



HAL
open science

Le bois, archive des changements climatiques entre mer et montagne du Paléolithique moyen au Mésolithique : Composition isotopique ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), reconstitutions paléoclimatiques, histoire des forêts et interactions hommes/milieus

Benjamin Audiard

► **To cite this version:**

Benjamin Audiard. Le bois, archive des changements climatiques entre mer et montagne du Paléolithique moyen au Mésolithique : Composition isotopique ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), reconstitutions paléoclimatiques, histoire des forêts et interactions hommes/milieus. Archéologie et Préhistoire. Université Côte d'Azur, 2020. Français. NNT : 2020COAZ2027 . tel-03506262

HAL Id: tel-03506262

<https://theses.hal.science/tel-03506262v1>

Submitted on 2 Jan 2022

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

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

THÈSE DE DOCTORAT

Le bois, archive des changements
climatiques entre mer et montagne du
Paléolithique moyen au Mésolithique

Benjamin AUDIARD

Cultures et Environnements
Préhistoire, Antiquité, Moyen Âge (CEPAM)

Présentée en vue de l'obtention
du grade de docteur en Préhistoire
d'Université Côte d'Azur

Dirigée par : Isabelle Théry-Parisot

Co-dirigée par : Giovanna Battipaglia

Soutenue le : 13 novembre 2020

Devant le jury, composé de :

Christine Hatté, Directrice de recherche,
LSCE, CEA-CNRS-UVSQ

François Bon, Professeur des universités,
UMR Traces, CNRS-UT2J

Martine Regert, Directrice de recherche,
UMR CEPAM, CNRS-UCA

Brigitte Talon, Maître de Conférences HDR,
UMR IMBE, CNRS-AMU-IRD-AU

Jordi Voltas, Professor, JRU CTFC-
Agrotecino, UdL

Thierry Blasco, Ingénieur de Recherche,
UMR LOV, Sorbonne Université-CNRS

Le bois, archive des changements climatiques entre mer et montagne du Paléolithique moyen au Mésolithique :

composition isotopique ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), reconstitutions paléoclimatiques, histoire des forêts et interactions hommes/milieus

Composition du Jury :

Rapporteurs

Christine Hatté, Directrice de recherche, LSCE, CEA-CNRS-UVSQ

François Bon, Professeur des universités, UMR Traces, CNRS-UT2J

Examineurs

Martine Regert, Directrice de recherche, UMR CEPAM, CNRS-UCA

Brigitte Talon, Maître de Conférences HDR, UMR IMBE, CNRS-AMU-IRD-AU

Jordi Voltas, Professor, JRU CTFC-Agrotecino, UdL

Thierry Blasco, Ingénieur de Recherche, UMR LOV, Sorbonne Université-CNRS

Directrice de thèse

Isabelle Théry-Parisot, Directrice de recherche, UMR CEPAM, CNRS-UCA

Co-directrice de thèse

Giovanna Battipaglia, Professore Associato, UNINA2



Résumé

Au cours de la Préhistoire, les sociétés du passé ont été confrontées à de nombreux changements climatiques et environnementaux, de durée inégale, d'intensité variable et s'inscrivant dans un schéma global de cycle glaciaire/interglaciaire. Dès lors, comprendre la façon dont les sociétés anciennes ont fait face à ces conditions environnementales et comment elles se sont adaptées est une question cruciale pour les préhistoriens. À cet égard, l'étude taxinomique des restes de charbon de bois, bien conservés dans les séquences archéologiques, fournit des informations non seulement sur l'environnement ligneux local, mais aussi sur les stratégies humaines de collecte du bois. Cette approche est confrontée à plusieurs verrous méthodologiques (ex : nécessité d'un grand nombre de charbon, type de dépôts, ...) et interprétatifs (pas d'information sur l'étendue du couvert forestier, limite dans l'interprétation climatique, informations écologiques et économiques imbriquées).

Afin de pallier ces verrous, ce travail s'inscrit dans la continuité des études sur le signal isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) du bois et des études analogues pionnières sur charbons de bois. Le principal objectif est alors de développer une approche croisée (taxinomique et isotopique) dans l'étude des charbons de bois issus des séquences du Pléistocène supérieur et du début de l'Holocène. La première partie de cette thèse se concentre sur la création d'un référentiel actuel sur *Pinus* sp., puis la seconde sur l'étude des assemblages anthracologiques de neuf sites archéologiques diachroniques (Sud-Est de la France : les Canalettes [Paléo. moy.], la Combette [Paléo.moy.], Chauvet-Pont d'Arc [Paléo.sup.], la Baume d'Oulen [Paléo.sup./Més.], la Grotte aux Points [Paléo.sup.], les Deux-Ouvertures [Paléo.sup.], les Prés de Laure [Paléo.moy./sup.], la Baume de Monthiver [Paléo.sup./Més.] ; Nord-Est de la France : Mutzig [Paléo. Moy.]).

Nous montrons, à travers notre référentiel, la possibilité d'utiliser le signal isotopique des charbons de *Pinus*, indépendamment de leur espèce et issus d'un même degré de carbonisation, pour étudier l'évolution climatique et environnementale sur le long terme (évolution basse fréquence). L'application de la méthode sur les sites archéologiques montre quant à elle une conservation préférentielle des charbons issus d'un faible degré de carbonisation. Ce constat, couplé à la réponse physiologique des plantes anciennes (adapté aux conditions atmosphériques et climatiques), procure au signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen un fort potentiel comme marqueur des évolutions environnementales et climatiques de basse fréquence. Plus encore, la possibilité d'obtenir un signal isotopique représentatif par l'analyse « individuelle » ou « groupée » des charbons, permet à notre méthode de s'adapter aux différents contextes archéologiques (caractéristiques du matériel, conservation de la stratigraphie), avec les avantages et inconvénients supplémentaires propres à chacune de ces approches (étude de la variabilité du signal, coût et temps). Les bons résultats obtenus avec d'autres essences que *Pinus* (ici, *Betula*, *Juniperus*) soulignent également sur la polyvalence de cette méthode. Par ailleurs, notre étude soulève la possibilité d'utiliser la variabilité du signal comme marqueur des changements d'aire de collecte du bois.

Outre les apports méthodologiques, ce travail contribue à la connaissance du contexte environnemental et climatique passé. Enfin, l'étude des sites archéologiques du Paléolithique moyen au Mésolithique inscrit ce travail dans la réflexion actuelle autour de la relation sociétés/milieus (gestion du bois, schéma de mobilité, déterminisme naturel, ...).

Mots-clés : Anthracologie, Chimie Isotopique, Paléoenvironnement, Paléoclimat, Paléolithique, Pin sylvestre

Abstract

During Prehistory, past societies challenged numerous climatic and environmental changes, of unequal duration, varying intensity and within a global pattern of glacial/interglacial cycles. Therefore, understanding how these societies faced these environmental conditions and how they adapted is a crucial question for prehistorians. In that respect, the taxonomic study of charcoal remains, well preserved in archaeological sequences, provides information on the local woody environment, but also on human strategies of wood harvesting. This approach is often limited by several methodological (e.g. the need for a large amount of charcoal, types of deposits, ...) and interpretative issues (no information on the extent of forest cover, limitations in climatic interpretation, overlapping of ecological and economic information).

In order to overcome these limitations, this work follows studies on the isotopic signal ($\delta^{13}\text{C}$) of wood and pioneering analogous studies on charcoal. The main objective is to develop a crossover approach (taxonomic and isotopic) in the study of charcoal from Upper Pleistocene and early Holocene sequences. The first part of this thesis focuses on the creation of a modern reference collection on *Pinus* sp. The second part studies the anthracological assemblages of nine diachronic archaeological sites (Southeastern France: les Canalettes [Mid. Paleo.], la Combette [Mid. Paleo.], Chauvet-Pont d'Arc [Upp. Paleo.], la Baume d'Oulen [Upp. Paleo. /Meso.], la Grotte aux Points [Upper Paleolithic, les Deux-Ouvertures [Upp. Paleo.], les Prés de Laure [Mid./Upp. Paleo], la Baume de Monthiver [Upper Paleo. / Meso.]; Northeastern France: Mutzig [Mid. Paleo.]).

Through our modern reference collection, we show that the isotopic signal of *Pinus* charcoals can be used to study the climatic and environmental evolution on the long term (low frequency evolution) independently of their species and with the same degree of carbonization. By applying our method to archaeological sites, we identified a preferential conservation of charcoals with a low carbonization degree. This observation, coupled with the physiological response of ancient plants (adapted to atmospheric and climatic conditions), gives the mean $\delta^{13}\text{C}$ signal a strong potential as a low frequency environmental and climatic proxy. Moreover, by obtaining a representative isotopic signal by “individual” or “grouped” analysis of charcoals, our method can be adapted to different archaeological contexts (characteristics of the material, conservation of the stratigraphy), with the additional advantages and disadvantages specific to each of these approaches (study of the variability of the signal, cost and time). Reliable results obtained with species other than *Pinus* (here, *Betula*, *Juniperus*) also support the versatility of this method. Furthermore, our study shows that signal variability can be used as a marker for changes in wood harvesting areas.

In addition to our methodological contributions, this work brings new data on past environmental and climatic contexts. Finally, our study on archaeological sites spanning from the Middle Paleolithic to the Mesolithic contributes to the current debates on the relationship between societies and environment (wood management, mobility patterns, natural determinism, etc.).

Keywords: Anthracology, Isotopic Chemistry, Paleoenvironment, Paleoclimate, Paleolithic, Scots Pine

« Seule une famille d'oiseaux multicolores s'était réunie dans la fraîcheur du soir pour protéger ce qui n'avait pas brûlé et qui devait être emporté pour l'éternité : l'histoire de l'Arbre-Monde. Pour qu'elle parvienne aux arrière-petits-enfants des mangeurs de soleil [...] Pour que l'Arbre-monde, même muet, leur parle encore. »

Maitry Upanishad.

L'Arbre Monde

in Contés des sages gardiens de la terre,

(dir.) Patrick Fischmann.



REMERCIEMENT

Je tiens tout d'abord à remercier Christine Hatté et François Bon d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail, ainsi que Martine Regert, Brigitte Talon, Jordi Voltas et Thierry Blasco qui ont accepté de faire partie de ce jury et d'évaluer mon travail.

Je remercie la Région Provence Alpes Côtes d'Azur d'avoir accepté de financer cette thèse au sein de l'Université Côte d'Azur, ainsi que le Service Régional d'Archéologie de PACA qui a soutenu cette demande. Je remercie également l'Office National des forêts en tant que partenaire socio-économique de ce travail, ainsi que Veolia, qui ont permis de financer les analyses isotopiques de cette thèse.

Je souhaite ensuite adresser toute ma reconnaissance à ma formidable directrice de thèse Isabelle Théry Parisot, pour m'avoir fait confiance pour réaliser ce projet et de m'avoir accompagné et encouragé tout au long de celui-ci. Ta disponibilité, tes conseils et ton soutien en tout temps m'ont motivé à me dépasser et m'accomplir dans ce travail. Pour tous ces moments et pour tes qualités humaines, un grand merci.

Je tiens également à remercier ma co-directrice de thèse Giovanna Battipaglia, pour son aide tout au long de ma thèse, des longues discussions sur mes données aux relectures de mes travaux. Un grand merci pour m'avoir accueilli en Italie et m'avoir introduit dans cette communauté des isotopistes.

Je remercie aussi les membres de mon comité de suivi de thèse : Didier Binder, Thierry Blasco, Martine Regert pour ces discussions autour de mon travail et tous leurs bons conseils.

J'aimerais adresser mes remerciements à Liliane Meignen pour avoir accepté que je réalise mon travail sur les charbons des Canalettes. Pour toutes nos discussions professionnelles ou non, pour ta gentillesse, pour ton aide et pour la relecture de mes travaux, un grand merci.

Je tiens également à remercier Pierre-Jean Texier de m'avoir permis d'utiliser les charbons de la Combette dans ma thèse, ainsi que les relectures de mes travaux. J'en profite dans le même temps pour remercier Carlo Mogni pour son aide dans le reconditionnement des collections ainsi que les discussions autour de nos données sur la Combette. Un merci également à l'ensemble de l'équipe présente lors de la nouvelle campagne d'échantillonnage.

Mes remerciements vont également à Jean-Michel Geneste et Carole Fritz, qui m'ont permis d'inclure dans ce travail les charbons de Chauvet-Pont d'Arc. Je remercie dans le même temps Jean-Jacques Delannoy pour son accueil à Chambéry et son aide dans la compréhension du site, ainsi que la relecture de mes travaux.

Je voudrais adresser mes remerciements à Julien Monney pour m'avoir fait confiance dans l'étude des charbons des Deux Ouvertures et de la Grotte aux Points. Je tiens à te remercier de m'avoir accueilli sur les fouilles de la Grotte aux Points, ainsi que ta disponibilité et de toute l'aide que tu m'as apportée dans cette étude, y compris la relecture de mes travaux. Pour tous ces agréables moments à travailler avec toi, un grand merci. J'en profite également pour remercier l'ensemble de l'équipe de fouille de la Grotte aux Points pour leur sympathie. Un merci particulier

à Marius Achtelik, Claire Chanteraud pour leur formidable accueil. Dans ce contexte, je voudrais également adresser un grand remerciement à Marco Padovan pour son aide dans les modèles de projection 3D. Sans toi, les observations réalisées sur le site auraient été impossibles.

Je tiens également à remercier Nicolas Teyssandier et Patricia Guillermin, pour avoir accepté mon étude sur le site de la Baume d'Oulen et leur aide dans sa compréhension, ainsi que, leur superbe accueil sur le site. Je désire dans le même temps adresser un grand merci à Pierre-Antoine Beauvais qui a fait beaucoup dans la réussite de cette étude. Merci pour ces discussions, pour la relecture d'une partie de ma thèse et pour ces bons moments passés sur le site. Dans son ensemble, je remercie également toute l'équipe scientifique et l'équipe de fouille de la Baume d'Oulen qui ont fait de mes passages des moments enrichissant professionnellement et très plaisant humainement !

Je désire adresser un profond merci à Antonin Tomasso, Guillaume Porraz et Louise Purdue pour la confiance qu'ils m'ont accordée dans l'étude de la moyenne vallée du Jabron. Pour l'apprentissage du terrain archéologique, pour votre aide, vos conseils, votre soutien apporté tout au long de ma thèse, mais surtout pour votre amitié, je ne vous remercierais jamais assez. Dans l'ensemble j'aimerais remercier les belles âmes que j'ai côtoyées autour du Jabron : à Claude Rouvier pour le partage de ton regard sur le pays et la vie varoise, à Sébastien Marzin pour m'avoir appris à être archéologue en toutes conditions, à Alix Gibaud pour ces soirées à la limite du n'importe quoi, à Giulia Ricci pour sa patience à toute épreuve, à Sophie Costa pour ne jamais m'avoir poussé dans tous mes délires, à Carlo Mogni, pour les chants lyriques sous la douche, à Alain Carré, pour m'avoir transmis ton amour du Jabron, à Joffrey Morin, pour t'en être tenu au programme, à Giorgia Sardelli, pour être haute en couleurs, à Tanguy Castellino, pour m'avoir aidé dans le tri de toutes ces de noisettes, à Carole Cheval, Michel Grenet, Marie-Anne Julien pour ces belles discussions professionnelles et un peu moins, à Maëlys, Manon, Agnès, Iris, Leila, Marco, Sarah, Chimène, Pétronille pour ces longues discussions et ces soirées animées, et dans l'ensemble, à la totalité de l'équipe scientifique et à tous les fouilleurs venus au fil des ans pour avoir fait de ces moments une expérience professionnelle et personnelle aussi unique. Je voudrais également remercier Lionel, Fernanda et Antoine pour nous recevoir de la meilleure des manières, année après année. Enfin, je remercie également les maires de Comps et Trigance, ainsi que la communauté du Jabron pour leur aide et accueil.

Je voudrais adresser mes remerciements à Héloïse Koehler et Fabio Wegmüller pour m'avoir fait confiance dans l'étude des charbons de Mutzig. Un grand merci à toi Héloïse pour m'avoir intégré à ce projet et cette équipe, pour m'avoir aidé dans la compréhension du site, pour ta disponibilité et pour tes relectures dans ma rédaction. Merci Fabio pour ce formidable accueil sur le site qui me fait tarder de revenir. Un grand Merci également à Simon Diemer et Noémie Sévêque pour leur aide et gentillesse qui ont rendu des plus faciles mon intégration dans cette équipe de Mutzig. Je remercie aussi Patrice Wüscher et Emmanuelle Stoetzel pour leur aide dans la compréhension du site. Merci Emmanuelle pour tes conseils lors de ma rédaction. Enfin, j'aimerais remercier dans l'ensemble tous les membres de l'équipe scientifique et l'équipe de fouille que j'ai pu rencontrer lors de ma venue sur le site qui ont fait de celle-ci un moment aussi bien enrichissant professionnellement que personnellement. Avant de s'éloigner de l'Alsace,

je remercie également Sylvain Griselin, Olivier Moine et François Bachelier, pour m'avoir offert l'opportunité de m'intégrer plus amplement dans la recherche paléolithique alsacienne.

J'aimerais ici remercier une nouvelle fois Thierry Blasco et plus largement toute l'équipe du LOV, pour l'accueil qu'ils m'ont apporté au sein de leur laboratoire. Thierry, je ne serais jamais assez te remercier pour toute l'aide et les conseils que tu m'as apportés. Pour ta bienveillance et tous ces bons moments à travailler avec toi, merci.

Je tiens à adresser mes remerciements à Benoist Brossier pour toute l'aide qu'il m'a apportée dans l'apprentissage de la dendrochronologie, pour sa disponibilité, pour l'aide qu'il m'a apportée sur le terrain et pour son accueil à Montpellier. Je remercie dans l'ensemble toute l'équipe de l'ISEM de Montpellier et en particulier, les doctorants pour leur accueil. Un grand merci également à Bruno Depreux pour m'avoir offert l'hébergement et pour ses bons moments de partages qui ont suivi.

Mes remerciements vont également à l'équipe de l'INRIA - Institut Sophia Agrobiotech pour leur accueil et pour m'avoir permis d'utiliser leur broyeur à bille. Je tiens à remercier particulièrement Laurent Lapeyre pour la disponibilité et la gentillesse dont il a fait preuve lors de mes différentes visites.

Je voudrais également remercier Vincent Mourre et Christophe Fourloubey qui m'ont offert l'opportunité de réaliser l'étude anthracologique des charbons de Piechegu et ainsi de m'intégrer plus amplement dans la recherche paléolithique du Sud-Est de la France.

Je remercie également Météo-France et son équipe pour leur disponibilité et pour l'aide sur l'accès à leur base de données.

Le travail que je présente ici aurait été impossible sans l'environnement exceptionnel que le CEPAM a représenté pour moi. Je témoigne tout ma gratitude à Martine Regert ancienne directrice du CEPAM, Isabelle Théry-Parisot actuelle directrice du CEPAM et ancienne directrice de l'équipe GReNES et à Claire Delhon actuelle directrice de l'équipe GReNES pour m'avoir fait bénéficier des meilleures conditions pour mener cette recherche. J'aimerais ici adresser toute ma gratitude à tous mes collègues et amis qui m'ont soutenu tout au long de ma thèse et ont contribué chacun à leur manière à ce qu'elle voit le jour. Je tiens à remercier Anne-Marie Gomez, Myriam Benou, et Delphine Chetiveaux pour leur gentillesse et toute l'aide administrative qu'elles m'ont apportée au cours de cette thèse. Un merci particulier à Anne-Marie, sans qui, cette thèse aurait été littéralement impossible ! Pour ta disponibilité, ta patience et ta délicatesse, un grand merci. Je remercie également Dominique Trousson, Monique Oger et Vanessa Renaudin pour toute l'aide qu'elles m'ont apportée dans la recherche d'ouvrages et articles. Je tiens à remercier Arnauld Jouvenez pour sa disponibilité et pour toute l'aide informatique qu'il m'a apportée. Je remercie également Sabine Sorin pour son aide dans toutes mes demandes à la volée. Je voudrais adresser un grand merci à Arnaud Mazuy, pour l'aide indispensable qu'il m'a apportée pour mes préparations de chimie et mes analyses IFTR. Pour toute ta patience, tes bons conseils, ta disponibilité et ton amitié, un grand merci. J'aimerais à nouveau remercier Alain Carré pour toute l'aide apportée dans toutes les étapes de ma thèse. La liste de tes coups de main serait bien trop longue. Pour tout cela et pour ton amitié, un immense merci. Je désire adresser toute ma gratitude à Antoine Pasqualini pour la création de la base de données de mon référentiel et pour toute l'aide

indispensable apportée dans la mise en page de ce travail. Pour tout ça, pour ta disponibilité à bien d'autres occasions et pour ta gentillesse, un très grand merci.

