.), F. DEHONDT (collab.), Jean-Louis PAVAT (collab.) et Yves DECOTE (collab.), 2006 – « *Basse Vallée du Doubs* » : *Diagnostic de site. Document d'objectifs de gestion du site européen n° FR 430 1323 / FR 431 2007*. Établissement Public Territorial du Bassin Saône et Doubs, DREAL Franche-Comté, 332 p.
- Thévenot 1969** : Émile THÉVENOT, 1969 – *Les voies romaines de la Cité des Éduens*. Éd. Latomus, Bruxelles, 338 p.
- Thivet 2008** : Matthieu THIVET, 2008 - *Méthodes nouvelles de l'archéologie appliquées au site antique de Mandeuire / Mathay (Doubs): reconnaissance spatiale, évolution chronologique, statut urbain*. Thèse de doctorat en Archéologie sous la direction d'Alain DAUBIGNEY, Université de France-Comté, Besançon, 2 vol. Vol. I 165 p., Vol. II 125 planches.
- Thorndycraft et Benito 2006** : V.R. THORNDYCRAFT et G. BENITO, 2006 - Late Holocene fluvial chronology of Spain : the role of climatic variability and human impact. *Catena*, **66** (1-2), pp. 34 – 41.
- Thornes et Gregory 1991** : J. B. THORNES et Kenneth. J. GREGORY, 1991 – Unfinished Business : A Continuing Agenda. Dans Starkel (dir.), Gregory (dir.) et Thornes (dir.), 1991 : *Temperate palaeohydrology. Fluvial processes in the temperate zone during the last 15000 years*. Éd. Wiley, Chichester, pp. 521-536.
- Tissoux et al. 2013** : Hélène TISSOUX, François PROGNON, Pierre VOINCHET, Frédéric LACQUEMENT, Bruno TOURLIERE et Jean-Jacques BAHAIN, 2013 – Apport des datations ESR à la connaissance des dépôts sableux plio-pléistocènes en Sologne, premiers résultats. *Quaternaire*, **24** (2), pp. 141-153.
- Toonen et al. 2012** : Willem H. J. TOONEN, Maarten G. KLEINHANS et Kim M. COHEN, 2012 - Sedimentary architecture of abandoned channel fills. *Earth Surface Processes and Landforms*, **37** (4), pp. 459-472.
- Tourenq et Pomerol 1995** : Josette TOURENQ et Charles POMEROL, 1995 - Mise en évidence, par la présence d'augite du Massif central, de l'existence d'une pré-Loire-pré-Seine

coulant vers la Manche au Pléistocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série 2, Sciences de la terre et des planètes*, **320** (12), pp. 1163-1169.

Trément et al. 2005 : Paysages et peuplement dans le bassin de Sarliève du néolithique au Moyen Âge (Puy-de-Dôme, France). Éléments pour un nouveau modèle socio-environnemental. Dans Berger (dir.), Bertoncello (dir.), Braemer (dir.), Davtian (dir.) et Gazenbeek (dir.) 2005 : *Temps et espaces de l'homme en société, analyses et modèles spatiaux en archéologie*, Éd. APDCA, Antibes, pp. 485-498.

Trémolières et al. 2007 : Michèle TRÉMOLIÈRES (dir.), Annick SCHNITZLER (dir.) et Patrick SILAN (collab.), 2007 – *Protéger, restaurer et gérer les zones alluviales : Pourquoi et comment ?* Éd. Tec. & doc. : Lavoisier, Paris, 239 p.

Valette et Cunillera 2010 : Laurent VALETTE et Anaïs CUNILLERA, 2010 – *Cahiers techniques SYRAH-CE*. Document technique ONEMA et Cemagref, produit dans le cadre du « Partenariat 2010 – Hydro-morphologie et altérations physiques – Action 1 : Descripteurs pour les cours d'eau ». 93 p.