Je tiens à adresser un remerciement supplémentaire à Louise Purdue. Tes conseils avisés, tes réponses à mes questions plus ou moins utiles, ton soutien, ta patience et surtout ton dynamisme ont fortement contribué à ma motivation et le développement de mon travail. Pour tous ces bons moments passés à travailler avec toi, ou moins, et pour ton amitié, je ne saurais jamais assez te remercier. Je présente également toute ma gratitude à toutes les anthraco du CEPAM. À Claire Delhon, à Auréade Henry, à Isabelle Gillot, à Janet Battentier, Elysandre Puech, Lydie Dussol, Paloma Vidal-Matutano, Léonor Liottier et Alexia Decaix pour toute l'aide que vous m'avez apportée dans l'identification des charbons, la compréhension de cette science merveilleuse, mes questions à tout va et surtout pour tous les bons moments partagés, un très grand merci. Je remercie également Emmanuel Desclaux pour toute l'aide qu'il m'a apportée dans la compréhension des contextes environnementaux du Paléolithique moyen. J'aimerais également remercier Elisa Nicoud (Vive les Savoie), Lamy Khalidi, Vanna-Lisa Coli, Sylvie Beyries (pour m'inviter au prochain « diner de cons »), Valentina Villa, Giulio Palumbi, Gilles Durrenmath, Didier Binder, Martine Regert, Gourguen Davtian, Marzia Gabriele, Louise Gomart, Lionel Gourichon, Isabelle Rodet-Belarbi, Tatiana Theodoroupoulou, Hala Alarashi, Thomas Huet, Michel Dubar, Pascal Verdin, Cédric Lepère, Nicolas Naudinot, pour vos conseils, nos discussions scientifiques et tous ces moments de partages.

J'aimerais témoigner de toute ma reconnaissance à Laura Cassard, Sophie Costa et Océane Acquier pour la présence continue qu'elles m'ont apportée durant ce travail. Les mots me manquent pour vous exprimer tout ce que je vous dois. Pour vos conseils, pour votre soutien, pour ces moments agréables à vos côtés et votre amitié, un éternel merci. J'en profite pour adresser un merci supplémentaire à Sophie pour l'immense aide qu'elle m'a apporté sur la création des cartes de ce travail. Je tiens à adresser un immense merci à tous les doctorants qui ont partagé mon bureau qui ont eu la patience de me supporter, m'ont offert leur soutien et leur aide aux moments où j'en avais besoin. Ainsi, merci une nouvelle fois à Sophie Costa et Océane Acquier, mais aussi à Manon Vuillien, à Cristina de Stefanis et ses répliques magnifiques, à Elysandre Puech, à Arianna Commodari et à Angéla Baranes. Un grand merci particulier à Manon Vuillien pour l'aide indispensable et le soutien régulier dont elle m'a fait part tout au long de cette thèse. J'aimerais bien évidemment remercier tous mes fabuleux collègues doctorants et postdoctorants pour tous leurs conseils, mais surtout leur amitié qui a constitué une part essentielle dans ma motivation de tous les jours. À Léa Drieu pour sa présence rayonnante, à Juliette Guibert Tiret Tiret Cardin pour son amour de tout, à Eugénie Gauvrit Roux pour ces pauses de fin de journée, à Maya Naya Cadalen, à Leila Hoareau pour son immense gentillesse, à Doriane Agassis pour son calme, à Carlo Mologni pour la grappa du matin, à Audrey Roussel pour sa mesure, Daniella Rosso pour son sens critique, mais aussi à Sergio Jiménez Manchón, Carlos Sánchez-Hernández, Marine Vanlandeghem, Margarita Vadillo Conesa et tous les doctorants de passage qui ont partagé mes journées au CEPAM et soirées sur Nice. Un merci supplémentaire à Juliette et Daniella pour leurs relectures de mon résumé de thèse.

Dans l'ensemble, à tous les membres du laboratoire et les chercheurs de passage, je vous adresse toute ma gratitude et mes plus sincères remerciements. Je remercie aussi les étudiants anciens et actuels du Master PPA pour tous ces bons moments de partages.

Je désire également adresser mes remerciements à toute l'équipe d'Arkéodidacte pour toutes ces fabuleuses journées passées avec vous.

J'adresse mes remerciements au personnel de la MSHS pour leurs diverses aides, en particulier à Françoise, Jean-Charles et Nathalie. J'aimerais adresser ici un immense merci à toutes mes rencontres de la MSHS qui m'ont permis de bénéficier d'un cadre de vie essentiel à la réussite de ce travail. Pour vos conseils et tous ces fabuleux moments partagés, merci à Ismaël, Alexandre, Cécile, Camille, Savéria, Dorian, Romain, Emma, Aurore, Romane, Mustapha, Hanane, Tania, Claire, Elise, Alexander, Anaïs, Magali, Tom, Miriam, grand Alex, Sophie, Lou, Francesco, Paolo, et tous les autres doctorants et postdocs de la MSHS.

Je voudrais également adresser un immense merci pour toutes mes fabuleuses rencontres réalisées à Nice qui m'ont apporté le cadre personnel nécessaire à la réalisation de cette thèse. Merci à Giulia pour tous ces superbes moments partagés et tes relectures. Merci à mes fabuleux anciens Colloques Tim et Clélia, Merci à Laure, Mathias, Éric et Guillaume pour toutes ces fantastiques soirées passées ensemble, à Vincent, Thomas, Antoine, Caro, Pierre-Yves, Yvette, Camille, Oriane pour tous ces bons moments, Merci à Stéphanie pour ton amitié. Dans l'ensemble, un grand merci à toutes les personnes qui ont partagé ces cinq dernières années sur Nice.

Je terminerais par les personnes sans qui rien n'aurait été possible, puisqu'elles sont une part essentielle de ce que je suis et restent indispensables à mon équilibre :

Merci à mes amis Djé, Enzo, Lény et Mélissa qui n'ont jamais cessé de me soutenir et m'ont toujours apporté l'énergie qu'il me fallait. Un Merci supplémentaire à Mélissa pour toutes tes relectures.

Merci à Poppy de toujours avoir été là pour moi pendant ces dix dernières années. Sans toi, avancer aurait été impossible.

Merci à toi Maëlys, qui m'a montré qu'il fallait être persévérant. Merci à toi pour tout ton soutien, pour ton aide morale et pour m'avoir supporté en toutes circonstances. C'est aussi grâce à tes attentions quotidiennes que ce travail a pu aboutir.

Merci à mes proches de m'avoir soutenu, encouragé et aidé à relativiser quand cela était nécessaire. À ma grande famille qui s'étend au-delà du sang, votre présence est une chance et une aide inestimable, cela m'a toujours porté.

Je terminerais par les personnes sans qui, rien n'aurait été possible. Merci à ma sœur, à ma mère et à mon père. Si je vous remercie évidemment pour toute cette relecture interminable de ma thèse, c'est surtout pour vos encouragements, pour votre soutien, pour votre amour qui ont fait de moi ce que je suis et ce dont je vous remercie. Sans vous, ce travail de thèse n'aurait certainement même jamais commencé.

NB : Un grand merci également à la forêt évidemment qui m'a aidé à me construire quand j'étais jeune et qui aujourd'hui est une véritable source d'inspiration dans mes projets professionnels !

SOMMAIRE

INTRODUCTION	13
--------------------	----

CHAPITRE 1 ETAT DE L'ART DES MÉTHODES

I. LE BOIS : DU MATÉRIAU À L'ARCHIVE CLIMATIQUE	19
I.1. Formation et composition	19
I.1.1. La photosynthèse : à l'origine du bois	19
I.1.1.a. <i>Le système photosynthétique du métabolisme de type « C3 »</i>	19
I.1.1.b. <i>Le xylème secondaire et sa structure</i>	20
I.1.1.c. <i>Composition élémentaire et moléculaire</i>	21
I.1.2. Les cernes : archive cyclique de la formation de l'arbre.....	23
I.1.2.a. <i>les cernes comme marqueur temporel : la dendrochronologie</i>	24
I.1.2.b. <i>les cernes comme archives climatiques : la dendroclimatologie</i>	25
I.1.2.c. <i>Variabilité naturelle et tendance juvénile</i>	26
I.2. La chimie isotopique du bois : focus sur le $\delta^{13}\text{C}$	27
I.2.1. Prérequis sur les isotopes et ratios isotopiques	27
I.2.1.a. <i>Les isotopes : définitions</i>	27
I.2.1.b. <i>Rapports isotopiques : évolution des proportions isotopiques dans la nature</i>	27
I.2.2. Intégration du carbone dans la plante : fractionnement isotopique	28
I.2.2.a. <i>Le fractionnement isotopique : généralité</i>	28
I.2.2.b. <i>Le fractionnement isotopique durant l'intégration du carbone par les feuilles : entre conductance et carboxylation</i>	28
I.2.2.c. <i>Le fractionnement isotopique durant l'intégration des sucres par la plante : différences anatomiques et moléculaires</i>	30
I.2.3. Variabilité naturelle du $\delta^{13}\text{C}$ de la plante	31
I.2.3.a. <i>Variabilité intra-individu et Variabilité inter-individus</i>	31
I.2.3.b. <i>Variabilité inter-espèces</i>	33
I.2.4. Evolution du $\delta^{13}\text{C}$ en fonction de l'environnement	35
I.2.4.a. <i>Impact des paramètres climatiques sur $\delta^{13}\text{C}$</i>	35
I.2.4.b. <i>La disponibilité en eau et le $\delta^{13}\text{C}$</i>	37
I.2.4.c. <i>La température, la lumière et le $\delta^{13}\text{C}$</i>	37
I.2.4.d. <i>L'altitude et le $\delta^{13}\text{C}$</i>	41
I.2.4.e. <i>Autres facteurs et le $\delta^{13}\text{C}$</i>	42
I.2.5. Le $\delta^{13}\text{C}$ comme proxy climatique : une question d'échelle	42
I.2.5.a. <i>Evolution annuelle et saisonnière du $\delta^{13}\text{C}$</i>	43
I.2.5.b. <i>Evolution pluriannuelle à pluridécennale du $\delta^{13}\text{C}$</i>	43
I.2.6. les tendances non-climatiques du $\delta^{13}\text{C}$	44
I.2.6.a. <i>Impact de l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ et du CO_2 atmosphérique</i>	44

1.2.6.b. <i>L'effet Juvénile</i>	46
1.2.7. Synthèse	47
II. LES CHARBONS : PRODUIT DE LA PYROLYSE DU BOIS.....	48
II.1. Impact structural et moléculaire de la pyrolyse	48
II.1.1. La pyrolyse du bois : définition générale et vocabulaire	48
II.1.2. Du bois au charbon de bois	48
II.1.2.a. <i>Principe physico-chimique de la transformation du bois en charbon</i>	48
II.1.2.b. <i>Evolution moléculaire du charbon</i>	51
II.2. Fractionnement isotopique lié à la pyrolyse.....	52
II.2.1. Données générales de l'impact de la pyrolyse sur le $\delta^{13}\text{C}$	52
II.2.1.a. <i>Modèle général</i>	52
II.2.1.b. <i>Evolution du $\delta^{13}\text{C}$ en fonction des températures de carbonisation des éléments constitutifs</i> 53	
II.2.1.c. <i>Foyers ouverts ou foyers fermés</i>	54
II.2.2. Conservation du signal climatique du $\delta^{13}\text{C}$ dans les charbons de bois	54
II.2.2.a. <i>Observations générales entre l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ des charbons et le climat</i>	54
II.2.2.b. <i>Modèle de correction du $\delta^{13}\text{C}$ en fonction de la température</i>	55
III. L'ANTHRACOLOGIE : ÉTUDE DES CHARBONS DE BOIS ARCHÉOLOGIQUES	56
III.1. L'anthracologie : une science holistique.....	56
III.1.1. Identification taxinomique du bois.....	56
III.1.2. les informations du spectre anthracologique	57
III.2. $\delta^{13}\text{C}$ et anthracologie.....	61
IV. CADRE CLIMATIQUE ET ENVIRONNEMENTAL : DU PLÉISTOCÈNE À LA TRANSITION HOLOCÈNE EN EUROPE TEMPÉRÉE	66
IV.1. Évolutions climatiques générales du Pléistocène supérieur et réponses de la végétation	66
IV.1.1. Les cycles et variations climatiques généraux du Pléistocène supérieur.....	66
IV.1.2. Les dynamiques environnementales au Pléistocène supérieur	68
IV.2. Synthèse des connaissances sur l'évolution climatique et environnementale des régions et périodes d'étude	70
IV.2.1. Contextes climatiques et environnementaux au MIS 5/MIS 4 dans le Sud-Est de la France.....	70
IV.2.2. Contextes climatiques et environnementaux dans le Sud-Est de la France du MIS 3 au début de l'Holocène	71
IV.2.2.a. <i>Fluctuations climatiques et environnementales du MIS 3</i>	71
IV.2.2.b. <i>Le MIS 2 et le dernier maximum glaciaire</i>	73
IV.2.2.c. <i>Du Tardiglaciaire (MIS 2) au début de l'Holocène (Greenlandien)</i>	74
IV.2.3. Contextes climatiques et environnementaux dans le Nord-Est de la France pendant le MIS 5 (d à a).....	78

CHAPITRE 2

CRÉATION D'UN RÉFÉRENTIEL ACTUEL ET FORMALISATION D'UN PROTOCOLE D'ÉTUDE POUR LES CHARBONS ARCHÉOLOGIQUES

I. CHOIX DE L'ESSENCE : <i>PINUS SYLVESTRIS</i> (<i>PINUS</i> SP.)	80
I.1. Le Pin type sylvestre : une essence hégémonique dans les restes anthracologiques.....	81
I.2. Le Pin sylvestre : une bonne archive climatique.....	82
II. INSTRUMENTATION ANALYTIQUE : EA-IRMS.....	82
II.1. Instrument de mesure élémentaire : Analyses Élémentaires (EA, pour elementary analysis) .	83
II.1.1. Principes d'analyses	83
II.1.2. Traitement des données obtenues	84
II.2. Instrument de mesure Isotopique : Spectrométrie de Masse à Rapport Isotopique (IRMS, pour isotope-ratio mass spectrometry).....	84
II.2.1. Principes d'analyses	84
II.2.2. Traitement des données obtenues (ex : CO ₂)	84
III. RÉFÉRENTIEL ACTUEL	85
III.1. Étude de la variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ issu de charbons chez différentes espèces de pins pour une même zone géographique.....	85
III.1.1. Corpus d'étude	85
III.1.1.a. Site d'étude et échantillonnage.....	85
III.1.1.b. Données météorologiques.....	86
III.1.2. Protocole d'étude	87
III.1.2.a. Dendrochronologie et choix des cernes étudiés	87
III.1.2.b. Préparation et combustion des échantillons	89
III.1.2.c. Prétraitement des échantillons avant l'analyse isotopique	91
III.1.2.d. Méthode d'analyse.....	92
III.1.2.e. Nomenclature des échantillons et base de données	92
III.1.2.f. Correction du $\delta^{13}\text{C}$ de l'effet de l'industrialisation.....	93
III.1.2.g. Analyses statistiques employées.....	93
III.1.3. Résultats	94
III.1.3.a. Carbonisation des échantillons	94
III.1.3.b. Variabilité isotopique circonférentielle du bois au charbons de bois.....	95
III.1.3.c. Signal isotopique et variabilité isotopique intra-espèce et inter-espèces du bois au charbon de bois.....	98
III.1.3.d. Conservation du signal climatique après combustion.....	103
III.1.3.e. Evolution du %C avec la combustion	105
III.1.4. Discussion	106
III.1.4.a. Variabilité du signal $\delta^{13}\text{C}$ intra-genre (<i>Pinus</i> sp.) du bois	106
III.1.4.b. Variabilité du signal $\delta^{13}\text{C}$ intra-genre (<i>Pinus</i> sp.) des charbons	107
III.1.4.c. Discussion autour de l'effet de la combustion sur le signal climatique du $\delta^{13}\text{C}$ intra- genre (<i>Pinus</i> sp.) des charbons	109

III.1.4.d. Synthèse de l'effet de la combustion sur le signal isotopique et le potentiel d'un signal $\delta^{13}\text{C}$ mixte « Pinus sp. » comme proxy climatique	110
III.1.5. Conclusions	111
III.2. Etude de la réponse climatique du $\delta^{13}\text{C}$ dans les charbons de différentes populations de Pins sylvestres issues de zones géographiques hétéroclites	113
III.2.1. Corpus d'étude	113
III.2.1.a. Choix des sites et échantillonnage	113
III.2.1.b. Données météorologiques et choix des cernes étudiés	116
III.2.2. Protocole d'étude	118
III.2.2.a. État des carottes et dendrochronologie	118
III.2.2.b. Préparation, combustion et Prétraitement des échantillons avant l'analyse isotopique	118
III.2.2.c. Méthode d'analyses, Nomenclature des échantillons et base de données	119
III.2.2.d. Corrections du $\delta^{13}\text{C}$ de l'effet de l'industrialisation	120
III.2.3. Résultats	120
III.2.3.a. Variabilité naturelle et réponse du $\delta^{13}\text{C}$ du bois entre différents milieux	121
III.2.3.b. Impact général de la combustion sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ pour différentes origines du bois	129
III.2.3.c. Impact de la combustion sur le signal isotopique et l'enregistrement climatique site par site	132
III.2.3.d. Comparaison du signal isotopique des charbons entre les sites du référentiel et des données annexes obtenues précédemment sur la vallée de la Vésubie	141
III.2.4. Interprétation et discussion	143
III.2.4.a. Effet du territoire sur la réponse isotopique et enregistrement du signal climatique	143
III.2.4.b. Conservation du signal environnemental pendant la combustion	146
III.2.4.c. Signal environnemental et climatique moyen d'un site	147
III.2.5. Synthèse	148
IV. PROTOCOLE D'ÉTUDES DES CHARBONS ARCHÉOLOGIQUES	150
IV.1. Prélèvements et analyses taxinomiques	150
IV.1.1. Sélection des charbons de bois	150
IV.1.2. Analyses taxinomiques des charbons	150
IV.2. Préparations des échantillons et analyses élémentaires et isotopiques	151
IV.2.1. Sélection des échantillons : entre charbons individuels et charbons regroupés	151
IV.2.2. Pré-traitement des échantillons	152
IV.2.3. Analyses EA-IRMS	153
IV.3. Traitements des données isotopiques	153
IV.3.1. Correction des données atmosphériques	153
IV.3.1.a. Évolution de la concentration du $\delta^{13}\text{C}$ atmosphérique	153
IV.3.1.b. Évolution de la concentration du CO_2 atmosphérique	154
IV.3.2. Correction effet de la carbonisation	154

CHAPITRE 3
 UTILISATIONS DE L'OUTIL ISOTOPIQUE ($\delta^{13}\text{C}$) SUR LES CHARBONS
 ARCHÉOLOGIQUES DE DIFFÉRENTS SITES DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

I. INTRODUCTION DU CORPUS D'ÉTUDE	157
II. LA TRANSITION INTERGLACIAIRE/GLACIAIRE ENTRE LE STADE ISOTOPIQUE 5 ET 4, ÉTUDE DE L'ABRI DES CANALETTES ET DE L'ABRI DE LA COMBETTE.....	160
II.1. Introduction au contexte environnemental et culturel supra-régional et régional.....	160
II.2. Le site archéologique de l'abri des Canalettes.....	164
II.2.1. Contexte.....	164
II.2.1.a. Contexte géographique et rapide historique de fouilles.....	164
II.2.1.b. Contexte sédimentaire et chronoculturel.....	167
II.2.1.c. Contexte climatique et environnemental actuel et disponibilité des matières premières	170
II.2.1.d. Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales.....	172
II.2.2. Matériel et méthode.....	175
II.2.3. Résultats.....	176
II.2.4. Interprétation	178
II.2.5. Discussion.....	180
II.2.5.a. Variabilité du signal isotopique.....	180
II.2.5.b. Apport paléoenvironnemental du signal isotopique.....	181
II.2.5.c. La sélection du combustible sur le site des Canalettes	182
II.2.5.d. Évolution climatique et traditions techniques et culturelles	183
II.2.6. Synthèse	184
II.3. Le site archéologique de l'abri de la Combette	185
II.3.1. Contexte.....	185
II.3.1.a. Contexte géographique et rapide historique de fouilles.....	185
II.3.1.b. Contexte sédimentaire et chronologique	186
II.3.1.c. Contexte culturel.....	189
II.3.1.d. Contexte climatique et environnemental actuel et disponibilité des matières.....	191
II.3.1.e. Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales.....	192
II.3.2. Matériel et méthodes	194
II.3.3. Résultats	197
II.3.4. Interprétation	199
II.3.4.a. Variabilité du signal isotopique.....	199
II.3.4.b. Ensemble limoneux inférieur ; 1 ^{er} sous-ensemble (phases isotopiques I & II).....	200
II.3.4.c. Ensemble limoneux inférieur ; 2 ^{ème} et 3 ^{ème} sous-ensemble (phases isotopiques III, IV & V) .	202
II.3.4.d. Ensemble limoneux supérieur (phases isotopiques VI & VII)	204
II.3.5. Discussion.....	205
II.3.5.a. Variabilité du signal isotopique.....	205
II.3.5.b. Apport paléoenvironnemental du signal isotopique.....	205
II.3.5.c. Impact de la chronologie sur l'interprétation du signal isotopique de la Combette	208

II.3.5.d. <i>Quel système de collecte du bois pour le site de la Combette</i>	210
II.3.5.e. <i>Fonction du site de la Combette dans le territoire</i>	212
II.3.6. Synthèse	212
II.4. Conclusion régionale	214
II.4.1. Conclusions paléoenvironnementales.....	214
II.4.2. Conclusions culturelles.....	215
III. LES GORGES DE L'ARDÈCHE DU PALÉOLITHIQUE SUPÉRIEUR AU MÉSOLITHIQUE (DU MIS3 AU TARDIGLACIAIRE).....	216
III.1. Introduction au contexte environnemental et culturel régional.....	216
III.2. Le site archéologique de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc.....	220
III.2.1. Contexte.....	220
III.2.1.a. <i>Contexte géographique et rapide historique de fouilles</i>	220
III.2.1.b. <i>Contexte sédimentaire et chrono-culturelle de l'étude</i>	221
III.2.1.c. <i>Contexte environnemental actuel et disponibilité des matières premières</i>	225
III.2.1.d. <i>Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales</i>	226
III.2.2. Matériel et méthode.....	227
III.2.3. Résultats	228
III.2.4. Interprétation	232
III.2.4.a. <i>Étude taxinomique</i>	232
III.2.4.b. <i>Étude isotopique ($\delta^{13}C$)</i>	232
III.2.5. Discussion.....	236
III.2.5.a. <i>Variabilité du signal isotopique</i>	236
III.2.5.b. <i>Apport paléoenvironnemental du signal isotopique et chronostratigraphie</i>	238
III.2.5.c. <i>La sélection du combustible à la grotte de Chauvet-Pont d'Arc</i>	240
III.2.6. Synthèse	241
III.3. Le site archéologique de la Grotte aux Points	242
III.3.1. Contexte.....	242
III.3.1.a. <i>Contexte géographique et rapide historique des fouilles</i>	242
III.3.1.b. <i>Contexte sédimentaire et chronoculturel de l'étude</i>	244
III.3.1.c. <i>Contexte environnemental actuel et disponibilité des matières premières</i>	251
III.3.1.d. <i>Contexte paléoclimatiques et paléoenvironnementales</i>	253
III.3.2. Matériel et méthode.....	253
III.3.3. Résultats	254
III.3.3.a. <i>Étude taxinomique des charbons</i>	254
III.3.3.b. <i>Étude de l'altération fongique des charbons</i>	262
III.3.3.c. <i>Étude du signal isotopique $\delta^{13}C$ des charbons</i>	263
III.3.4. Interprétation	275
III.3.4.a. <i>Étude taxinomique des charbons</i>	275
III.3.4.b. <i>Étude de l'altération fongique des charbons</i>	277
III.3.4.c. <i>Étude du signal isotopique $\delta^{13}C$ des charbons</i>	277
III.3.5. Discussion.....	279
III.3.5.a. <i>Variabilité du signal isotopique</i>	279
III.3.5.b. <i>Apport paléoenvironnemental du signal isotopique</i>	281

III.3.5.c. Apport du signal isotopique dans la compréhension des attributions chrono-culturelle de la stratigraphie de la Grotte aux points.....	283
III.3.5.d. La sélection du combustible de la Grotte aux Points.....	284
III.3.6. Synthèse.....	284
III.4. Le site archéologique de la Baume d'Oulen.....	286
III.4.1. Contexte.....	286
III.4.1.a. Contexte géographique et rapide historique des fouilles.....	286
III.4.1.b. Contexte sédimentaire et chrono-culturel de l'étude.....	288
III.4.1.c. Contexte environnemental actuel et disponibilité des matières premières.....	295
III.4.1.d. Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales.....	296
III.4.2. Matériel et méthode.....	297
III.4.3. Résultats.....	298
III.4.3.a. Études taxinomiques des charbons.....	298
III.4.3.b. Études des indices de contamination fongiques ante-carbonisation.....	299
III.4.3.c. Études du signal isotopique $\delta^{13}C$ des charbons.....	300
III.4.4. Interprétation.....	301
III.4.5. Discussion.....	303
III.4.5.a. Variabilité du signal isotopique.....	303
III.4.5.b. Apport paléoenvironnemental du signal isotopique.....	304
III.4.5.c. Apport du signal isotopique dans la compréhension des attributions chrono-culturelle de la stratigraphie de la Baume d'Oulen.....	306
III.4.5.d. La sélection du combustible sur le site de la Baume d'Oulen.....	307
III.4.6. Synthèse.....	308
III.5. Synthèse régionale.....	309
III.5.1. Synthèse des données environnementales des Gorges de l'Ardèche.....	309
III.5.1.a. Confrontations des données anthracologiques des différents sites étudiés.....	309
III.5.1.b. Confrontation des différentes données isotopiques des charbons des différents sites étudiés.....	311
III.5.1.c. Synthèse de l'histoire environnementale des Gorges de l'Ardèche d'après l'étude taxinomique et isotopique des charbons.....	315
III.5.2. Entité culturelle des Gorges de l'Ardèche au Paléolithique supérieur.....	320
IV. LA MOYENNE VALLÉE DU JABRON DU PALÉOLITHIQUE SUPÉRIEUR AU MÉSOLITHIQUE (DU MIS 3 AU DÉBUT DE L'HOLOCÈNE).....	322
IV.1. Introduction au contexte environnemental et culturel régional.....	322
IV.2. Le site archéologique des Prés de Laure.....	327
IV.2.1. Contexte.....	327
IV.2.1.a. Contexte géographique et rapide historique des fouilles.....	327
IV.2.1.b. Contexte sédimentaire et chronoculturel.....	329
IV.2.1.c. Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales.....	333
IV.2.2. Matériel et méthode.....	334
IV.2.3. Résultats.....	336
IV.2.3.a. Étude taxinomique des charbons.....	336
IV.2.3.b. Données préliminaires sur l'altération fongique des charbons.....	336

IV.2.3.c. Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons	337
IV.2.4. Interprétation	338
IV.2.4.a. Étude taxinomique des charbons	338
IV.2.4.b. Étude de l'altération fongique des charbons	339
IV.2.4.c. Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons	339
IV.2.5. Discussion	340
IV.2.5.a. Variabilité du signal isotopique	340
IV.2.5.b. Apport paléoenvironnemental du signal isotopique	341
IV.2.5.c. La sélection du combustible sur le site des Prés de Laure	341
IV.2.6. Synthèse	342
IV.3. L'abri de la Baume de Monthiver	343
IV.3.1. Contexte	343
IV.3.1.a. Contexte géographique et rapide historique de fouilles	343
IV.3.1.b. Contexte sédimentaire et chronoculturel	344
IV.3.1.c. Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales	347
IV.3.2. Matériel et méthode	348
IV.3.3. Résultats	349
IV.3.3.a. Étude taxinomique des charbons (US 21 et US 3)	349
IV.3.3.b. Étude de l'altération fongique des charbons (US 3)	350
IV.3.3.c. Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (US 3)	351
IV.3.4. Interprétation	352
IV.3.4.a. Étude taxinomique des charbons (et noisettes) (US 21 et US3)	352
IV.3.4.b. Étude de l'altération fongique des charbons (US 3)	353
IV.3.4.c. Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (US 3)	354
IV.3.5. Discussion	356
IV.3.5.a. Variabilité du signal isotopique	356
IV.3.5.b. Apport paléoenvironnemental et chrono-culturel de l'étude	356
IV.3.5.c. La sélection du combustible et consommation de noisettes sur la Baume de Monthiver ...	358
IV.3.6. Synthèse	358
IV.4. Synthèse sur la moyenne vallée du Jabron	360
IV.4.1. Synthèse des données environnementales et climatiques de la moyenne vallée du Jabron	360
IV.4.1.a. Confrontations des différentes données anthracologiques des différents sites étudiés	360
IV.4.1.b. Confrontations des différentes données isotopiques des charbons des différents sites étudiés	361
IV.4.1.c. Synthèse de l'histoire environnementale et climatique de la moyenne vallée du Jabron d'après l'étude taxinomique et isotopique des charbons	364
IV.4.2. Entité culturelle de la moyenne vallée du Jabron du Paléolithique moyen au Mésolithique	368
IV.4.2.a. Évolution technique et socio-culturelle du Paléolithique moyen au Paléolithique supérieur	368
IV.4.2.b. Occupations de la moyenne vallée du Jabron au Mésolithique	369
V. LE DÉBUT GLACIAIRE DU STADE ISOTOPIQUE 5 ET SES ÉVOLUTIONS DANS LE NORD-EST DE LA FRANCE : ÉTUDE ISOTOPIQUE DU SITE DE MUTZIG	371
V.1. Contexte du site archéologique de Mutzig	373
V.1.1. Contexte géographique et rapide historique de fouilles	373

V.1.2. Contextes sédimentaire et chronoculturel	374
V.1.2.a. Contextes sédimentaire et stratigraphique du site	374
V.1.2.b. Contexte chronologique	379
V.1.2.c. Evolution culturelle et fonction du site	379
V.1.3. Contextes climatique et environnemental actuels et disponibilité des matières	380
V.1.4. Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales.....	381
V.2. Matériel et méthode	384
V.3. Résultats	385
V.3.1. Étude taxinomique des charbons	385
V.3.1.a. Identification taxinomique générale	385
V.3.1.b. Étude taxinomique des charbons de <i>Picea/Larix</i>	388
V.3.2. Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (US 3)	389
V.4. Interprétation.....	392
V.4.1. Étude taxinomique des charbons	392
V.4.2. Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (US 3)	393
V.5. Discussion.....	395
V.5.1. Variabilité du signal isotopique et enregistrement climatique	395
V.5.2. Apport paléoenvironnemental et paléoclimatique du signal isotopique.....	397
V.5.2.a. Nouvelles données locales	397
V.5.2.b. Nouvelles données régionales	399
V.5.3. Évolution climatique et traditions techniques et culturelles	401
V.6. Synthèse	402

CHAPITRE 4

SYNTHÈSE ET DISCUSSION AUTOUR DU POTENTIEL DE L'UTILISATION DU $\delta^{13}\text{C}$ DES CHARBONS DE BOIS PRÉHISTORIQUES

I. REPRÉSENTATIVITÉ DU SIGNAL ISOTOPIQUE ISSU DE CHARBONS DE BOIS ARCHÉOLOGIQUES	405
I.1. Réflexion autour des effets de la carbonisation et des processus post-dépositionnels sur le potentiel de la méthode.....	406
I.1.1. Correction de l'impact de la carbonisation	406
I.1.2. Conservation des charbons selon le degré de carbonisation.....	407
I.1.2.a. Tendance générale des teneurs en Carbone des charbons archéologiques	407
I.1.2.b. Conservation des charbons aux processus post-dépositionnels	408
I.1.3. Altérations et contaminations carbonées post-dépositionnelles.....	410
I.2. Variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ issu de charbons de bois	411
I.2.1. Variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ dans les charbons d'un même ensemble stratigraphique	411
I.2.1.a. Étude de la variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ à travers le référentiel actuel	411
I.2.1.b. Étude de la variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ à travers les applications archéologiques.....	412

1.2.1.c. Synthèse sur la variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ et choix de la méthode d'analyse dans les études archéologiques	416
1.2.2. Réflexion autour de l'effet juvénile	418
II. INTERPRÉTATIONS DES ÉVOLUTIONS DU SIGNAL ISOTOPIQUE DES CHARBONS COMME PROXY CLIMATIQUE ET ENVIRONNEMENTAL DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR AU DÉBUT DE L'Holocène	420
II.1. Enregistrement isotopique des évolutions climatiques et environnementales : postulat et observations	420
II.1.1. Réponse isotopique aux facteurs climatiques et environnementaux.....	420
II.1.1.a. Postulat général.....	420
II.1.1.b. Effet positif des très basses températures sur le signal $\delta^{13}\text{C}$	421
II.1.1.c. Entre populations collectées et sensibilité de la plante aux changements climatiques.....	423
II.1.2. Enregistrement climatique inter-genres, observation préliminaire sur <i>Betula</i> sp. et <i>Juniperus</i> sp.	423
II.1.2.a. Différences dans l'enregistrement inter-genres dans le bois.....	423
II.1.2.b. Observations archéologiques préliminaires du signal $\delta^{13}\text{C}$ chez <i>Juniperus</i> sp. et <i>Betula</i> sp.	424
II.1.3. Enregistrement du signal climatique et environnemental de basse et haute fréquence, à une échelle locale	425
II.2. Impact des conditions glaciaires et des évolutions du carbone atmosphérique sur l'enregistrement du signal $\delta^{13}\text{C}$	427
II.2.1. Changements des paramètres atmosphériques $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et $\text{CO}_{2\text{atm}}$	427
II.2.2. Enregistrement isotopique du signal climatique et environnemental entre période glaciaire et interglaciaire. Possible adaptation des plantes au climat	429
III. SYNTHÈSE SUR LA REPRÉSENTATIVITÉ CLIMATIQUE ET ENVIRONNEMENTALE DU SIGNAL ISOTOPIQUE ISSU DE CHARBONS DE BOIS ARCHÉOLOGIQUES (SYNTHÈSE DE C4.I & II)	432
IV. ANALYSES ISOTOPIQUES ET TAXINOMIQUES CROISÉES DES CHARBONS ARCHÉOLOGIQUES : NOUVEAU MARQUEUR ENVIRONNEMENTAL ET CLIMATIQUE	436
IV.1. Apports paléoécologiques de l'utilisation de l'analyse isotopique des charbons de bois	436
IV.1.1. L'analyse isotopique : une méthode complémentaire de l'analyse taxinomique des charbons... ..	436
IV.1.1.a. Rappel sur les apports paléoécologiques et leurs limites en anthracologie	436
IV.1.1.b. Nouveaux apports paléoécologiques de l'analyse isotopique des charbons.....	436
IV.1.2. un proxy climatique local et stratifié dans le temps	438
IV.1.2.a. Intérêts et aléas de la méthode isotopique dans différents contextes stratigraphiques	438
IV.1.2.b. Potentiel de l'utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ comme marqueur intrarégional	439
IV.2. Nouvelles données paléoenvironnementales et paléoclimatiques	440
IV.2.1. Nouvelles données paléoenvironnementales et paléoclimatiques intrasite	440
IV.2.2. Nouvelles données paléoenvironnementales et paléoclimatiques intersites et extra-régionales.	441
V. ANALYSES ISOTOPIQUES ET TAXINOMIQUES CROISÉES DES CHARBONS ARCHÉOLOGIQUES : NOUVELLES SOURCES D'INFORMATIONS ARCHÉOLOGIQUES	443
V.1. Apport de l'utilisation de l'analyse isotopique en complément des autres études sur les charbons	443
V.1.1. Complémentarité des approches pour renseigner les pratiques de collecte	443

<i>V.1.1.a. Les informations du signal taxinomique</i>	443
<i>V.1.1.b. Décomposition du signal taxinomique par comparaison au signal isotopique</i>	443
<i>V.1.1.c. Les indices d'attaques fongiques précombustion</i>	444
V.1.2. La variabilité isotopique comme signature des zones de collectes multiples	445
V.2. Nouvelles données sur le comportement humain	446
V.2.1. Données sur la gestion des combustibles	446
V.2.2. Les systèmes de mobilité et l'évolution socio-économique	447
 CONCLUSION	 449
BIBLIOGRAPHIE	457

ANNEXES

Annexe 1 : Présentation de l'étude de la grotte des Deux-Ouvertures	530
Annexe 2 : Description et étude des sols des différents sites d'échantillonnage du référentiel.....	537
Annexe 3 : Open Access à la base de données du référentiel.....	538
Annexe 4 : Résultats moyens des mesures des cernes obtenues sur les carottes pour les sites secondaires du référentiel et choix des groupes de cernes pour l'étude.....	538
Annexe 5 : Données isotopiques et teneurs en carbone obtenues pour chaque site archéologique	540
Annexe 6 : Résultats des analyses IFTR sur les différents sites archéologiques.....	552
 TABLE DES ILLUSTRATIONS ET DES TABLEAUX	 563

INTRODUCTION

Dans le cadre des changements climatiques actuels et des bouleversements environnementaux qui leurs sont associés, le rôle du milieu dans la structuration des sociétés humaines est devenu un thème central dans les débats publics et scientifiques. Or, cette problématique n'est pas propre aux périodes actuelles, mais questionne bien l'ensemble des évolutions sociétales aux cours de l'histoire humaine. En particulier, l'impact de la relation Homme/milieu dans les trajectoires culturelles des sociétés préhistoriques nomades, contemporaines de nombreuses évolutions environnementales, nourrit les débats scientifiques depuis de nombreuses années.

En effet, couvrant plusieurs centaines de milliers d'années, la Préhistoire est contemporaine de plusieurs cycles glaciaire/interglaciaire, entrecoupés d'interstades ou d'événements climatiques intenses, auxquels les sociétés successives ont dû faire face (Bosselin, 2003; Brochier, 1962; Dansgaard et al., 1993; Johnsen et al., 1992; Petit et al., 1999; Renault-Miskovsky and Leroi-Gourhan, 1981). Or, ces dernières sont majoritairement caractérisées par un mode de vie chasseur-cueilleur et nomade (Paléolithique/Mésolithique). L'impact des changements climatiques et environnementaux sur l'hospitalité des territoires ou la disponibilité des ressources animales et végétales interrogent, de surcroît, leurs conséquences sur la gestion des ressources et les schémas de mobilité de ces sociétés. Plus largement, la question d'une adaptation des systèmes socio-économiques face à l'évolution du climat, plus ou moins rigoureux, peut être soulevée. Quel est alors la part du déterminisme naturel dans ces modifications ? Quel peut être l'impact des interactions entre les sociétés humaines et leur milieu dans les évolutions techniques et culturelles ?

Dans l'optique de répondre à ces questions, l'identification et la caractérisation des changements climatiques et environnementaux passés, à haute résolution (chronologique et géographique), apparaissent alors comme essentielles. L'intérêt de cette collecte d'informations est en particulier soulevé pour le Pléistocène supérieur (dernier cycle glaciaire/interglaciaire), période pour laquelle les évolutions économiques, techniques et culturelles des sociétés paléolithiques et mésolithiques sont de mieux en mieux appréhendées (Bon, 2009; Djindjian, 2018). Associées aux nombreuses découvertes de séquences conservées (archéologiques ou naturelles) et à l'amélioration des méthodes/instrumentations, ces connaissances offrent alors matière à un véritable approfondissement de notre perception de la relation Homme/milieu durant la Préhistoire. Elles permettent en particulier d'appréhender le rôle crucial que le climat et les changements de végétations ont pu avoir sur l'évolution des sociétés de l'époque.

Parmi les nombreuses méthodes et objets utilisés pour collecter les données paléoclimatiques et paléoenvironnementales (carottes glaciaires, géomorphologie, palynologie, microfaune, etc.), l'analyse des charbons de bois, ou anthracologie, présente un intérêt singulier. En effet, la bonne conservation des charbons à travers le temps et dans différents contextes, fait de ceux-ci l'un des vestiges archéologiques les plus fréquents sur les sites préhistoriques. Plus encore, l'étude des charbons de bois apporte non seulement des données originales sur la végétation et

le climat passé, mais permet également de questionner la gestion du bois de feu au regard du contexte socio-économique (4^{ème}, 5^{ème} et 6^{ème} Réunions internationales d'anthracologie) (Badal et al., 2011; Damblon, 2008; Ludemann and Nelle, 2015). Fondée au départ sur des perspectives paléoécologiques, la discipline se développe autour d'une solide méthodologie, où l'étude taxinomique et la bonne connaissance sur les exigences écologiques actuelles permettent l'interprétation des variations diachroniques de fréquence des taxons en termes de structure et d'écologie forestière (Badal García and Heinz, 1991; Bazile-Robert, 1979; Chabal, 1992; Heinz, 1990a; Thiébault, 1988; Vernet, 1973; Vernet and Thiébault, 1987). Ce n'est que dans un second temps, avec le développement d'approches complémentaires basées sur la dendroanthracologie et l'étude de signatures anatomiques, que seront intégrées les modalités d'acquisition et de gestion des ressources combustibles dans les problématiques de la discipline (Dufraisse, 2006; Dufraisse and Garcia-Martinez, 2011; Henry and Théry-Parisot, 2014a; Henry et al., 2009; Marguerie and Hunot, 2007; Terral and Menguäl, 1999; Théry-Parisot, 2001; Théry-Parisot et al., 2011; Théry-Parisot and Texier, 2006; Uzquiano et al., 2012; Vidal-Matutano et al., 2020). L'importance du milieu forestier, la gestion des combustibles et le rôle central du feu dans le quotidien des sociétés sont alors mis en avant, et ce, dans une réflexion systémique des interactions sociétés/milieus (Asouti and Austin, 2005; Théry-Parisot, 2001).