Van de Wiel et al. 2011 : Marco J. VAN DE WIEL, Tom J. COULTHARD, Mark G. MACKLIN et John LEWIN, 2011 - Modelling the response of river systems to environmental change: Progress, problems and prospects for palaeo-environmental reconstructions. *Earth-Science Reviews*, **104** (1-3), pp. 167 – 185.

Van Der Leeuw 2003 : Sander VAN DER LEEUW, 2003 – Une étude de la cause de la dégradation des terres et de la désertification en Europe méditerranéenne. Dans Van Der Leeuw (dir.), Favory (dir.) et Fiches (dir.) 2003 : *Archéologie et systèmes socio-environnementaux : Études multiscalaires sur la vallée du Rhône dans le programme ARCHAEOEDEDES*. Éd. du CNRS, Paris, Collection Monographie du CRA (Paris), pp. 11-19.

Van Der Leeuw et al. 2003 : Sander VAN DER LEEUW (dir.), François FAVORY (dir.) et Jean-Luc FICHES (dir.), 2003 – *Archéologie et systèmes socio-environnementaux : Études multiscalaires sur la vallée du Rhône dans le programme ARCHAEOEDEDES*. Éd. du CNRS, Paris, Collection Monographie du CRA (Paris), 403 p.

Van Vliet-Lanoë 2007 : Brigitte VAN VLIET-LANOË, 2010 - Le prélude au Quaternaire : les modalités d'entrée en glaciation (65 Ma - 2,2 Ma). *Quaternaire*, **18** (2), pp. 111-128.

Vandenberghe 2001 : Jef VANDENBERGHE, 2001 – A typology of Pleistocene cold-based rivers. *Quaternary International*, **79** (1), pp. 111-121.

Vandenberghe 2002 : Jef VANDENBERGHE, 2002 – The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary International*, **91** (1), pp. 17-23.

Vandenberghe 2003 : Jef VANDENBERGHE, 2003 - Climate forcing of fluvial system development : an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, **22** (20), pp. 2053 – 2060.

Vandenberghe et al. 2004 : Jef VANDENBERGHE, John LOWE, Russell COOPE, Thomas LITT et Ludwig ZÖLLER, 2004 – Climatic and environmental variability in the mid-latitude Europe sector during the last interglacial-glacial cycle. Dans Battarbee (dir.), Gasse (dir.) et Stickley (dir.) : *Past Climate Variability through Europe and Africa*. Éd. Springer, Dordrecht; Collection Developments in Palaeoenvironmental Research, **6**, pp. 393-416.

Vandenberghe et al. 2010 : Jef VANDENBERGHE, Stéphane CORDIER et David R. BRIDGLAND - Extrinsic and intrinsic forcing of fluvial development: understanding natural and anthropogenic influences. *Proceedings of the Geologists' Association*, **121** (2), pp. 107 – 112.