Toutefois, avant de discuter du potentiel des nouvelles approches de l'étude des charbons de bois, il est important de souligner les difficultés interprétatives associées à l'étude taxinomique. En effet, si les études sur la représentativité des assemblages ont révélé un impact négligeable de la masse des charbons et des processus taphonomiques, elles confirment l'importance du rôle de l'échantillonnage et de l'origine anthropique des dépôts dans l'interprétation paléoécologique des données (Badal García and Heinz, 1991; Chabal, 1992, 1994, 1997; Heinz, 1990a; Smart and Hoffman, 1988; Théry-Parisot et al., 2010a; Théry-Parisot et al., 2011). Pour une étude optimale, il est suggéré d'étudier les charbons dispersés dans le sédiment, (i) issus de plusieurs phases de combustion, (ii) prélevés à l'aide d'un tamisage systématique du sédiment à fine maille (2mm, 500µm) et (iii) en nombre suffisant (dépend de la diversité taxinomique de l'assemblage) (Chabal, 1992, 1997; Théry-Parisot et al., 2010a). Or, ce dernier est particulièrement difficile à atteindre dans les dépôts pléistocènes, où la conservation des charbons est fortement dépendante des processus post-dépositionnels (fragmentation, action du gel/dégel, bio-altération). De plus, les études de foyers et celles où un prélèvement manuel était nécessaire, présentent des difficultés supplémentaires dans l'interprétation (*Ibid*). Par ailleurs, les approches méthodologiques soulignent également l'importance d'avoir une occupation suffisamment longue et une stratégie d'approvisionnement non-sélective pour une étude fiable des paléovégétations (Chabal, 1997). La comparaison avec les données archéologiques, les autres données paléoenvironnementales et l'utilisation de signatures anatomiques supplémentaires sont alors fréquemment nécessaires pour vérifier la fiabilité du signal écologique et/ou obtenir des informations sur la paléoéconomie. Enfin, même dans le cadre où l'ensemble des conditions est réuni, l'information paléoécologique obtenue représente principalement la variation de fréquence des taxons forestiers. Elle n'exprime pas les changements de densité des forêts et ne peut révéler les conditions climatiques qu'indirectement. Or, les conditions rigoureuses des phases froides du Pléistocène sont caractérisées par une faible

diversité taxinomique (principalement *Pinus* sp. et/ou ripisylve) (Bazile-Robert, 1979; de Beaulieu and Reille, 1984, 1992; Reille and Beaulieu, 1990; Théry-Parisot, 1998; Vernet, 1973). L'étude des assemblages anthracologiques issus de ces périodes est alors limitée dans ses interprétations (paléoenvironnements et paléoclimats).

Compte-tenu de l'ensemble de ces limites, l'utilisation d'un signal paléoclimatique supplémentaire apparaissait comme essentielle pour compléter les informations du signal taxinomique des charbons de bois du Pléistocène. Or, au cours des dernières décennies, l'essor des études sur le signal isotopique du bois a permis de mettre en avant le potentiel de celui des isotopes stables du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) dans l'étude des changements environnementaux et climatiques (Farquhar et al., 1989; Ferrio et al., 2003b; Francey and Farquhar, 1982; Leavitt, 1993; McCarroll and Loader, 2004). En lien avec l'ouverture et la fermeture des stomates par la plante, le signal $\delta^{13}\text{C}$ permet en particulier d'enregistrer les changements de la disponibilité en eau et stress hydrique (Dawson et al., 2002; Farquhar et al., 1989; Farquhar and Richards, 1984; Gessler et al., 2014; Panek and Goldstein, 2001; Saurer et al., 1995a; Warren et al., 2001). Cela étant, la bonne préservation de la chimie inerte des charbons de bois permettrait alors d'entrevoir des perspectives complémentaires d'études (Bird and Gröcke, 1997; Braadbaart and Poole, 2008; Skjemstad et al., 2002). C'est ainsi que, dès les années 1990, l'utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ a été testée sur des vestiges anthracologiques pour retracer l'évolution des précipitations à travers les couches archéologiques (February and van der Merwe, 1992; Vernet et al., 1996). Depuis, en parallèle de l'étude de l'effet de la carbonisation sur le signal chimique du bois (Czimczik et al., 2002; Turney et al., 2006), des recherches pionnières menées sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons de bois archéologiques ont attesté du potentiel de la méthode pour reconstruire les tendances climatiques locales à long terme et les différents contextes (Aguilera et al., 2009; Aguilera et al., 2012; Araus et al., 2014; Arranz-Otaegui et al., 2017; Baton et al., 2017; Deckers, 2016; Ferrio et al., 2006; Fiorentino et al., 2008; Fiorentino et al., 2012b; Fiorentino et al., 2010; Masi et al., 2013; Vignola et al., 2018; Voltas et al., 2008). Toutefois, parmi elles, encore peu sont réalisées sur des sites du Pléistocène (Caracuta et al., 2016; Hall et al., 2008; Vernet et al., 1996).

Ainsi, le développement et l'application des analyses isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$) sur des charbons paléolithiques offraient des perspectives prometteuses pour élever le potentiel de l'anthracologie. Cependant, que ce soit par les difficultés de l'utilisation du signal isotopique sur des charbons en général, ou par les difficultés supplémentaires liées à l'étude de séquences du Pléistocène, l'application de la méthode pour des sites paléolithiques présente plusieurs défis méthodologiques et interprétatifs.

Le premier d'entre eux concerne la représentativité climatique et environnementale d'un signal isotopique moyen obtenu à partir de l'analyse de charbons issus de la carbonisation de pièces de bois d'origines diverses (différents individus, plusieurs zones géographiques) et de formations asynchrones. En effet, compte-tenu de l'hétérogénéité dans l'origine des charbons, le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen intègre non seulement l'enregistrement des évolutions climatiques et environnementales, mais également les variabilités non-climatiques du signal isotopique qui existe au sein d'un même individu, entre plusieurs individus, mais aussi, entre différentes espèces pour les essences

dont l'identification taxinomique reste générique (ex : *Pinus* sp.) (Francey, 1981; Leavitt, 2010; Leavitt and Long, 1984, 1986; Loader et al., 2013; Mazany et al., 1980; McCarroll and Pawellek, 1998). De plus, considérant la nature des dépôts étudiés, le principal objectif de l'utilisation de l'approche isotopique est d'obtenir un signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen témoin des évolutions climatiques/ environnementales de basse fréquence, soit des évolutions sur le temps long (pluriannuelles, centenaires, voire millénaires). Or, la sensibilité de l'enregistrement isotopique s'observe aussi bien sur le temps long, que sur le temps court (annuel, saisonnier ; évolutions de haute fréquence) (Esper et al., 2010; Leavitt, 2001, 2002; Leavitt et al., 2002; McCarroll and Loader, 2004; Young et al., 2010). Plus encore, compte-tenu de la longue période que recouvre le Pléistocène, des conditions climatiques plus rigoureuses et des faibles teneurs en CO_2 de celui-ci, il est probable que la sensibilité de l'enregistrement isotopique ne corresponde pas à celle des référentiels actuels. Dans ce cadre, l'ensemble des variabilités non-climatiques, les variations de haute fréquence et des possibles adaptations devaient être alors considérés en amont des processus méthodologiques et des interprétations du signal.

Le deuxième défi reste évidemment les effets de la carbonisation du bois sur l'enregistrement isotopique. En effet, bien que plusieurs études aient montré la conservation de celui-ci à une température donnée (Czimczik et al., 2002; Ferrio et al., 2006; Turney et al., 2006), le potentiel mélange de charbons, obtenu à différentes températures de pyrolyse, questionne l'effet de celui-ci sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen. Plus encore, l'effet d'une carbonisation différentielle sur des pièces de bois avec plusieurs degrés d'altération et provenant de différentes espèces d'arbres (dans le cadre d'identification générique) pourrait également affecter la représentativité du signal isotopique final.

Enfin, le troisième défi est interconnecté aux deux premiers, puisqu'il correspond aux enjeux méthodologiques et interprétatifs de l'approche isotopique selon le matériel archéologique étudié et le contexte dans lequel il est retrouvé. En effet, tout d'abord, comme pour l'antracologie, l'étude de dépôts dispersés ou sous forme de concentrations foyères, ne permettra pas nécessairement d'obtenir la même information climatique. De plus, les processus post-dépositionnels et le contexte sédimentaire, conditionnent non seulement l'état du matériel (taille, masse, nombre, altération) et les possibles contaminations de celui-ci (ex : carbonates), mais aussi la fiabilité de la position stratigraphique de celui-ci. Ainsi, selon le contexte, les approches méthodologiques doivent être adaptées et le potentiel de l'étude diverge.

Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes donc attachés à explorer le potentiel de l'utilisation du signal isotopique des charbons de bois pour les contextes paléolithiques et mésolithiques. Suivant cet objectif, nous nous sommes d'abord intéressés à approfondir nos connaissances, d'une part sur la caractérisation de l'enregistrement $\delta^{13}\text{C}$ pluri-annuel, de sa variabilité (variabilité intra-individu, inter-individus et inter-espèces) et de son évolution avec les changements du territoire, puis d'autre part sur les effets de la carbonisation sur ce même signal isotopique selon les différentes origines du bois. Cette recherche a été effectuée sur *Pinus* sp. (*Pinus sylvestris/nigra/halepensis*) et plus particulièrement sur *Pinus sylvestris*. Le choix s'est porté sur ce taxon en raison de sa récurrence tout au long du Paléolithique, même pendant les périodes les plus rigoureuses. À la suite de ces investigations, nous avons proposé un protocole standard pour

l'utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons archéologiques, puis nous l'avons confronté à plusieurs contextes archéologiques diachroniques et plusieurs types de dépôts. L'objectif était alors à la fois d'étudier les adaptations nécessaires du protocole et leurs impacts sur la puissance et la lecture du signal isotopique obtenu.

Par ailleurs, le potentiel du signal $\delta^{13}\text{C}$ a été évalué suivant deux objectifs. (I) Dans un premier temps, le signal $\delta^{13}\text{C}$ de charbons archéologiques devrait permettre d'obtenir un nouveau signal environnemental et climatique local complémentaire des autres proxy paléoenvironnementaux ; l'obtention d'un signal paléoclimatique local, principalement relié aux évolutions d'hygrométrie, offrait en particulier une occasion unique de pallier le manque de données climatiques régionales, normalement extrapolées des proxies climatiques à plus large échelle (ex : géochimie des carottes glaciaires ou marines, loess) ou des données paléopaysagères plus ou moins locales (ex : palynologique, microfaune, anthracologiques). (II) Dans un second temps, le croisement des données issues de l'analyse isotopique et de l'étude taxinomique des charbons devrait permettre d'apporter de nouvelles informations sur la collecte et la gestion du bois de feu dans un environnement changeant. Plus encore, la comparaison de ces données avec l'ensemble des autres informations archéologiques (ex : lithique, faune) devrait offrir l'opportunité de discuter des schémas de mobilité et du cadre socio-économique au regard des variations climatiques et environnementales.

Pour répondre à l'ensemble de ces objectifs, ce travail a donc été réalisé sur des échantillons de bois actuels et des charbons archéologiques. Les échantillons du référentiel actuel sur *Pinus* (principalement *sylvestris*, complé par *halepensis* et *nigra*) proviennent du quart Sud-Est de la France, recoupant une large diversité d'environnements (étage méditerranéen et supra-méditerranéen, zone de moyenne et haute montagne, plateau des Causses). Concernant les échantillons archéologiques, ils proviennent (i) d'occupations humaines couvrant une large période chronologique du MIS5 au début de l'Holocène, (ii) d'une vaste zone géographique centrée sur le Sud de la France et complétée par un site du Nord-Est, et enfin, (iii) par des contextes archéologiques et de dépôts anthracologique distincts (charbons dispersés, foyer riche ou pauvre en charbons). Dans le même temps, notre travail a également intégré plusieurs sites proches géographiquement afin d'étudier le potentiel de l'utilisation du signal à une échelle régionale. Par ailleurs, si les analyses isotopiques ont principalement été effectuées sur des charbons de *Pinus*, la méthode a également été testée sur *Betula* et *Juniperus*. Finalement, l'ensemble du matériel archéologique a été étudié en croisant les données isotopiques et taxinomiques, issues de nouvelles identifications ou de matériel étudié antérieurement (dans le cadre des travaux de I. Théry-Parisot).

Le premier chapitre de cette thèse est consacré à une synthèse bibliographique, en quatre parties. La première d'entre elles propose une synthèse des connaissances sur l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) dans le bois. La deuxième s'intéresse à l'état de l'art sur la carbonisation du bois, des changements physico-chimiques aux impacts sur le signal $\delta^{13}\text{C}$. La troisième partie introduit les notions de bases sur l'étude des charbons de bois archéologiques, avant de décrire les principales méthodes d'observations des études pionnières sur le signal isotopique. La dernière partie de ce chapitre bibliographique est l'occasion de synthétiser les données sur l'évolution climatique et

environnementale de notre contexte d'étude (du MIS 5a au début de l'Holocène dans le Sud-Est de la France, MIS 5d à 5a dans le Nord-Est de la France).

Le deuxième chapitre se consacre à l'étude du signal isotopique à travers le référentiel de bois actuel et des effets de la carbonisation ; il introduit également le protocole standard proposé pour les applications archéologiques.

Le troisième chapitre correspond à l'ensemble des études archéologiques de ce travail. Il est divisé en 5 parties qui, à l'exception de la première correspondant à une introduction du corpus de sites, représentent des périodes ou aires géographiques différentes. Les études de sites sont ainsi divisées entre les parties sur (i) la « transition MIS5/4 du Sud-Est de la France » avec les sites des Canalettes et de la Combette, (ii) les « gorges de l'Ardèche » avec principalement les sites de Chauvet-Pont d'Arc, la Grotte aux Points et la Baume d'Oulen, (iii) la « moyenne vallée du Jabron » avec les sites des Prés de Laure de la Baume de Monthiver, et enfin, le « début du Weichsélien en Alsace » avec le site de Mutzig.

Enfin, un chapitre de synthèse recoupant les données du référentiel et les données archéologiques, vient clore notre travail. Il propose de discuter du potentiel de l'utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ dans les charbons du Paléolithique/Mésolithique, en fonction du contexte et des vestiges anthracologiques, à la fois en tant que marqueur paléoclimatique, paléoenvironnemental et paléoéconomique, direct ou indirect. Ce chapitre synthétise dans le même temps par site : (i) les principaux résultats sur les paléoclimats et les paléoenvironnements du Pléistocène et (ii) les principaux apports sur les systèmes socio-économiques et la relation Homme/milieus des Néandertaliens et Homo sapiens de chaque zone étudiée.

Chapitre 1

ETAT DE L'ART DES MÉTHODES

I. LE BOIS : DU MATÉRIAU À L'ARCHIVE CLIMATIQUE

Le bois, tissu végétal retrouvé chez les plantes ligneuses (angiospermes ou gymnospermes), est utilisé de tout temps, comme matière première et/ou matériau par l'Homme. Le lien intrinsèque entre ses caractéristiques physico-chimiques et sa formation au sein des plantes, font de lui un objet d'étude unique à l'interface de nombreuses disciplines, depuis la biologie jusqu'aux sciences humaines, en passant par la chimie, la mécanique, l'écologie ou encore la physique des matériaux. Le bois est un organe composite essentiel à la vie de l'arbre (ou arbuste) qui assure à la fois des fonctions biologiques (transport de la sève, défenses, etc.) et des fonctions mécaniques (soutien, adaptation à la posture de l'arbre) pour la plante (Schweingruber, 1990; Trouy, 2015). Si on souhaite appréhender au mieux la complexité de sa signature isotopique, il est, au préalable, important d'en comprendre sa formation, sa composition et sa structure. Dans cette partie, nous nous attacherons donc, dans un premier temps, à présenter le bois depuis sa formation jusqu'à ses caractéristiques tissulaires, puis dans un second temps, à aborder la complexité de sa composition chimique et de sa signature isotopique.

I.1. Formation et composition

I.1.1. La photosynthèse : à l'origine du bois

I.1.1.a. *Le système photosynthétique du métabolisme de type « C3 »*

Les plantes possèdent la caractéristique originale de pouvoir produire leurs constituants organiques à partir de la photosynthèse. Ce procédé physiologique consiste en la transformation de molécules de CO_2 (air) et d' H_2O (eau) en sucres organiques grâce à l'énergie photonique (lumière) tout en libérant de l' O_2 (air) comme sous-produit de l'oxydation de l'eau (Heller et al., 2004a).

L'eau, absorbée dans le sol au niveau des racines, est transportée dans le xylème jusqu'au lieu de la photosynthèse (généralement la feuille ou l'aiguille). Cette dernière, par l'intermédiaire des stomates (pores dans la membrane), permet d'intégrer le CO_2 atmosphérique. Les procédés photosynthétiques divergent selon les espèces et sont regroupés en trois catégories : les plantes de métabolisme en C3, C4 et CAM. Cette nomenclature désigne les molécules et processus intermédiaires retrouvés dans les différents métabolismes de fixation du carbone (Heller et al., 2004a). Toutefois, nous avons fait le choix de nous focaliser sur les plantes de métabolisme de type C3 (Figure C1.I-5). En effet, ces dernières sont à la fois, majoritaires chez les plantes ligneuses

(arbres, arbustes et arbrisseaux), particulièrement bien représentées dans les zones tempérées, et restent sans nul doute les plus étudiées.

Chez les plantes de métabolisme en C3, la fixation du carbone (cycle de Calvin) est réalisée par l'enzyme RuBisCO (ribulose-1,5-bisphosphate carboxylase/oxygénase), grâce à l'énergie solaire emmagasinée par la chlorophylle. Sa stricte réciproque est la photorespiration : voie métabolique coûteuse en matière organique utilisée pour d'autres formations moléculaires (ex : fixation de l'azote). Sensible aux paramètres environnementaux et intrinsèques à la plante, l'enzyme RuBisCO se présente comme une clé de voûte du métabolisme des plantes en C3 (Heller et al., 2004a). Quoi qu'il en soit, à la sortie de la photosynthèse, les molécules organiques sont retrouvées sous forme de sucre (ose) qui sont alors utilisés pour la formation de l'ensemble des constituants de l'arbre (Badeck et al., 2005; Heller et al., 2004b; Trouy, 2015).

l.1.1.b. Le xylème secondaire et sa structure

Après la formation primaire d'une plante (formation de la tige et nouvelles racines), il peut s'en suivre une formation secondaire, caractéristique des espèces ligneuses de type gymnospermes et angiospermes dicotylédones. Cette formation secondaire est fondée sur le fonctionnement de zones génératrices secondaires (méristèmes secondaires) permettant la création de cellules indifférenciées (Roland et al., 2008). Le cambium (tissu méristématique) est situé sur la périphérie de l'axe principal de la plante. Il en découle la formation annuelle de deux tissus secondaires concentriques : le liber (phloème secondaire) vers l'extérieur et le bois (xylème secondaire) vers l'intérieur (Campbell, 1997; Heller et al., 2004b; Vaganov et al., 2006). Le liber est le tissu conducteur de la sève élaborée et permet l'apport des sucres, produits dans les feuilles, jusqu'au Cambium. Le bois permet quant à lui, en plus de ses fonctions mécaniques, de conduire la sève brute (eau et minéraux) (Heller et al., 2004b; Trouy, 2015) (Figure C1.I-1).

Le bois est un tissu organique essentiellement composé de cellules mortes (sans noyau ni cytoplasme). Ce sont ces dernières qui assurent les fonctions de soutien et de conductance axiale. Une différence structurelle et fonctionnelle est alors faite entre les gymnospermes et les angiospermes dicotylédones. Les premiers ne possèdent qu'un type de cellules assurant les deux fonctions (bois homoxylé), tandis que les deuxièmes possèdent des cellules pour le soutien (fibres) et des cellules pour la conductance longitudinale (vaisseaux) (bois hétéroxylé) (Heller et al., 2004a; Trouy, 2015). Les cellules vivantes sont représentées par : (i) les cellules de parenchyme longitudinal qui servent au stockage des réserves et élaboration de substances (ex : tanins) ; (ii) les cellules de parenchyme radial (rayon) qui permettent la conductance radiale (Roland et al., 2008; Schweingruber, 1990; Trouy, 2015).

Si ces éléments structurants permettent de définir les charpentes communes des bois homoxylés (gymnospermes) et celles des bois hétéroxylés (angiospermes), les nombreux critères secondaires intervenant dans la structure anatomique du bois (perforation des vaisseaux, canaux résinifères, etc.) sont autant de spécificités anatomiques qui vont se distinguer chez les différentes espèces d'arbres (Schweingruber, 1990; Trouy, 2015).

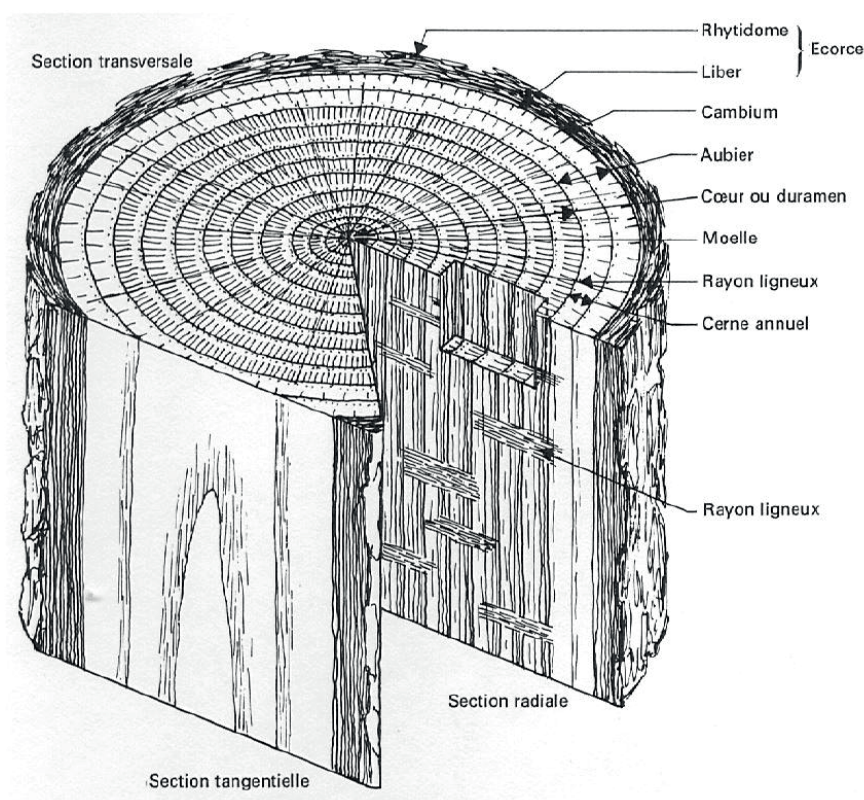


Figure C1.I-1) Plans ligneux de la plante et structures (Chez *Quercus* sp.) (Anonyme, 2011).

1.1.1.c. Composition élémentaire et moléculaire

Le bois est un tissu organique principalement carboné contenant plus de 50% de carbone, d'oxygène (43%), d'hydrogène (6%), d'azote (1%) et enfin l'ensemble des autres éléments associés ne représentant pas plus de 1%. Nous précisons que malgré la faible concentration des éléments mineurs (métaux, phosphore, etc.), leur place dans les processus physiologiques est cruciale et peut jouer sur nombre de facteurs de synthèse (Trouy, 2015).

D'un point de vue moléculaire, le bois est un matériau composite constitué principalement de cellulose ($\approx 50\%$) et de lignine (20 à 30%). La lignine est une macromolécule polymère (phénolique) qui constitue la matrice principale du bois ; elle a pour fonction le soutien mécanique de la plante et la fixation des cellules entre elles (Figure C1.I-2). La cellulose est un homopolymère linéaire (polymère de D-glucose) et se regroupe sous forme de microfibrilles ; elle est la principale composante des parois cellulaires (Green, 1963) (Figure C1.I-3). Le bois est également constitué d'hémicellulose (15 à 25%), qui est regroupée avec la cellulose sous le terme d'holocellulose. L'hémicellulose est un polymère composé, au contraire de la cellulose, de différents sucres (ex : glucose, galactose, mannose) ; elle fait principalement office de liant entre les fibres de cellulose et la lignine (Figure C1.I-3). L'holocellulose possède des propriétés hygroscopiques, qui permettent le transport de la sève. Ces trois molécules permettent l'imperméabilisation de la plante et ont une forte résistance à la dégradation (hydrolyse, activité microbienne) (Heller et al., 2004b; Roland et al., 2008).

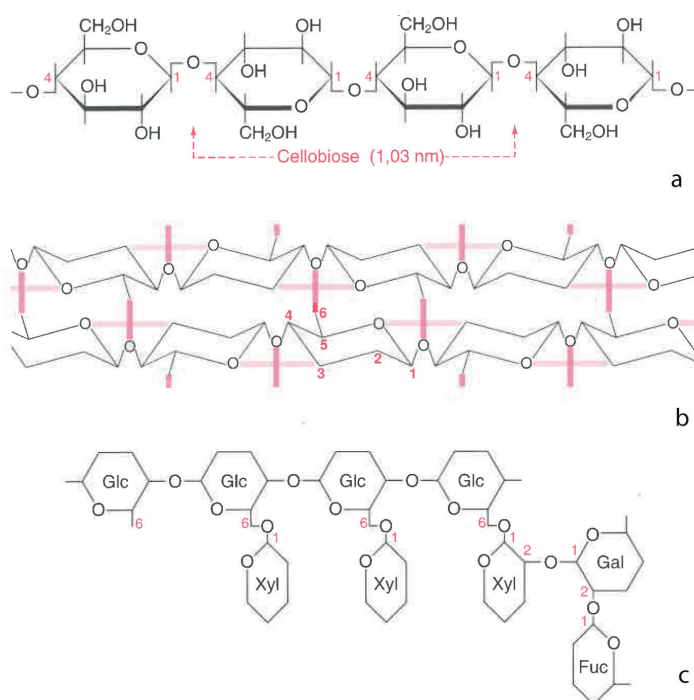


Figure C1.I-2) Schéma de la cellulose et de l'hémicellulose, avec : a, le cellobiose (motif de répétition de la cellulose) ; b, fragment de chaîne de cellulose (représentation dans l'espace) ; c exemple du module répétitif d'une hémicellulose (Glc, glucose ; Gal, galactose ; Xyl, xylose ; Fuc, fucose) (Heller et al, 2004b).

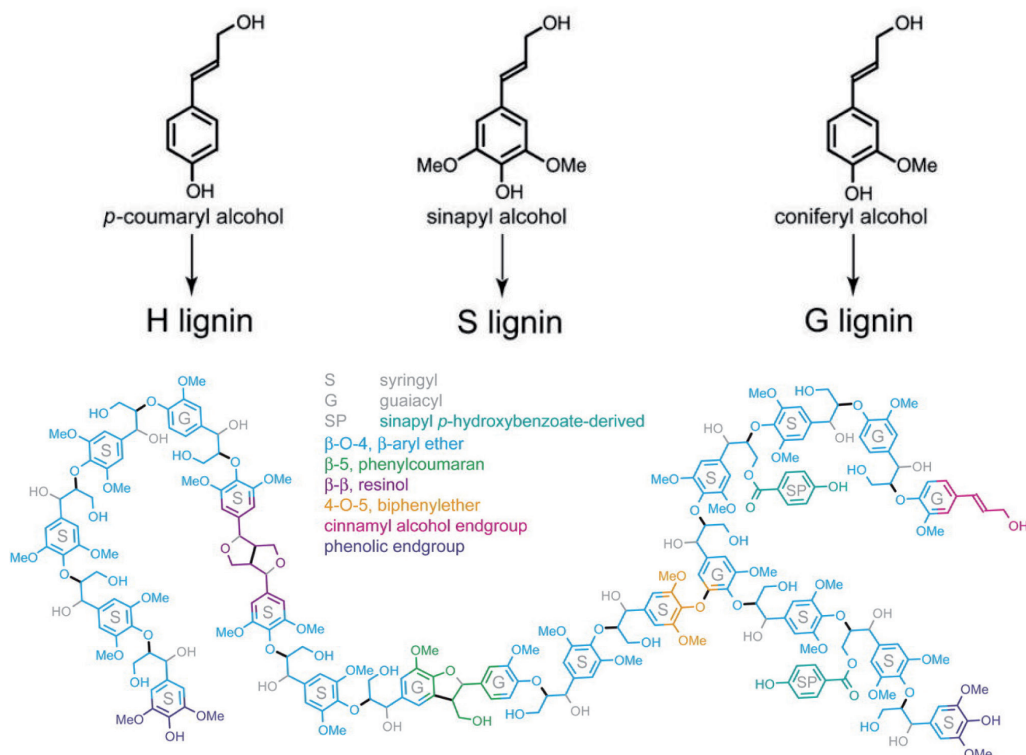


Figure C1.I-3) Représentation des trois principaux monolignols (unité phénolique de la lignine) et d'un polymère de lignine provenant du peuplier (Vanholme et al., 2010).

La paroi des cellules végétales, principal constituant du bois, est formée de plusieurs feuillets dont la composition et la configuration moléculaire diffèrent (Figure C1.I-4). On distingue de l'extérieur vers l'intérieur : (i) la lamelle moyenne, qui colle les cellules ensemble, constituée uniquement de lignine ; (ii) la paroi primaire, paroi de départ avant la différenciation cellulaire, constituée d'une cellulose lâche et à terme fortement lignifiée ; (iii) les trois autres feuillets, dits parois secondaires, qui assurent les propriétés mécaniques et physiques du bois. Ils sont constitués de fibrilles de cellulose enroulées sur elles et sont très peu lignifiées. On distingue la couche S2, la plus épaisse avec les fibrilles majoritairement verticales, des couches S1 et S3, où les fibrilles sont croisées (Heller et al., 2004a; Trouy, 2015).

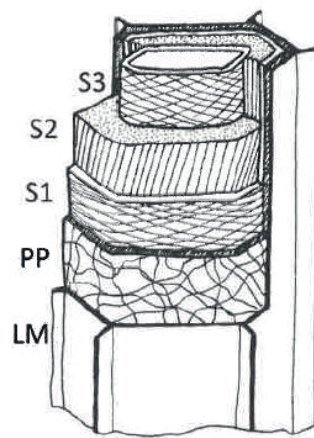


Figure C1.I-4) Représentation schématique des différentes couches constituant la paroi cellulaire d'une cellule de bois ; LM : lamelle moyenne, PP : paroi primaire, (S1, S2 et S3) : paroi secondaire (Trouy, 2015)

Les autres composés organiques (résines, cires, huiles, etc.), de fonctionnalités aussi diverses qu'essentielles à l'arbre, ne représentent finalement qu'une faible partie de la composition chimique du bois, autour de 1%, mais peuvent atteindre jusqu'à 5% (Fengel and Wegener, 1983; Trouy, 2015). Enfin, moins d'1% d'éléments minéraux sont retrouvés.

1.1.2. Les cernes : archive cyclique de la formation de l'arbre

Un cerne correspond au bois formé par le cambium au cours d'une année. Les cernes sont donc concentriques et se disposent successivement du plus vieux (vers la moelle) au plus jeune (vers l'écorce) (Cook, 1985). Chaque cerne est constitué de bois initial et de bois final. Cette distinction est due à un changement dans la croissance de l'arbre, en lien avec les évolutions climatiques annuelles (Cook, 1985; Fritts, 1976; Gričar et al., 2014; Sarvas, 1973, 1974; Schweingruber, 1988, 1996; Vaganov et al., 2006). En zone tempérée, le bois initial (plus clair) correspond le plus souvent au bois formé au printemps (« bois de printemps ») ; c'est un bois peu dense, caractérisé par de larges vaisseaux ou trachéides à parois fines (chez les feuillus à zone poreuse et les résineux respectivement ; taille des vaisseaux régulière chez les feuillus à pores diffus). Au contraire, le bois

final (plus foncé) correspond à un ralentissement de croissance au cours de l'été (« bois d'été »), voire jusqu'à l'automne dans certaines régions (Gričar et al., 2014; Vitasse et al., 2009; Wangaard, 1979), et/ou pour quelques essences (eg., pin) (Camarero et al., 1998; Rigling et al., 2002). C'est un bois dense, caractérisé par des petits vaisseaux ou trachéides à parois épaisses (feuillus à zone poreuse et les résineux respectivement). La période hivernale correspond, quant à elle, à une phase de repos de la plante (climat tempéré à saisons marquées) (Sarvas, 1974).

Les caractéristiques d'un cerne (largeur, densité, composition) dépendent de nombreux paramètres intrinsèques (taxinomie, âge, forme, etc.) et des conditions environnementales et météorologiques (humidité de l'air et du sol, précipitation, température, ensoleillement, vent) (Fritts, 1976; Schweingruber, 1996; Stoffel and Bollschweiler, 2008). L'étude des cernes est regroupée en deux grandes disciplines intrinsèquement liées : « la dendrochronologie » dont l'objectif est la datation de l'objet et/ou arbre (nombre de cernes = âge) et la dendroclimatologie qui étudie le signal paléoclimatique enregistré dans les séries de cernes.

l.1.2.a. les cernes comme marqueur temporel : la dendrochronologie

La dendrochronologie est une méthode d'étude qui a pour objet l'attribution d'un cadre temporel à une série de cernes. La résolution est en général annuelle ou saisonnière (datation d'un cerne ou d'une partie du cerne). Ces séries de cernes sont obtenues par le carottage à la tarière d'arbre (méthode peu invasive) ou alors directement sur la tranche du tronc après abattage de l'arbre (Bräker, 2002; Stoffel and Bollschweiler, 2008; Stokes and Smiley, 1968). La dendrochronologie est en général effectuée avec un banc de mesure couplé à un instrument optique (étude des largeurs de cernes) (Bontemps, 2006) ou plus rarement avec un densimètre (étude des densités de cernes) (Mothe et al., 1998). Les données sont ensuite traitées par des logiciels informatiques spécialisés (ex : TSAP-Win (Rinntech, 2007)). La dendrochronologie se fonde avant tout sur le principe fondamental d'interdatation des dites séries de cernes au sein d'un même individu ou de plusieurs individus (Briffa and Jones, 1989; Schweingruber, 1990; Stokes and Smiley, 1968). Celui-ci consiste à comparer les caractéristiques physiques d'une série de cernes (largeur ou densité), les cernes dits « remarquables » font alors office de repères temporels. Ces cernes présentent des caractéristiques atypiques liées à un climat saisonnier ou annuel extrême jouant sur la croissance de la plante (Kelly et al., 1989; Schweingruber and Nogler, 2003).

Lors de l'interdatation des séries de valeurs, il est possible d'identifier les tendances et les épisodes non-climatiques (évolution propre à l'individu). L'ensemble des séries de valeurs est alors normalisé, afin d'obtenir des séries de valeurs dites « indexées » (ou standardisées), où les bruits de fond sont supprimés (Cook and Kairiukstis, 1990; Fritts, 1976; Lebourgeois and Merian, 2010; Vaganov et al., 2006). Plus le nombre de séries interdatées est grand, plus la composante intra-individuelle est lissée (Cook et al., 1995; Fritts, 1976). Le principal inconvénient de l'indexation est la perte partielle du signal de basse fréquence (signal enregistrant les variations lentes du climat) (Briffa et al., 1996; Cook et al., 1995). À la suite de la standardisation des chronologies, il est possible de synchroniser les séries et de les dater grâce aux années caractéristiques (déjà datées). Toutefois, on précisera que les années caractéristiques sont différentes selon les espèces et la région (Bridge et al., 1996; Kelly et al., 2002).

Après l'interdatation des différentes séries de valeurs indexées, les séries les mieux corrélées sont moyennées pour obtenir une série représentative de la population (chronologie maîtresse d'une espèce dans une région) (Briffa, 1993; Lebourgeois and Merian, 2010). Ainsi, une étude commune de différents pins sylvestres a permis de créer une chronologie de plus de 7000 ans (Eronen et al., 2002; Grudd et al., 2002a). Chez les feuillus, l'étude de séries de chênes a permis d'obtenir une chronologie sur une période de 8000 ans (Leuschner et al., 2002; Spurk et al., 2002).

Si la dendrochronologie peut être utilisée comme indicateur chronologique, dans les datations de monuments par exemple (Lambert et al., 1992), elle est également fort utile pour l'étude climatique à travers la dendroclimatologie (Durost et al., 2008; Fritts et al., 1979; Lambert et al., 2010).

l.1.2.b. les cernes comme archives climatiques : la dendroclimatologie

La largeur et la densité d'un cerne sont deux des caractéristiques physiques reliées aux facteurs environnementaux (Blasing and Fritts, 1976; Fritts et al., 1979; Schweingruber et al., 1987). Cette corrélation est fondée sur la présence de facteurs limitants qui interviennent comme barrière à une croissance continue de la plante (Fritts, 1976). Cette relation est d'autant plus marquée dans des milieux « stressants » pour la plante (ex : manque d'eau, forte chaleur) (Matías et al., 2016; Thabeet et al., 2009). Les études dendroclimatiques sont dès lors réalisées le plus souvent aux limites des écosystèmes (ex : limite arctique, alpine) (Blasing and Fritts, 1976; Luckman and Wilson, 2005; Rigling et al., 2002; Rossi et al., 2006). Néanmoins, la relation entre le climat et la largeur/densité de cernes est plus ou moins marquée selon les espèces, ces dernières présentant des différences de stratégies d'adaptation climatique (Michelot, 2011; Schweingruber, 1996; Schweingruber and Nogler, 2003). Ainsi, à travers les nombreuses études dendroclimatiques, il est apparu que les largeurs de cernes des résineux sont plus sensibles aux variations climatiques que celles des feuillus (Camarero et al., 1998; Michelot, 2011).

Ce lien intrinsèque entre croissance de la plante et les paramètres extérieurs fait, des cernes, une archive climatique et environnementale pour des signaux asynchrones et à diverses échelles de temps. Sur des temps courts (signal climatique de « haute fréquence »), les cernes enregistrent le signal des variations climatiques saisonnières à travers les évolutions des mesures du bois final et bois initial (Deslauriers et al., 2003; Gričar et al., 2017; Rossi et al., 2006). Il est également possible d'observer des variations climatiques au sein même d'une saison. Ces dernières sont représentées par les « faux cernes » (cernes avec fluctuations), qui sont retrouvés lors du ralentissement de croissance du cerne, à la suite d'une période de l'année avec une météo moins clémente. Le ralentissement de la croissance du cerne peut alors être considéré, à tort, comme le bois final de l'année de croissance correspondante ; le cerne apparaît alors comme deux ou plusieurs cernes. Toujours sur un temps court, les cernes permettent également l'étude des variations climatiques annuelles (Fritts, 1976; Luckman and Wilson, 2005; Schweingruber, 1988; Schweingruber et al., 1987). Ce sont les évolutions de ces deux signaux conjoints qui permettront entre autres de définir les années dites « remarquables » (climat atypique). Les signaux climatiques pluriannuels ou décennaux vont parallèlement être enregistrés dans les cernes (Fritts et al., 1979). Ces signaux seront appelés, par empirisme, des signaux de moyenne fréquence. Ils peuvent être induits à la fois

par des évolutions environnementales (ex : éclaircissement des forêts), par des évolutions climatiques (ex : sécheresses répétées), ou encore par des facteurs anthropiques (ex : taillis, irrigation, mise en culture intensive) (Luckman and Wilson, 2005; Stoffel et al., 2005; Trouy, 2015). Enfin, il est possible, si on atténue les variations moyennes et hautes fréquences en moyennant les signaux de mesure, de retrouver des signaux climatiques dit de basses fréquences (Briffa et al., 1996; Briffa et al., 2008; Grudd et al., 2002b; Roig et al., 2001). Ces signaux représentent des mutations lentes de l'environnement ou du climat. Il est ainsi possible de distinguer des phénomènes tels que le petit âge glaciaire du bas Moyen Âge (période froide située entre le XIV^e et le XIX^e siècle) ou encore l'optimum climatique du Moyen Âge central (période chaude située entre le X^e et le XIV^e siècle) (Briffa et al., 2008; Esper et al., 2012).

l.1.2.c. Variabilité naturelle et tendance juvénile

Parallèlement aux facteurs naturels qui régissent la formation des cernes, il existe une variabilité à la fois entre individus (inter-individus) et au sein d'un même individu (intra-individu) non-négligeable. Cette variabilité naturelle peut être regroupée en trois grandes catégories : (i) une variabilité individuelle propre à l'individu et son écologie, (ii) une variabilité naturelle due à l'âge de l'individu et enfin (iii) une variabilité due à des phénomènes exogènes épisodiques (Cook et al., 1995; Stoffel and Bollschweiler, 2008).