- Vandenberghé et al. 2013** : Dimitri A. G. VANDENBERGHE, C. DEREFE, C. KASSE et P. VAN DEN HAUTE, 2013 - Late Weichselian (fluvio-)aeolian sediments and Holocene drift-sands of the classic type locality in Twente (E Netherlands) : a high-resolution dating study using optically stimulated luminescence. *Quaternary Science Reviews*, **68**, pp. 96-113.
- Vacca-Goutoulli et Bruneton, 2004** : Mireille VACCA-GOUTOULLI et Hélène BRUNETON – La gestion du risque fluvial par les carriers romains : la carrière de l'Estel (Pont-du-Gard). Dans Burnouf (dir.) et Leveau (dir.), 2004 : *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture - Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes*, Éd. Ministère de l'éducation nationale, de l'enseignement supérieur et de la recherche, Paris, Collection Archéologie et histoire de l'art, **19**, pp. 449-463.
- Van Geel et al. 1996** : B. VAN GEEL, J. BUURMAN et H.T. WATERBOLK, 1996 - Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in the Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science*, **11** (6), pp. 451-460.
- Van Geel et Magny 2002** : Bas VAN GEEL et Michel MAGNY, 2000 – Mise en évidence d'un forçage solaire du climat à partir de données paléocéologiques et archéologiques : la transition Subboréal-Subatlantique. Dans Richard (dir.) et Vignot (dir.), 2002 : *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest - Actes du colloque international de Besançon 18-22 septembre 2000*, Éd. Presses universitaires franco-comtoises, Collection Annales littéraires de l'Université de Besançon, Environnement, sociétés et archéologie, **3**, pp. 107-122.
- Van Geel 2012** : Bas VAN GEEL, 2012 – La crise climatique de 850 avant notre ère. Dans Berger (dir.) : *Des climats et des hommes*. Éd. La Découverte, Paris, pp. 257-267.
- Vannière et al. 2000** : Boris VANNIÈRE, Gilles BOSSUET et Émilie GAUTHIER, 2000 - Susceptibilité magnétique et indices polliniques, marqueurs de l'impact anthropique et de la dynamique fluviale dans la basse vallée du Doubs (Jura, France) entre le I^{er} et le VIII^e siècles après J.-C. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **331** (3), pp. 203-210.
- Vannière et al. 2003** : Boris VANNIÈRE, Gilles BOSSUET, Véronique WALTER-SIMONNET, Émilie GAUTHIER, Philippe BARRAL, Christophe PETIT, Martine BUATIER et Alain DAUBIGNEY, 2003 - Land use change, soil erosion and alluvial dynamic in the lower Doubs Valley over the 1st millenium AD (Neublans, Jura, France). *Journal of Archaeological Science*, **30** (10), pp. 1283-1299.
- Vannière et al. 2004** : Boris VANNIÈRE, Gilles BOSSUET, Anne-Véronique WALTER-SIMONNET, Pascale RUFFALDI, Thierry ADATTE, Michel ROSSY et Michel MAGNY, 2004 - High-resolution record of environmental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial–Holocene transition at Lake Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science*, **19** (8), pp. 797–808.
- Vella et Provansal 2000** : Claude VELLA et Mireille PROVANSAL, 2000 - Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhône delta, France. *Marine Geology*, **170** (1-2), pp. 27-39.
- Vella et al. 2005** : Claude VELLA, Thomas-Jules FLEURY, Guillaume RACCASI, Mireille PROVANSAL, François SABATIER et Michel BOURCIER, 2005 - Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Marine Geology*. **222-223**, pp. 235-265.

Vella et al. 2008 : Claude VELLA, Thomas-Jules FLEURY, Bernard GENSOUS, Caroline LABAUNE et Michel TESSON, 2008 – Grandes séquences holocènes et discontinuités sédimentaires dans le delta du Rhône. Dans Desmet (dir.), Magny (dir.) et Mocchi (dir.) : *Du climat à l'homme : dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes*. Éd. EDYTEM, Université de Savoie, Chambéry, Cahiers de géographie, pp. 155-166.

Vella et al. 2013 : Marc-Antoine VELLA, Matthieu GHILARDI, Ousmane DIOUF, Jean-Claude PARISOT, Daniel HERMITTE, Mireille PROVANSAL, Jules FLEURY, Philippe DUSSOUILLEZ, Doriane DELANGHE-SABATIER, François DEMORY, Yoann QUESNEL, Andreas HARTMANN-VIRNICH, Yhann DELPEY, Michel BERTHELOT et Andrew BICKET, 2013 - Géoarchéologie du Rhône dans le secteur du pont Saint-Bénézet (Avignon, Provence, France) au cours de la seconde moitié du deuxième millénaire apr. J.-C. : étude croisée de géographie historique et des paléoenvironnements. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **2013** (3), pp. 287-310.

Verdier 2009 : Nicolas VERDIER, 2009 – Les plans et cartes du XIX^e siècle. Introduction. Dans Costa (dir.), Robert (dir.) et Foucault (collab.) : *Guide de lecture des cartes anciennes : Illustrations dans le Val d'Oise et le Bassin parisien*. Éd. Errance, Paris, pp. 7-9.