La variabilité individuelle résulte de divers facteurs dont sa forme (penchée, racine externe, etc), son phénotype à l'échelle microscopique (ex : nombre de stomates, embolie localisée) ou sa position dans la forêt, (ex : espèce dominante ou non, variabilité du sol forestier, exposition des flancs, etc.) (Schweingruber, 1996; Stoffel and Bollschweiler, 2008) ; ils peuvent s'exprimer sur la variabilité des mesures de cernes intra-individu et inter-individus. La forme de l'arbre joue un rôle majeur dans ces phénomènes. En effet, la formation du bois par l'arbre dépend de la force mécanique que le bois devra mobiliser pour maintenir sa position (compenser son poids ou le vent) (Bollschweiler et al., 2008; Mattheck, 1993; Yeh et al., 2006). On trouve ainsi, pour un arbre penché, du bois de compression (gymnosperme) ou du bois de tension (angiosperme) (Schweingruber, 1996; Schweingruber and Nogler, 2003; Trouy, 2015). Le cerne paraît alors se resserrer sur une partie du tronc, ou de même dans les branches, où la biomasse de croissance est mobilisée en face inférieure.

La variabilité due à l'âge s'exprime par une croissance des cernes plus importante pendant les premières années de l'arbre qui s'atténue avec le vieillissement de l'arbre (de moins en moins larges et denses) ; on parle de « tendance juvénile ». Dès lors, il est nécessaire de supprimer ce bruit de fond si on veut pouvoir comparer les données de différentes séries (largeur et densité). Le procédé technique qui vise à supprimer la tendance juvénile fait partie intégrante de la standardisation des séries (Briffa et al., 1996). Un fort recoupement des séries, selon l'âge de l'arbre, est donc nécessaire si on veut éviter de supprimer le signal climatique basse-fréquence. Il est en général suggéré d'échantillonner les vieux arbres afin d'obtenir des longues séries où une grande partie n'est pas impactée par la tendance juvénile (Briffa et al., 1996; Schweingruber, 1988; Stoffel and Bollschweiler, 2008).

Enfin, plusieurs phénomènes exogènes épisodiques peuvent engendrer un ralentissement de croissances des cernes. L'attaque importante d'insectes, un incendie qui atteint partiellement l'arbre, un impact ou une rupture (ex : pendant une tempête, avalanche), ou encore une embolie de l'arbre généralisée (ex : conséquence d'un gel important), sont autant de facteurs qui doivent être pris en considération (Bollschweiler et al., 2007; Butler and Sawyer, 2008; Lundström et al., 2008; Stoffel et al., 2005).

En somme, il est nécessaire d'échantillonner le plus grand nombre de séries pour obtenir une information affranchie au maximum de la variabilité naturelle des essences. Il est suggéré d'échantillonner 4 séries par individus (au minimum deux séries) et une trentaine d'individus pour une espèce sur un site (Stoffel and Bollschweiler, 2008).

1.2. La chimie isotopique du bois : focus sur le $\delta^{13}\text{C}$

1.2.1. Prérequis sur les isotopes et ratios isotopiques

1.2.1.a. *Les isotopes : définitions*

L'existence des isotopes est démontrée depuis 1913 et les expérimentations de Thomson sur le néon (Thomson, 1913). Des isotopes correspondent à des atomes de même numéro atomique (nombre de protons = Z) mais de différentes masses atomiques (somme du nombre de protons et neutrons = A). En terme analogue, un atome, constitué d'électrons et d'un noyau (protons et neutrons), peut présenter un nombre de neutrons (n) variable pour un nombre de protons (Z) identiques. La nomenclature de deux isotopes s'écrit ${}^A\text{X}$ et ${}^{A+xn}\text{X}$, avec « X » le symbole de l'élément (ex : C = Carbone, même Z) et « xn » le nombre d'atomes supplémentaires (${}^A\text{X}$ est considéré comme l'isotope le plus léger). On précisera que le nombre d'isotopes, pour un Z donné, est limité (équilibre nucléaire nécessaire). Il est possible de distinguer deux types d'isotopes, des isotopes stables et des isotopes instables. Ces derniers sont juste au-dessus de l'équilibre nucléaire et reprendront une forme stable avec le temps, par réaction radioactive (Ex : ${}^{14}\text{C}$, isotope radioactif) (Pomerol et al., 2011).

Les isotopes peuvent être présents pour tout type de matière. Dans la matière organique, dont les principaux éléments sont H , C , N et O , plusieurs formes d'isotopes peuvent être retrouvées : H , D (${}^2\text{H}$), ${}^{12}\text{C}$, ${}^{13}\text{C}$, ${}^{14}\text{N}$, ${}^{15}\text{N}$, ${}^{16}\text{O}$, ${}^{17}\text{O}$, ${}^{18}\text{O}$ (pour les isotopes stables) et T (${}^3\text{H}$), ${}^{14}\text{C}$ (pour les isotopes instables). Les éléments mineurs renferment également différents isotopes (Ex : strontium avec 35 isotopes).

1.2.1.b. *Rapports isotopiques : évolution des proportions isotopiques dans la nature*

En général, les isotopes stables les plus légers sont majoritaires dans la nature. Lorsqu'on veut étudier l'évolution d'un isotope, on utilise communément un ratio isotopique avec pour dénominateur l'isotope léger. De plus, les spectromètres de masse, qui servent à la mesure des concentrations isotopiques, possèdent une faible résolution en valeur absolue, mais sont très sensible aux différences existant entre deux rapports isotopiques. Les rapports isotopiques sont

donc étudiés sur la base d'une comparaison d'un standard international. Ainsi pour exemple, le $\delta^{13}\text{C}$ est le rapport isotopique de la concentration de carbone 13 (^{13}C) sur celle de carbone 12 (^{12}C) (isotopes stables du carbone), donné en valeur pour mille par rapport à un standard (1) (Pomeroy et al., 2011; Rundel et al., 1989).

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{sample}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{standard}}} - 1 \right) \quad (1)$$

Pour le carbone, le PDB (Pee Dee Belemnite) est utilisé communément comme standard international. Il correspond à la valeur isotopique du *Belemnitella americana* (fossile marin de la formation « Pee Dee » en Caroline du Sud). Néanmoins, lors des analyses isotopiques, pour raison de praticité et de coût, de nouveaux standards référés au PDB peuvent être utilisés (« vienna PDB ») (Coplen, 2011). Le bois, matériau organique, possède donc différents signaux isotopiques (ex : $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{15}\text{N}$). Si l'ensemble de ces signaux fait le sujet de nombreuses études, dans l'objectif d'une étude de matériaux archéologiques (matériaux brûlés contenant peu d'azote et d'oxygène), nous avons choisi de nous focaliser sur le signal isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ dans le bois (McCarroll and Loader, 2004; Rundel et al., 1989).

1.2.2. Intégration du carbone dans la plante : fractionnement isotopique

1.2.2.a. Le fractionnement isotopique : généralité

Le fractionnement isotopique correspond à une évolution du rapport isotopique au cours d'un phénomène de transformation de la matière, par processus biologique ou physico-chimique (ex : photosynthèse, solidification). Le phénomène de fractionnement isotopique (ou discrimination isotopique) se présente sous trois formes : cinétique, thermodynamique et biologique. La forme cinétique correspond à une différence de vitesse de réaction entre les isotopes. En effet, les isotopes lourds sont à la fois plus mobiles et possèdent des liaisons chimiques plus fortes (rupture des liaisons plus difficiles) que les isotopes légers. Ensuite, la forme thermodynamique s'exprime par une différence d'énergie libre entre les isotopes. Les isotopes lourds ont une énergie libre plus faible (constante d'équilibre plus faible) et favorisent l'inertie de réaction et leur accumulation en phases condensées (liquide, solide). Enfin, la forme biologique correspond par exemple à une réaction enzymatique. On a alors une réaction irréversible d'un réactif vers un produit dont les ratios isotopiques peuvent être drastiquement différents (O'Leary, 1981; Rundel et al., 1989).

1.2.2.b. Le fractionnement isotopique durant l'intégration du carbone par les feuilles : entre conductance et carboxylation

Lors de l'intégration du carbone par la plante, plusieurs fractionnements isotopiques successifs surviennent. Ces derniers sont, plus ou moins intensément favorables à l'assimilation préférentielle du ^{12}C (inversement pour ^{13}C) (Badeck et al., 2005; Gessler et al., 2014). Le $\delta^{13}\text{C}$ apparaît alors comme un outil majeur pour l'étude d'écophysologie végétale. Le $\delta^{13}\text{C}$ a, entre autres, été utilisé pour reconnaître la matière organique formée par différents métabolismes de

photosynthèse (C3, C4 et CAM), ou encore, pour différencier les différents tissus de la plante et leurs physiologies (Bender, 1971; Farquhar et al., 1982).

Comme le $\delta^{13}\text{C}$ de la plante (tout tissu confondu) dépend d'abord du $\delta^{13}\text{C}$ atmosphérique, les études qui s'intéressent à l'évolution du signal isotopique utilisent communément la discrimination isotopique du carbone (Δ) (supprime $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$) (Berninger et al., 2000) ; cette dernière permet de quantifier la discrimination effectuée sur le ^{13}C (soit $^{13}\text{CO}_2$) au cours de la fixation du carbone par la plante, en comparaison avec la concentration atmosphérique :

$$\Delta^{13}\text{C} = \frac{\delta^{13}\text{C}_a - \delta^{13}\text{C}_p}{1 + \delta^{13}\text{C}_p} \quad (2)$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{plante}} \approx \delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} - \Delta^{13}\text{C} \quad (3)$$

C_a et C_p représentent respectivement, la composition du CO_2 (en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) dans l'atmosphère et dans la plante.

La discrimination isotopique du carbone durant l'assimilation du carbone atmosphérique peut être divisée entre deux phénomènes de fractionnement. On distingue premièrement, la discrimination isotopique intervenant pendant la diffusion du CO_2 à travers les stomates. Cette discrimination avantage les molécules de faible masse ($^{12}\text{CO}_2$) et reste relativement faible ($\approx -4,4\%$). On distingue ensuite, la discrimination par l'enzyme RuBisCO. Cette dernière correspond, en toute rigueur, à l'enzyme de photosynthèse et préfère les molécules $^{12}\text{CO}_2$ aux $^{13}\text{CO}_2$. Le taux de discrimination est ici relativement plus important ($\approx -27\%$) (Farquhar et al., 1989; Farquhar et al., 1982). L'équation générale qui régit l'ensemble de ces discriminations est :

$$\Delta^{13}\text{C} = a + (b - a)(C_i/C_a) \quad (4)$$

Avec « a » représentant la discrimination par diffusion au niveau des stomates et « b » la discrimination par carboxylation au niveau de l'enzyme RuBisCO, C_i/C_a correspond au ratio de concentration de CO_2 intercellulaire sur celle du CO_2 atmosphérique (Farquhar and Lloyd, 1993; Farquhar et al., 1982) (Figure C1.I-5).

La discrimination intervenant pendant la diffusion et la carboxylation est constante. Le $\delta^{13}\text{C}$ est donc principalement influencé par le rapport C_i/C_a (Farquhar et al., 1989; Farquhar and Lloyd, 1993). Si la conductance stomatique (g_s) est faible comparée au taux de photosynthèse (A), la concentration relative de CO_2 intracellulaire diminue et la discrimination par carboxylation est alors moins importante : le $\delta^{13}\text{C}$ augmente. A l'inverse, Si g_s est plus important que A, la concentration relative du CO_2 intercellulaire augmente et la discrimination par carboxylation est importante : le $\delta^{13}\text{C}$ diminue. L'ensemble de ces rapports peut être résumé par la formule :

$$A/g_s = C_a \left(1 - C_i/C_a\right) (0,625) \quad (5)$$

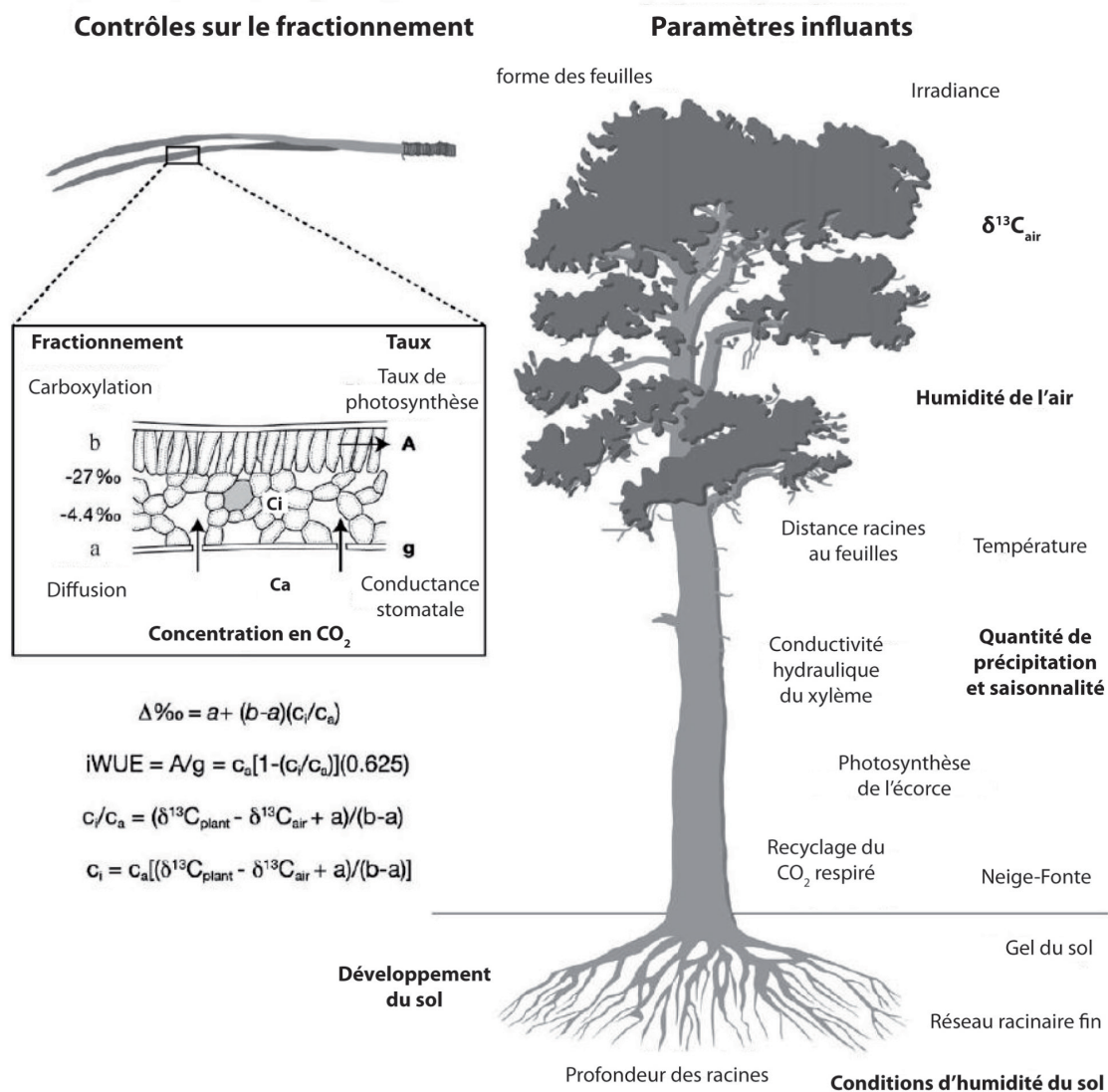


Figure C1.1-5) Représentation schématique d'un résineux montrant les principaux contrôles du fractionnement des isotopes du carbone et les facteurs environnementaux qui les influencent (en gras, principaux facteurs limitants considérés pour l'étude du Pléistocène supérieur). Les équations sont expliquées dans le texte (modifié d'après McCarroll and Loader, 2004).

1.2.2.c. Le fractionnement isotopique durant l'intégration des sucres par la plante : différences anatomiques et moléculaires

À la suite de l'assimilation du carbone (photosynthèse), les sucres ou les amidons (organe de stockage) formés sont remobilisés pour la formation de l'ensemble des composés de l'arbre. Lors de ces transformations, de nouveaux fractionnements isotopiques vont avoir lieu (Jäggi et al., 2002). Les différents tissus de l'arbre (xylème secondaire, feuille, etc.) présenteront un ratio isotopique différent (ex : différence de 3‰ entre le bois et les feuilles) (Badeck et al., 2005; Brendel et al., 2003; Cernusak et al., 2009; Damesin and Lelarge, 2003; Klein et al., 2005; Leavitt and Long, 1986). Toutefois, les fractionnements isotopiques entre les sucres et les tissus organiques sont relativement constants (Damesin and Lelarge, 2003). Les évolutions de la discrimination

isotopique se retrouvent dans le signal $\delta^{13}\text{C}$ de n'importe quel organe de l'arbre (Leavitt and Long, 1982; Schleser, 1992).

Ce phénomène se retrouve également à l'échelle moléculaire pour les composants principaux (cellulose, lignine). Si le $\delta^{13}\text{C}$ de la cellulose et celui de la lignine divergent, plusieurs études ont montré que ce fractionnement était constant (Eglin et al., 2008; Ferrio and Voltas, 2005; Mazany et al., 1980). Le $\delta^{13}\text{C}$ de la cellulose et celui de la lignine restent ainsi fortement corrélés avec le $\delta^{13}\text{C}$ du bois entier. L'écart des valeurs isotopiques entre la lignine et la cellulose a pu être quantifié ; la lignine donne des valeurs inférieures à celles de la cellulose d'environ -3‰ (cellulose = +1‰ et lignine = -2‰, fractionnement isotopique au clivage des photosynthats) (Loader et al., 2003; Turney et al., 1999; Wilson and Grinsted, 1977) (Figure C1.I-6). Dans cette logique, il est nécessaire de faire remarquer que les $\delta^{13}\text{C}$ des feuilles, bois et graines, de formations et compositions différentes, divergent (phénomène de translocation) (Leavitt and Long, 1986; Schleser, 1992; Voltas et al., 2008).

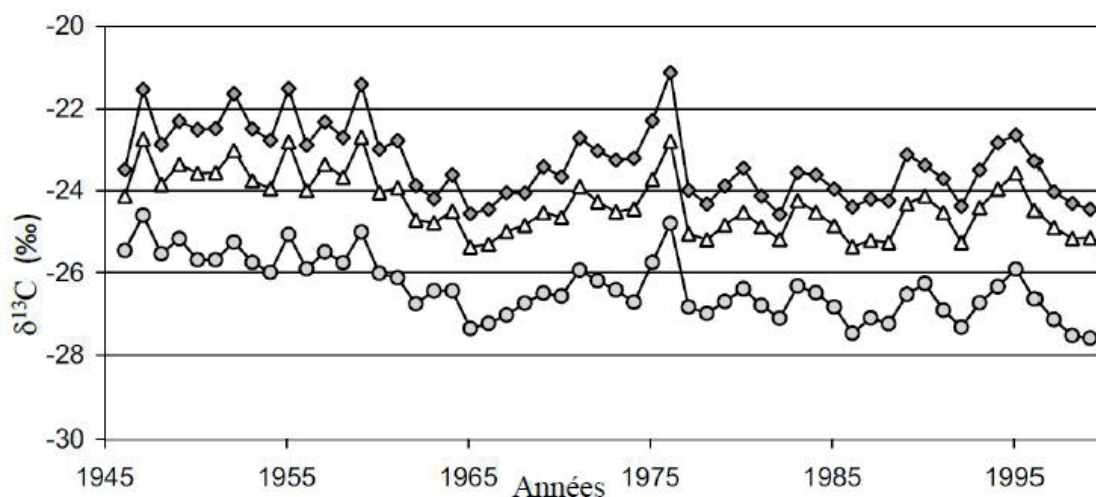


Figure C1.I-6 Variations du $\delta^{13}\text{C}$ de la cellulose (losanges), du bois total (triangle) et de la lignine (rond) au cours du temps chez un chêne pédonculé (Loader et al., 2003).

1.2.3. Variabilité naturelle du $\delta^{13}\text{C}$ de la plante

1.2.3.a. *Variabilité intra-individu et Variabilité inter-individus*

Les études ont montré une variabilité naturelle du $\delta^{13}\text{C}$ au sein d'un cerne pour un même individu (Tableau C1.I-1). Le signal varie en général de 0,5 à 1,5‰ ; on parle de variabilité circonférentielle (Leavitt, 2010; Leavitt and Long, 1984, 1986; Mazany et al., 1980; Ramesh et al., 1985; Tans and Mook, 1980). Les causes de variabilité sont sans doute reliées à celles qui peuvent affecter les mesures de cernes (I.1.2.c). Pour exemple, le $\delta^{13}\text{C}$ dépend de sa position cardinale (ex : Nord) dans l'arbre (Ramesh et al., 1985; Sheu et al., 1996). Leavitt et long (1984) proposent un échantillonnage optimal de quatre carottes par individu pour se prévenir de l'effet circonférentiel.

Bibliographie	Variable circonférentielle du $\delta^{13}\text{C}$	Espèce (s)	Tissu (s)	Echantillonnage (carottes/période)	Localité Site (s) d'étude
Chen et al. (2002)	1,5-3‰	<i>Cryptomeria fortune</i> <i>Abies fabri</i>	cellulose	7-8 / annuel	Chine
Francey (1981)	0,5-1,0‰	<i>Phyllocladus aspleniifolius</i>	cellulose	4 / penta-annuel & 3 /decennie	Tasmanie
Leavitt and Long (1984)	1-1,5‰	<i>Pinus edulis</i>	cellulose	8 / penta-annuel	Arizona
Mazany et al. (1980)	0,5-1,0‰	<i>Pinus ponderosa</i>	cellulose	5 / décennie	Nouveau Mexique
Nguyen-Queyrens et al. (1998)	0,5‰	<i>Pinus pinaster</i>	cellulose	2 / annuel	France / Maroc
Ramesh et al. (1985)	0,5-1,0‰	<i>Abies pindrow</i>	holocellulose	3 / annuel	Inde
Robertson et al. (1995)	0,5‰	<i>Quercus petraea</i>	cellulose	3 / annuel	Irlande du nord
Sheu et al, 1996	0,5-1,5‰	<i>Abies kawakamii</i>	cellulose	3 / annuel	Taiwan
Tans et mook (1980)	0,5-4‰	<i>Quercus robur</i> <i>Quercus rubra</i>	bois cellulose	2-8-30 / annuel (BF)	Pays-bas

Tableau C1.I-1) Variabilité isotopique intra-individu approximative pour les arbres d'un même site (même espèce) (Bibliographie non-exhaustive ; modifié d'après Leavitt et al., 2010).

La variabilité du $\delta^{13}\text{C}$, pour une même année entre plusieurs individus d'une même espèce, présente un écart relativement similaire compris entre 1 à 3‰ (Francey, 1981; Leavitt, 2010; Leavitt and Long, 1984; McCarroll and Pawellek, 1998) (Tableau C1.I-2). Une étude sur 100 pins sylvestres révèle une distribution normale des valeurs isotopiques par rapport à une moyenne de la population. A l'aide d'une inférence statistique *bootstrap* des données précédentes, les auteurs montrent que pour une dizaine d'échantillons, on peut s'attendre à obtenir une marge à 90% de la moyenne de 0,57‰ du $\delta^{13}\text{C}$ pour un écart type de 0,18‰ (ou une marge de 0,68‰ à 95% de la moyenne) (Loader et al., 2013).

Comme pour les processus affectant les cernes de bois, la variabilité inter-individus est possiblement due au phénotype, à la position géographique et à la présence d'évènements épisodiques affectant leur croissance. Quoi qu'il en soit, les tendances isotopiques au sein de séries chronologiques d'une même population (mêmes conditions micro-environnementales) sont significativement corrélées. L'utilisation de l'évolution relative du signal isotopique reste donc exploitable (Leavitt and Long, 1984).

Considérant cette variabilité inter-individus du $\delta^{13}\text{C}$, plusieurs études se sont intéressées à quantifier le nombre d'individus minimum nécessaire pour obtenir un signal isotopique moyen représentatif de la population. Comme les populations sont hétéroclites, les auteurs utilisent une valeur dépendante de l'écart relatif des séries dans la population : l'EPS « expressed population signal » (Wigley et al., 1984).

$$EPS = (n \times r_{mean}) \div [(n \times r_{mean}) + (1 - r_{mean})] \quad (6)$$

Où « n » correspond au nombre d'individus étudiés et « r_{mean} » correspond au coefficient de corrélation moyen entre toutes les paires de séries isotopiques. Les auteurs proposent un EPS de 0.85 comme valeur seuil pour étudier la série moyenne d'une population. Le « n » pour un EPS de

0.85 correspond alors au nombre d'individus qu'il est nécessaire d'étudier pour diminuer de 85% la variance entre les séries. Au contraire du nombre d'arbres nécessaires pour obtenir une série de mesures fiables en dendroclimatologie (≈ 30), le nombre d'individus minimum pour une série isotopique référence d'un site est relativement plus faible. En effet, différentes études proposent un nombre d'individus minimum de 2 à 5 chez des gymnospermes (Ex : *Pinus* sp.) (Gagen et al., 2006; McCarroll and Pawellek, 1998), et une autre, de 2-6 individus minimum dans une population de chênes pédonculés (*Quercus robur*) (Robertson et al., 1997). Dans cette ligne, plusieurs séquences références du signal $\delta^{13}\text{C}$ (gymnospermes et angiospermes) sont fondées à partir de 4 à 6 individus (Anderson et al., 1998; February and Stock, 1999; Leavitt and Long, 1988; Liu et al., 2004; Robertson et al., 1997; Saurer et al., 1995a; Treydte et al., 2001).

Bibliographie	Variable inter-individus du $\delta^{13}\text{C}$	Espèce (s)	Tissu (s)	Echantillonnage (sites/arbres/période)	Localité Site (s) d'étude
Arneeth et al. (2002)	1-2‰	<i>Pinus sylvestris</i>	cellulose	1 / 4 / tri-annuel	Sibérie
Aucour et al. (2002)	1-1,5‰	<i>Pinus koraiensis</i>	nitrocellulose	1 / 2 / annuel	Chine
Choi et al. (2005)	1-1,5‰	<i>Pinus densiflora</i>	bois	1 / 3 / tri-annuel	Corée
Francey (1981)	2-3‰	<i>Athrotaxis selaginoides</i>	cellulose	1 / 5 / décennie	Tasmanie
Leavitt (2007)	1-2‰	<i>Pinus resinosa</i> <i>Pinus strobus</i> <i>Picea glauca</i>	cellulose	8 / 4-7/ annuel	États-Unis (Grands Lacs)
Leavitt and Long (1984)	2-3‰	<i>Pinus edulis</i>	holocellulose	1 / 8 / penta-annuel	Arizona
Leavitt and Long (1986)	0,5-2‰	<i>Pinus edulis</i>	cellulose	5 / 6 / penta-annuel	États-Unis Sud-Ouest
Leavitt et al. (2002)	1-2‰	<i>Pinus ponderosa</i>	holocellulose	6 / 4-7 / annuel	Arizona / Nouveau Mexique
Loader (2013)	0,5-2,5‰	<i>Pinus sylvestris</i>	cellulose	1 / 100 / annuel	Ecosse
Mazany et al. (1980)	0,5-2‰	<i>Pinus Ponderosa</i> <i>Abies concolor</i>	cellulose lignine	1 (archéo) ; 1 ; décennie	Nouveau Mexique
McCarroll and Pawallek (1998)	1-2,5‰	<i>Pinus sylvestris</i>	holocellulose	5 / 5 / annuel (BF)	Finlande
Nguyen-Queyrens et al. (1998)	0,5-1,5‰	<i>Pinus pinaster</i>	cellulose	2 / 2 / annuel	France / Maroc
Porté and Loustau (2001)	1,5-3‰	<i>Pinus pinaster</i>	cellulose	1 / 7 / annuel	France
Raffalli-Delerce et al. (2004)	1,5-2‰	<i>Quercus robur</i>	cellulose	1 / 4 / annuel	France
Ramesh et al. (1985)	0,5‰-2‰	<i>Abies pindrow</i>	nitrocellulose	1 / 2 / annuel	Inde
Robertson et al. (1997)	<0,5‰	<i>Quercus robur</i>	cellulose	2 / 5 / annuel (BF)	Finlande
Saurer et al. (1997b)	1-3‰	<i>Fagus sylvatica</i>	cellulose	2 / 4-6 / annuel	Suisse
Treydte et al. (2009)	1-2‰	<i>Juniperus excelsa</i>	cellulose	1 / 5 / annuel	Pakistan

Tableau C1.1-2) Variabilité isotopique inter-individus approximative pour les arbres d'un même site (même espèce) (Bibliographie non-exhaustive ; modifié d'après Leavitt et al., 2010).

1.2.3.b. Variabilité inter-espèces

Pour des cernes contemporains au sein d'individus d'espèces différentes, le $\delta^{13}\text{C}$ présente une variance similaire à la variabilité intra spécifique (Leavitt and Lara, 1994; Leavitt and Long, 1984; McCarroll and Pawellek, 1998) (Tableau C1.I-3). Toutefois, dans une étude de Leavitt sur différentes espèces d'arbres de la région des Grands Lacs, la variation du $\delta^{13}\text{C}$ peut atteindre

4‰ (Leavitt, 2002). Cet écart semble être dû à la divergence anatomique des angiospermes et gymnospermes, cette dernière se manifestant dans plusieurs études par un enrichissement de $\delta^{13}\text{C}$ de l'ordre de 23‰ gymnospermes (Leavitt, 2002; Leavitt and Long, 1991).

Bibliographie	Variable inter-espèces du $\delta^{13}\text{C}$	Espèce (s)	Tissu (s)	Echantillonnage (sites/arbres/période)	Localité Site (s) d'étude
Andreu et al. (2008)	0,5-2,0‰	<i>Pinus ucinata</i> <i>Pinus nigra</i> <i>Pinus sylvestris</i>	cellulose	5 ; 4-8 ; annuel	Espagne (Nord)
Leavitt (2002)	3-4‰	<i>Pinus spp.</i> <i>Quercus spp.</i> <i>Populus spp.</i> <i>Juniperus virginiana</i> <i>Acer negundoc</i> <i>Picea glauca</i> <i>Fagus grandifolia</i>	bois	3 / 7-8 / annuel	États-Unis (Grands Lacs)
Leavitt (2007)	1-2%	<i>Pinus resinosa</i> <i>Pinus strobus</i> <i>Picea glauca</i>	cellulose	1 / 4-7/ annuel	États-Unis (Grands Lacs)
Leavitt and Lara (1994)	≈ 3‰	<i>Fitroya cupressoides</i> <i>Pinus edulis</i>	holocellulose	1 / 5 / penta-annuel Leavitt & Long, (1989)	Chilie États-Unis Sud-Ouest
Leavitt and Long (1989)	0,5-2,0‰	<i>Pinus edulis</i> <i>Pinus ponderosa</i> <i>Pinus monophylla</i> <i>Pinus longaeva</i>	holocellulose	9 / 4 / penta-annuel	États-Unis Sud-Ouest
Ramesh et al. (1985)	2,5-3‰	<i>Abies pindrow</i> <i>Cedrus deodara</i> <i>Pinus wallichiana</i>	nitrocellulose	1 / 2 / annuel	India

Tableau C1.1-3) Variabilité isotopique approximative entre les arbres d'un même site, selon les différentes espèces d'arbres (Bibliographie non-exhaustive ; modifié d'après Leavitt et al., 2010).

Concernant les corrélations entre les évolutions des signaux isotopiques, plusieurs auteurs mettent en avant le réel obstacle que peut représenter la divergence phénotypique des espèces (voire sous-espèces) et leurs différents mécanismes d'adaptation aux changements environnementaux (Ehleringer and Cerling, 1995; Ferrio et al., 2003a; Leavitt, 2002; Michelot, 2011). Ces différentes stratégies de réponse entre les espèces sont, en général, illustrées par l'évolution du WUE (« water use efficiency ») et WUEi (« Water Use efficiency – intrinsic »). Le WUE correspond au rapport de la quantité d'eau mobilisée par l'organisme sur la quantité perdue par transpiration alors que le WUEi correspond au ratio : taux de carbone assimilé sur taux de transpiration (plus propice pour les études sur $\delta^{13}\text{C}$) (Bacon, 2004). Le WUEi permet de considérer plusieurs paramètres liés à la physiologie de l'arbre, en particulier la balance entre le taux de photosynthèse et la conductance stomatique :

$$WUEi = A/g_s (\propto WUE) \quad (7)$$

On rappelle, que A (taux de photosynthèse) et g_s (conductance stomatique) sont directement liés à la discrimination de l'isotope ^{13}C pendant l'assimilation du carbone de l'atmosphère (facteur a et b de l'eq. 4). Leavitt propose ainsi l'hypothèse que la concentration plus importante en ^{13}C

chez les conifères est induite par la différence de WUE entre angiosperme et gymnosperme. L'anatomie du bois des gymnospermes (trachéïdes) se traduit par un WUE plus important que les angiospermes (vaisseaux) (Leavitt, 2002). A une échelle intra-genre, une étude montre également une différence de discrimination isotopique entre deux espèces de chênes (*Q. robur* and *Q. petraea*) due à leur conductance (densité des vaisseaux) (Ponton et al., 2001). Certains auteurs proposent que la variabilité isotopique inter-espèces sur le terrain peut, dans l'ensemble, être rapportée aux évolutions génétiques (Ferrio et al., 2003b; Stuiver and Braziunas, 1987). Cependant, deux études contradictoires sur *Pinus resinosa*, espèce d'une forte homogénéité génétique, indiquent une variabilité inter-individus importante avec des écarts dans le signal $\delta^{13}\text{C}$ compris entre 0,5 et 2‰ ou 1,5 et 2‰ (en chambre de croissance et sur le terrain réciproquement) (Leavitt, 2001, 2007). Dans l'ensemble, il apparait donc difficile de généraliser les facteurs de la variation du signal $\delta^{13}\text{C}$ entre les espèces (Ferrio et al., 2003a). Ce dernier point est d'autant plus important que les différentes espèces d'arbres ne présentent pas les mêmes niches écologiques.

Néanmoins, de nombreuses études montrent tout de même une bonne corrélation du signal $\delta^{13}\text{C}$ entre les espèces d'un même site. La réponse commune des différentes espèces à un même stress climatique prédomine alors sur les autres facteurs de variabilité (Gagen et al., 2006; Saurer et al., 2004). Cette synchronisation des signaux isotopiques peut se retrouver à la fois au sein de plusieurs espèces d'un même embranchement (gymnosperme ou angiospermes) (Gagen et al., 2004; Warren et al., 2001), mais aussi entre deux espèces d'embranchements différents. Ainsi, on retrouve des corrélations similaires entre le signal $\delta^{13}\text{C}$ et la disponibilité en eau dans le sol pour trois genres différents (*Pinus* sp., *Picea* sp., *Fagus* sp) (Saurer et al., 1995a). Deux études viennent ensuite confirmer ces résultats avec des données analogues : la première sur le signal isotopique chez *Fagus sylvatica*, *Quercus robur*, et *Pinus sylvestris*, et la suivante, également chez *F. sylvatica* et *P. sylvestris*, mais un chêne alternatif (*Q. petraea*) (Hemming et al., 1998; Michelot, 2011).

Certains auteurs vont plus loin et proposent d'associer les signaux isotopiques de différentes espèces pour obtenir un seul signal $\delta^{13}\text{C}$ référence, de plus haute puissance. En effet, Gagen et ses collaborateurs (2004) notent que les signaux isotopiques de *Pinus uncinata* et de *Pinus sylvestris* ne sont pas discriminés significativement. Un signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen du genre *Pinus* est proposé pour une zone géographique alpine avec près de 400m de dénivelé. Une étude sur trois espèces de pins nord-américains (*P. menziesii*, *P. ponderosa* et *P. monticola*) arrivait à des conclusions similaires (Marshall and Monserud, 1996). Certains auteurs proposent que le climat affecte rapidement la sélection phénotypique et génotypique des individus d'une même espèce (Anderson et al., 1996). La plasticité des essences de pin permettrait une rapide adaptation de ces derniers à leur milieu et aurait pour conséquence d'estomper les caractéristiques spécifiques de chaque espèce dans leur réponse au climat.

1.2.4. Evolution du $\delta^{13}\text{C}$ en fonction de l'environnement

1.2.4.a. Impact des paramètres climatiques sur $\delta^{13}\text{C}$

On retrouve dans la littérature, de nombreuses études attestant une forte corrélation entre le $\delta^{13}\text{C}$ et les variations environnementales et climatiques, et ceci, dans l'ensemble des tissus et

organes de la plante (ex : bois, feuilles, grènes, etc.) (Ferrio et al., 2003b; McCarroll and Loader, 2004; Riehl et al., 2008) (Tableau C1.I-4). Toutefois, comme cités précédemment, les phénomènes de translocation entre les compartiments physiologiques, affectent le signal isotopique. Ainsi, les valeurs absolues du $\delta^{13}\text{C}$ entre tissus de la plante sont différentes (Panek and Waring, 1997). Les signaux isotopiques de ces compartiments physiologiques répondent néanmoins avec une logique similaire et sont bien souvent complémentaires (Aguilera et al., 2012; Voltas et al., 2008; Weitner et al., 2007).

Pour ce qui concerne le signal du $\delta^{13}\text{C}$ des cernes de bois, si la majorité des études sont faites sur la cellulose des cernes, un bon nombre a pour matériel le bois total et la lignine (Ferrio and Voltas, 2005; Loader et al., 2003; Turney et al., 1999). En effet, l'écart quasi-constant entre le $\delta^{13}\text{C}$ de la cellulose, celui de la lignine et celui du bois, permet un enregistrement du signal climatique synchrone chez tous ces composants. Un coefficient de corrélation de « $r=0,914$ » est par exemple retrouvé entre la cellulose et la lignine (Mazany et al., 1980). La puissance du signal isotopique reste néanmoins plus importante pour le bois que pour la cellulose, elle-même meilleure archive climatique que la lignine (Ferrio and Voltas, 2005; Loader et al., 2003; Mazany et al., 1980). On précise, que ces observations sont retrouvées jusqu'à une échelle saisonnière (intra-cerne) (Leavitt, 2002; Michelot, 2011), aussi bien sur des études de terrain que des études en chambre expérimentale (Leavitt, 2001).

Les facteurs ou groupes de facteurs affectant le $\delta^{13}\text{C}$ sont hétéroclites et dépendent des propriétés de l'état de départ des conditions environnementales du milieu (Figure C1.I-5). On retrouve entre autre : « la température » (Ferrio and Voltas, 2005; Gagen et al., 2006; Gagen et al., 2007; Liu et al., 1996; McCarroll and Pawellek, 2001; Michelot, 2011; Seftigen et al., 2011) ; « la lumière » (Francey and Farquhar, 1982; McCarroll and Pawellek, 2001; Seftigen et al., 2011) ; la « VPD («vapor pressure deficit») » (retrouvée plus souvent chez les feuilles) (Ferrio and Voltas, 2005; Michelot, 2011; Panek and Waring, 1997; Turney et al., 1999) ; « les caractéristiques du sol (pH, cations, azote) » , et surtout « la disponibilité en eau (dans le sol et l'air) et les facteurs associés (ex : transpiration) » (Dupouey et al., 1993; Ehleringer and Cooper, 1988; Farquhar et al., 1989; Ferrio et al., 2003a; Ferrio and Voltas, 2005; Francey and Farquhar, 1982; Gagen et al., 2006; Keitel et al., 2006; Leavitt, 1993, 2002; McCarroll and Loader, 2004; Panek and Waring, 1997; Saurer et al., 1995b; Van de Water et al., 2002; Warren et al., 2001). Dans l'ensemble, tous les facteurs climatiques affectent inégalement le $\delta^{13}\text{C}$. Cependant, seuls les facteurs limitants, responsables de stress pour la plante, sont significativement corrélés avec le signal $\delta^{13}\text{C}$ de la plante. (Ex : forte chaleur ou sécheresse) (Ferrio et al., 2003a; Panek and Waring, 1997). On précisera que, la disponibilité en eau (et les facteurs associés) est généralement le premier facteur limitant, suivie par la température.