Vernet 2013 : Gérard VERNET, 2013 - La séquence sédimentaire des Gravanches/ Gerzat : enregistrement d'événements « catastrophiques » à valeur chronologique en Limagne d'Auvergne (Massif Central, France). *Quaternaire*, **24** (2), pp. 109-127.

Vérot-Bourelly et al. 2010 : Agnès VÉROT-BOURRELY, Jacqueline ARGANT, Laurent BOUBY, Catherine LATOUR-ARGANT et Sophie MARTIN, 2010 – Évolution d'un paysage de confluence de la Protohistoire à l'époque gallo-romaine : géomorphologie et paléoenvironnement du parc Saint-Georges à Lyon (Rhône – France). *Quaternaire*, **21** (4), pp. 413-423.

Walker et James 1994 : Roger D. WALKER (dir.) et Noel P. JAMES (dir.), 1994 – *Facies Models - Response to sea-level changes*. Éd. Geological association of Canada, St John's, Newfoundland, 454 p.

Walter-Simonnet et al. 2008 : Anne-Véronique WALTER-SIMONNET, Gilles BOSSUET, Anne-Lise DEVELLE, Carole BÉGEOT, Pascale RUFFALDI, Michel MAGNY, Thierry ADATTE, Michel ROSSY, Jean-Pierre SIMONNET, Jacques-Louis DE BEAULIEU, Boris VANNIÈRE, Matthieu THIVET, Laurent MILLET, Bruno RÉGENT et Chantal WACKENHEIM, 2008 - Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques tardiglaciaires dans les massifs des Vosges et du Jura, et le plateau suisse. *Quaternaire*, **19** (2), pp. 117-132.

Walter-Simonnet et al. 2009 : Anne-Véronique WALTER-SIMONNET, Gilles BOSSUET, Jean-Pierre SIMONNET, Anne-Lise DEVELLE, Carole BÉGEOT, Pascale RUFFALDI, Bruno RÉGENT et Chantal WACKENHEIM, 2009 - Sédimentation tardiglaciaire dans le Marais de la Maxe et le lac de Sewen (massif des Vosges, France) : premiers résultats. *Annales scientifiques de la Réserve de biosphère transfrontalière Vosges du Nord-Pfalzerwald*, **15**, pp. 251-266.

Wanner et al. 2011 : Heinz WANNER, Olga SOLOMINA, Martin GROSJEAN et Markéta JETEL, 2011 - Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, **30** (21-22), pp. 3109-3123.

Wang et al. 2012 : Ting WANG, Donna SURGE et Steven MITHEN, 2012 - Seasonal temperature variability of the Neoglacial (3300–2500 BP) and Roman Warm Period (2500–

1600 BP) reconstructed from oxygen isotope ratios of limpet shells (*Patella vulgata*), Northwest Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **317-318**, pp. 104-113.

Wasson 1996 : Jean-Gabriel WASSON, 1996 – Structures régionales du bassin de la Loire. *La Houille Blanche, Revue internationale de l'eau*, **1996** (6-7), pp. 25-31.

Wasson et al. 2002 : Jean-Gabriel WASSON, André CHANDESRIIS, Hervé PELLA et Laurence BLANC, 2002 – Les hydro-écorégions de France métropolitaine. Approche régionale de la typologie des eaux courantes et éléments pour la définition des peuplements de référence d'invertébrés. *Rapport*, CEMAGREF et Ministère de l'Écologie et du Développement Durable, Lyon, 190 p.

Westaway 2004 : Rob WESTAWAY, 2004 - Pliocene and Quaternary surface uplift evidenced by sediments of the Loire Allier river system (France). *Quaternaire*, **15** (1-2), pp. 103-115.

Wuscher et Pezin 2010 : Patrice WUSCHER et Annie PEZIN, 2010 – Morphogenèse de la vallée du Tech à Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales) durant l'Holocène et évolution des versants jusqu'à la fin de l'Âge du Bronze. *Quaternaire*, **21** (4), pp. 345-356.

Zakšek et al. 2011 : Klemen ZAKŠEK, Kristof OŠTIR et Žiga KOKALJ, 2011 - Sky-View Factor as a relief visualization technique. *Remote Sensing*, **3**, 398-415.

Zeiller 1655-1661 : Martin ZEILLER, 1655 à 1661 - *Topographia Galliae, oder Beschreibung und Contrafaltung der vornehmsten und bekantisten Oerter in dem mächtigen und grossen Königreich Franckreich : beedes auss eygner Erfahrung und den besten und berühmtesten Scribenten, so in unterschiedlichen Spraachen davon aussgangen seyn, auch auss erlangten Bericht und Relationen von etlichen Jahren hero zusammen getragen, in richtige Ordnung gebracht und auff Begehren zum Druck verfertiget*. Éd. Caspar Merians, Frankfurt am Main, 13 parties.

RESSOURCES EN LIGNE :

Archives départementales : plans cadastraux du XIX^e siècle

<http://archives.allier.fr/>

<http://www.archives.cotedor.fr/>

<http://www.archives71.fr/>

« Atlas du paléo-environnement de la plaine alluviale du Rhône »

<http://www.planrhone.fr/front/index.php?lvlid=291&dsgtypid=253&pos=10>

Banque Hydro : données des stations de mesure du débit des cours d'eau sur l'ensemble du territoire français

<http://www.hydro.eaufrance.fr/>

BRGM : cartes géologiques et données de la Banque du Sous-Sol

<http://infoterre.brgm.fr/>

Cadastre actuel

<http://www.cadastre.gouv.fr>

"Châteaux, territoires, identités" : base de données sur l'habitat fortifié médiéval en Bourgogne, Hervé Mouillebouche (resp.).

<http://www.artehis-cnrs.fr/Chateaux-territoires-identites>

Des villages de Cassini aux communes d'aujourd'hui : cartes des Cassini et dates des levés

<http://cassini.ehess.fr/>

Dreal Centre : données du bassin Loire-Bretagne sur le fleuve Loire, en particulier le Système d'Information des Évolutions du lit de la Loire (SIEL)

<http://www.centre.developpement-durable.gouv.fr/le-siel-r104.html>

RESSOURCES EN LIGNE :

Gallica : cartes et ouvrages anciens

<http://gallica.bnf.fr/>

Geoportail : photo aériennes et cartes anciennes

<http://www.geoportail.gouv.fr/accueil>

Hydrologie.org : somme des événements de crue compilés par Maurice Champion sous forme de CD-Rom réalisé par Karim Haddane (programmation), Fabrice Laskowski (intégration) Magali Lemasson (chef de projet) et Odile Hologne (coordination)

<http://hydrologie.org/BIB/champion/default.htm>

IGN : référentiels administratifs et données altitudinales

<http://professionnels.ign.fr/catalogue>

OxCal : programme de correction des âges radiocarbone mis en ligne par l'Université d'Oxford

<http://c14.arch.ox.ac.uk/>

« Relief visualization Toolbox » : Boîte à outils développée par l'« Institute of Anthropological and Spatial Studies » de l'Académie des Sciences et des Arts de Slovénie, utilisable sous le logiciel ArcGis pour traiter les données altitudinales

<http://iaps.zrc-sazu.si/index.php?q=en/svf#v>

Sandre : Service d'Administration Nationale des Données et Référentiels sur l'Eau ; regroupement des données sur l'eau

<http://www.sandre.eaufrance.fr/>

Wumap : logiciel de visualisation et traitement des données acquises lors de prospections géophysiques en plan, développé par J. Tabbagh

<http://www.sisyphe.jussieu.fr/~jtabbagh/wumap.htm>

ABRÉVIATIONS

(cal) AD : *Anno Domini*, nombre d'années après J.-C.

ADA : archives départementales de l'Allier

ADCO : archives départementales de Côte-d'Or

ADSL : archives départementales de Saône-et-Loire

AMLCH : archives Municipales de La Charité-sur-Loire

(cal) BC : *Before Christus*, nombre d'années avant J.-C.

BP : before Present, avant 1950 après J.-C. Datation autre que radiocarbone ou datation radiocarbone dont on ne sait si elle a été corrigée par la courbe d'étalonnage ou non.

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

BSS : Banque du Sous-Sol, base de données de forages mis en ligne par le BRGM

cal BP : datation radiocarbone corrigée, nombre d'années avant 1950 après J.-C.

DMG : Dernier Maximum Glaciaire, maximum d'extension des glaces de la dernière glaciation du Würm, entre 26,5 et 19 ka BP

IGN : Institut Géographique National

LGM : Late Glacial Maximum (voir DMG)

ka : milliers d'années avant le présent

Ma : millions d'années avant le présent

OSL : Optical Stimulated Luminescence, datation par luminescence stimulée optiquement

PAG : Petit Âge Glaciaire (1300-1850 ap. J.-C.)

POM : Petit Optimum Médiéval (800-1120 ap. J.-C.)

QM : Erreur Quadratique Moyenne

Résumé :

Dans le but de mieux comprendre les facteurs agissant sur le milieu fluvial à l'échelle plurimillénaire, ainsi que les effets de la dynamique alluviale sur la préservation de l'information archéologique, une étude géoarchéologique a été menée sur quatre fenêtres des vallées de la Loire, de la Saône et du Doubs en Bourgogne (France). À partir de sites de franchissement romains et d'un pont médiéval, retrouvés dans le chenal actuel, puis en étendant les recherches à d'autres secteurs, l'évolution des lits mineur et majeur au cours de l'Holocène a été reconstituée. Des informations de natures diverses, datées et spatialisées, ont été croisées : pour les deux derniers siècles, principalement les plans et vues aériennes contemporains, tandis que les périodes plus anciennes sont abordées grâce aux indices archéologiques, à l'analyse géomorphologique du lit majeur et, principalement, aux archives sédimentaires. Ces dernières ont été analysées du point de vue de la sédimentologie de faciès afin d'identifier les processus à l'origine des dépôts.

Les grandes étapes de l'évolution des trois grands cours d'eau étudiés, une fois identifiées et datées, ont été confrontées aux données existantes afin d'interroger l'influence qu'ont pu avoir les fluctuations climatiques et les activités humaines sur la dynamique alluviale. La reconstitution de l'évolution du milieu au cours de l'Holocène permet enfin d'aborder la question de la conservation des données archéologiques en domaine alluvial, propice à l'implantation humaine, mais où l'information est la plupart du temps masquée par une succession de processus taphonomiques.

Mots-clefs : géoarchéologie, Loire, Saône, Doubs, dynamique alluviale, climat, activités humaines, franchissements, archives sédimentaires, crues

Abstract

A geoarchaeological study was led on four sections of the valleys of the Loire, Saône and Doubs rivers (Burgundy, France) in order to point out the factors influencing the alluvial dynamics on a multimillennial scale, and their effects on the preservation of archaeological information. Investigations started by roman and medieval remains of bridges discovered in active channels, were then carried out on larger parts of alluvial plains, and altogether allowed the evolutions of the channels during the Holocene period to be deducted. Various types of information on alluvial characteristics were crossed through time and space: ancient maps and XXth century or aerial photographs for centennial scale, archaeological data, geomorphological analysis, but mostly alluvial deposits for older periods. Facies analyses on fluvial sediments led to the identification and the reconstitution of successive sedimentary environments through time.

The main steps of the evolution of the three rivers, after being identified and dated, were compared to previous studies in order to estimate the respective roles of climatic changes and anthropic influence on alluvial dynamics, on this regional scale, during the Holocene. Preservation of archaeological information in fluvial deposits is therefore discussed here, to reach a better understanding of taphonomic issues in such environments, which are potentially rich in archaeological remains.

Keywords: geoarchaeology, Loire, Saône, Doubs, alluvial dynamics, climate, human activities, crossings, sedimentological records, floods