Afin de généraliser l'effet conjoint de plusieurs facteurs climatiques limitants, certains auteurs proposent des «indices» du stress climatique et environnemental : PDSI (Palmer Drought Severity index) (Leavitt, 2002; Palmer, 1965), coefficient Beer's extinction (Panek and Waring, 1997) ou l'Indice d'Ellenberg (Ellenberg et al., 1992; Weitner et al., 2007). Toutefois, dans les contextes récurrents où le facteur limitant est la disponibilité en eau, le WUE_i (ou le WUE) est

utilisé comme principal marqueur de la corrélation entre le $\delta^{13}\text{C}$ et l'évolution du stress hydrique (Van de Water et al., 2002; Voltas et al., 2013).

1.2.4.b. La disponibilité en eau et le $\delta^{13}\text{C}$

Dans cette partie, le terme de disponibilité en eau englobe l'ensemble des facteurs climatiques et environnementaux qui ont un impact direct sur l'apport ou la perte en eau pour la plante : humidité relative, sol et air, précipitation, VPD, T/PT (transpiration/potentiel transpiration), etc. D'autres facteurs indirects peuvent également entrer en jeu : température, vent, topographie, etc. La disponibilité en eau a, comme principal impact physiologique, l'ouverture ou la fermeture des stomates (Farquhar et al., 1989). Cette réponse stomatique diffère selon les espèces et leur stratégie d'adaptation face au stress environnemental (Ferrio et al., 2003a). Chez la majorité des plantes C3, le premier réflexe face à des conditions de forte sécheresse (ex : diminution de l'humidité relative, baisse des précipitations, augmentation de VPD, etc.) est de provoquer une fermeture des stomates pour éviter la perte d'eau. La baisse de la conductance stomatique induit alors une diminution du CO_2 intracellulaire (c_i) et une augmentation de l'effet de discrimination par «b» comparé à «a». En conséquence, on a une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ (diminution Δ) (Farquhar et al., 1982).

Si la disponibilité de l'eau est le signal le mieux enregistré par le $\delta^{13}\text{C}$ (facteur limitant en condition de stress hydrique), la corrélation entre les facteurs de la disponibilité en eau et le signal isotopique sera faible, voire non significative, dans des conditions hydriques optimales. Ainsi, un taux de précipitation de 850 mm par an a été proposé comme seuil de la corrélation eau/ $\delta^{13}\text{C}$ pour le *Pinus radiata* (seuil relatif, autres facteurs influents) (Korol et al., 1999). Chez certaines essences qui poussent dans des conditions de bonne disponibilité de l'eau (ex: *Fagus* sp.), la corrélation entre la disponibilité en eau et le signal isotopique n'est pas retrouvée (Weitner et al., 2007). On note toutefois, qu'une diminution de 1-2‰ du $\delta^{13}\text{C}$ est observable chez le *Fagus sylvatica* d'un sol sec à humide (selon l'écologie du *Fagus* sp.) (Keitel et al., 2006; Saurer et al., 1995b).

Une étude de Warren et ses collaborateurs, portant sur la relation entre la discrimination isotopique chez des conifères et la disponibilité en eau, a montré que le rapport Précipitation/Evaporation (P/E) est corrélé avec $P_a - P_i$ (réponse stomatique) uniquement si le rapport P/E est inférieur à 1. Un rapport de P/E supérieur à 1, indique une bonne disponibilité en eau ; d'autres facteurs limitants interviennent à la place (température, irradiation, saturation de l'air en eau) (Warren et al., 2001). Dans un cas extrême, un P/E supérieur à 2 provoquera une fermeture des stomates (diminution de g_s) et donc une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ (diminution Δ) (Drew, 1983).

1.2.4.c. La température, la lumière et le $\delta^{13}\text{C}$

Les effets de la température et de la lumière sont complexes. En effet, si ces facteurs ont un impact direct sur la photosynthèse et la croissance de la plante, leurs effets sur le signal isotopique peuvent être contrastés, non linéaires et non intuitifs selon que l'on se trouve dans des conditions tempérées à froides ou que l'on se trouve dans des conditions extrêmes (période de froid très important, conditions très chaudes). Plus encore, la forte corrélation entre la température et la lumière avec d'autres facteurs environnementaux (Ex : VPD) rend difficile de prévoir leurs effets

sur le signal isotopique (Zimmerman and Ehleringer, 1990). La température et la lumière sont impliquées à la fois aux niveaux du taux de photosynthèse (A) et de la conductance stomatique (intrinsèquement lié). Or, leur relation n'est pas linéaire (relation positive dans des conditions rigoureuses et s'inverse après un seuil) et dépend de la population d'arbre observé, ainsi que des autres conditions associées (Dang et al., 1998; Dang et al., 1997; Souza et al., 2005).

La majorité des études actuelles sont réalisées dans des zones tempérées ou dans des zones de réchauffement climatique où la température apparaît comme un facteur limitant (Gagen et al., 2007; McCarroll and Pawellek, 2001; Seftigen et al., 2011; Voelker et al., 2014; Warren et al., 2001). Dans ces contextes, la température et l'irradiance apparaissent le plus souvent comme un frein à la croissance de la plante (Briffa et al., 1998). L'augmentation trop importante de la température, ou de la lumière, provoque une sur-production photosynthétique (augmentation de A), ce qui induit une diminution de ci . De plus, la forte productivité de la plante et l'accumulation d'azote dans les feuilles vont accentuer le drainage de la plante et occasionner un stress hydrique (McCarroll and Pawellek, 2001; Morecroft and Woodward, 1996). Ce stress hydrique aura pour conséquence la fermeture des stomates et la diminution de ci . On notera que la fermeture des stomates est également directement liée aux facteurs d'irradiance (Zimmerman and Ehleringer, 1990). Enfin, une élévation trop importante de la température est bien souvent associée à une augmentation de l'évapotranspiration et une accentuation de la fermeture des stomates (augmentation de ci). L'ensemble de ces procédés a pour conséquence de diminuer le WUE et d'augmenter le $\delta^{13}\text{C}$ de la plante. Si cette réponse physiologique est principalement causée par une augmentation des températures ou de la luminosité printanière et estivale, plusieurs études montrent qu'une température hivernale trop importante aura les mêmes conséquences sur le $\delta^{13}\text{C}$ (mauvais repos de la plante) (Lavergne et al., 2017). Cette corrélation positive entre la température (et lumière) et le $\delta^{13}\text{C}$ est observée chez les gymnospermes comme les angiospermes, pour des changements climatiques annuels comme saisonniers, et est retrouvée jusque dans les forêts scandinaves (McCarroll and Pawellek, 2001; Robertson et al., 1997; Seftigen et al., 2011; Young et al., 2010).

Toutefois, dans des conditions de froid extrême, cette relation devrait s'inverser, un réchauffement se traduit par une augmentation du rapport A/g_s , principalement dû à une meilleure efficacité de l'enzyme RuBisCO (Beerling, 1994). La discrimination par «a» est plus importante et induit une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ (augmentation Δ). On notera également, que la température diminue la présence de gel (facteur négatif sur g_s). Dans ces conditions, l'impact d' A sur le $\delta^{13}\text{C}$ est dit «net» (Larcher and Wagner, 1976). La valeur critique, où la température devient un facteur limitant, dépend de l'espèce étudiée et de son environnement (Beerling, 1994; Morecroft and Woodward, 1990).

Dans une logique similaire, le déboisement, favorisant une meilleure irradiation et la formation de feuilles (LAI : « leaf area index »), aura pour conséquence l'augmentation de la transpiration, une utilisation de l'eau plus importante et augmentation de A . L'ensemble de ces changements se traduit par une augmentation du WUE et une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ (augmentation Δ) (Battipaglia et al., 2014; Warren et al., 2001).

Bibliographie	Espèce (s)	Tissu (s) / Organes (s)	Echantillonnage	Variable corrélée au $\delta^{13}C$	Localité Site (s) d'étude
Anderson et al. (1996)	<i>Eucalyptus</i> sp. (14 sp.)	Feuilles	Annuel (X)	P (An), P (Hiv), P (Prin+Été) Hsol (An)	Australie (Common Garden)
Anderson et al. (1998)	<i>Picea abies</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	T°, T°Max Pluie (An), Hair, Hair (à midi)	Suisse (Alpes)
Andreu et al. (2008)	<i>Pinus uncinata</i> , <i>Pinus nigra</i> <i>Pinus sylvestris</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	T° (Été), P (An), P (Été)	Espagne (Nord)
Arneth et al. (2002)	<i>Pinus sylvestris</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	T° (Prin-Été), P (Été)	Russie (Sibérie)
Aucourd et al. (2002)	<i>Pinus koraiensis</i>	Cellulose (nitrate)	Annuel (Ce)	T° (mai), T° (Été précédent)	Chine (Nord-Est)
Bacon (2004)	<i>Triticum aestivum</i>	Grènes	Annuel (X)	WUE	Australie
Bale et al. (2011)	<i>Pinus longaeva</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	P (Été), Cycle El Niño	Californie
Barbour et al. (2002)	<i>Pinus radiata</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	VPD, SWD	Nouvelle-Zélande
Battipaglia et al. (2014)	<i>Pinus halepensis</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	Incendie, LAI	Italie
Brendel et al. (2003)	<i>Pinus sylvestris</i>	Bois, Cellulose, Aiguilles	Annuel (Ce & X)	Lum, E	Ecosse
Castagneri et al. (2018)	<i>Pinus pinea</i>	α -cellulose	Saisonnier	BI : P (Hiv), T° (Prin) BF : T° (sur 18 mois)	Italie (Sud)
Choi et al. (2005)	<i>Pinus densiflora</i>	Bois	Annuel (Ce)	Déficite en Nutriment	Corée du Sud
Bale et al. (2011)	<i>Pinus longaeva</i>	Cellulose	Annuel (Ce) Pluri Annuel	Cycle El Niño	Californie
del Castillo et al. (2014)	<i>Pinus halepensis</i>	Bois	Annuel (Ce)	P (An), Eau du site	Espagne (Est)
Dupouey et al. (1993)	<i>Fagus sylvatica</i>	Holocellulose	Annuel (Ce)	Hsol (jul)	France (Nord-Est)
Duquesnay et al. (1998)	<i>Fagus sylvatica</i>	Holocellulose	Annuel (Ce)	WUE	France (Nord-Est)
Ehleringer et Cooper (1988)	Inter espèces	Feuilles	Annuel (X)	WUE, Hsol, pente	Arizona
Esper et al. (2015)	<i>Pinus uncinata</i>	α -cellulose	Décennal	T° (Été)	Espagne (Pyrénées)
Esper et al. (2018)	<i>Pinus sylvestris</i>	Bois	Annuel (Ce)	T° (Été), P, Nuage, PDSI, Eau du site	Suède
Feng et Enspein (1995)	<i>Pinus coulteri</i> <i>Quercus lobata</i> <i>Pinus longaeva</i> <i>Juniperus phoenicea</i>	Cellulose	Annuel (Ce)	P (An)	Californie & Egypte
Ferrio et al. (2003a)	<i>Quercus ilex</i> <i>Pinus halepensis</i>	Bois	Pluri Annuel	P.h : WUEi, P (An), P/E Q.i : WUEi, P (sep-mar), P/E	Espagne (NE)
Ferrio et voltas (2005)	<i>Pinus halepensis</i>	Bois, Bois (traité), Holocellulose, Lignine	Annuel (Ce)	P (An), P (Saisons), VPD (An), VPD (Saisons), T (An), T (Été)	Espagne (NE)
Francey et al. (1985)	<i>Lagarostrobos franklinii</i>	Bois, Aiguilles	Annuel (Ce & X)	Lum	Australie (Tasmanie)
Gagen et al. (2004)	<i>Pinus sylvestris</i> <i>Pinus uncinata</i>	Holocellulose (BF)	Annuel (BF)	Eau du site, P (Été)	France (Alpes)
Gagen et al. (2006)	<i>Pinus sylvestris</i> <i>Pinus uncinata</i>	holocellulose (BF)	Annuel (BF)	P (Été)	France (Alpes)
Gagen et al. (2007)	<i>Pinus sylvestris</i>	holocellulose (BF)	Annuel (BF)	T° (Été)	Scandinavie (Nord)
Guy et Holowachuk (2001)	<i>Pinus contorta</i>	Cellulose (<20 an) Tige (<1 an)	Annuel (Ce)	WUE, Eau du site	Canada (Ouest)
Hartl-Meier et al. (2014)	<i>Picea</i> sp. <i>Larix</i> sp. <i>Fagus</i> sp.	Cellulose	Annuel (Ce)	Eau, WUE, Hsol	Autriche
Hemming et al. (1998)	<i>Quercus robur</i> <i>Fagus sylvatica</i> <i>Pinus silvestris</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	Hair (Été), T°max (jul-oct)	Angleterre

Bibliographie	Espèce (s)	Tissu (s) / Organes (s)	Echantillonnage	Variable corrélée au $\delta^{13}C$	Localité Site (s) d'étude
Hultine et Marshall (2000)	<i>Pseudotsuga menziesii</i> <i>Pinus contorta</i> <i>Abies lasiocarpa</i> <i>Picea engelmannii</i>	Aiguilles	Annuel (X)	Altitude	USA (Idaho)
Keitel et al. (2006)	<i>Fagus sylvatica</i>	Feuilles	Annuel (X)	Altitude, Hair, Lum, E	Allemagne & Suisse & France
Klein et al. (2005)	<i>Pinus halepensis</i>	Bois, Aiguilles	Annuel (Ce & X)	Eau du site	Israël
Konter et al. (2014)	<i>Pinus uncinata</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	P (Jun + Été), T° (Jun + Été), PDSI (Jun + Été)	Espagne(pyrénées)
Körner et al. (1988)	Multi espèces	Feuilles	Annuel (X)	Altitude, Pression	Collecte mondiale
Körner et al. (1991)	Multi espèces	Feuilles	Annuel (X)	Altitude, T°, pression, Hair	Autriche
Korol et al. (1999)	<i>Pinus radiata</i>	Bois	Annuel (Ce)	P, VPD, Fertilisation	Australie & Nouvelle Zélande
Kubota et al. (2017)	<i>Pinus thunbergii</i>	Cellulose	Saisonnier	Salinité, T°, Hair	Japon
Lancelotti et al. (2013)	Multi espèces	Feuilles	Annuel (X)	P, T°	Italie
Lavergne et al. (2017)	<i>Fitzroya cupressoides</i> <i>Nothofagus pumilio</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	T° (Hiv), VPD (Hiv), WUEi	Patagonie
Leavitt (2002)	Multi espèces (11 sp.)	Holocellulose	Saisonnier	PDSI	Wisconsin
Leavitt (2007)	<i>Pinus resinosa</i> <i>Pinus strobus</i> <i>Picea glauca</i>	Holocellulose	Saisonnier	PDSI	Région des grands lacs (USA)
Leavitt et al. (2002)	<i>Pinus ponderosa</i> <i>Pinus engelmannii</i>	Holocellulose	Saisonnier	Eau, PDSI (Prin), ENSO, SOI, PDO	Arizona & Nouveau Mexique
Leavitt et Long (1988b)	<i>Pinus edulis</i> <i>Pinus monophylla</i> <i>Pinus ponderosa</i> <i>Pinus jeffreyi</i>	Holocellulose	Pluri Annuel	PHDI	USA (SO)
Leonelli et al. (2015)	<i>Larix decidua</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	Recouvrement par glacier	Italie (Alpes)
Liu et al. (1996)	<i>Pinus tabulaeformis</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	T° (jun), P (mai-jun-jul)	Chine (Huangling)
Liu et al. (2004)	<i>Pinus tabulaeformis</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	P (fév à jul)	Chine (Mt Helan)
Liu et al. (2014)	<i>Abies georgei</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	P, Hair	Chine (Sichuan Province)
Loader et al. (2003)	<i>Quercus robur</i>	Bois, Lignine, Cellulose	Annuel (BF)	T° (août-sep), P (Été), H (Été)	Angleterre
McCarrol et Pawellek (2001)	<i>Pinus sylvestris</i>	cellulose	Annuel (BF)	Site nord : T° (Été), Lum (Été), P (Été), Hair (Été) Site sud : Lum (Été), P (Prin + Été), Hair (Été)	Finlande (Nord)
McKenzie et al. (2018)	<i>Pinus strobus</i>	Bois	Saisonnier	BF : T°	Canada (Ontario)
Morecroft et woodward (1990)	<i>Nardus stricta</i>	Feuilles	Annuel (X)	Altitude (T° + gel +Eau +Pression)	Ecosse
Morecroft et woodward (1996)	<i>Achemilla alpina</i>	Feuilles	Annuel (X)	Altitude, [N][P][K]feuille, LAI, T°	Ecosse & Angleterre
Nguyen-Queyrens et al. (1998)	<i>Pinus pinaster</i>	Cellulose	Annuel (Ce)	WUE, WSI	France & Maroc
Panek (1996)	<i>Pseudotsuga menziesii</i>	Aiguilles	Annuel (X)	Paramètres hydrologiques	Oregon
Panek et Golstein (2001)	<i>Pinus ponderosa</i>	Aiguilles	Annuel (X)	VPD, WUE, Hsol, T°	Californie
Panek et Waring (1997)	<i>Pseudotsuga menziesii</i>	Bois, Aiguilles	Annuel (Ce & X)	LAI, Hair, VPD, T°/PT	Oregon
Ponton et al. (2001)	<i>Quercus robur</i> , <i>Quercus petraea</i>	Bois, Feuilles	Annuel (Ce & X)	WUE, Eau	France (NE)
Porté et Loustau (2001)	<i>Pinus pinaster</i>	Cellulose	Saisonnier	Hsol, T°, lum, VPD, WUEi	France (SO)
Priault et al. (2009)	Multi espèces [arbre (5 sp.), buisson (6 sp.), herbacée (5 sp.)]	Feuilles, Herbes	Annuel (X)	Lum (Jour/Nuit)	Laboratoire et Allemagne

Bibliographie	Espèce (s)	Tissu (s) / Organes (s)	Echantillonnage	Variable corrélée au $\delta^{13}C$	Localité Site (s) d'étude
Rascher et al. (2010)	<i>Pinus pinaster</i> <i>Acacia longifolia</i>	Feuilles (Matière organique soluble dans l'eau)	Annuel (X)	Importance de la canopée	Portugal
Riehl et al. (2008)	Multi espèces (11 sp.)	Grènes	Annuel (X)	Eau, Irrigation, évolution de culture	Syrie (Age du bronze, actu)
Robertson et al. (1997)	<i>Quercus robur</i>	α -cellulose	Annuel (BF)	T° (Été), Hair (Été), P (jun-jul)	Finlande (Turku)
Saurer et al. (1995)	a : <i>Fagus sylvatica</i> b : <i>F. sylvatica</i> , <i>P. abies</i> , <i>P. sylvestris</i>	Cellulose	Pluri Annuel	a : P (mai-jun-jul), Eau du site b : Eau	Suisse & France
Saurer et al. (2004)	<i>Larix sp.</i> ; <i>Picea sp.</i> ; <i>Pinus sp.</i>	Bois	Pluri Décennal	WUE, Eau	Eurasie (Nord)
Scheidegger et al. (2000)	<i>Achillea millefolium</i> <i>Festuca rubra</i> <i>Potentilla aurea</i>	Feuilles	Annuel (X)	Eau, ([N] feuille)	Italie & Autriche (Alpes)
Seftigen et al. (2011)	<i>Pinus sylvestris</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	T° (Été), lum (jul), P (Été)	Norvège (Scandinavian Mountains)
Shestakova et al. (2017a)	<i>Pinus halepensis</i> , <i>Pinus nigra</i> , <i>Pinus pinaster</i> , <i>Pinus sylvestris</i> , <i>Pinus uncinata</i>	Bois	Annuel (Ce)	TRW, P (An), P (Prin selon altitude), Eau, T° (selon altitude)	Espagne (NE)
Sheu et al. (1996)	<i>Abies Kawakamii</i>	Cellulose	Annuel (Ce)	T° (mai à oct)	Taiwan
Stuiver et Braziunas (1987)	Gymnosperme (19 sp.)	Cellulose	Décennal	Hair, T°	USA
Treydte et al. (2001)	<i>Picea abies</i>	Cellulose	annuel (BF)	P, Hair, T (Été)	Suisse (Alpes)
Turney et al. (1999)	<i>Phyllocladus alpinus</i>	Lignine	Annuel (Ce)	VPD, Eau, WUE	Nouvelle Zélande
Van de Water et al. (2002)	Multi espèces (C4, C3 angio, gymno)	Feuilles, Aiguilles	Annuel (X)	WUE, Hsol	Utah & Nouveau Mexique
Voelker et al. (2014)	<i>Quercus macrocarpa</i>	α -cellulose	Annuel (Ce)	P, VPD, Lum	USA (5 Etats)
Voltas et al. (2013)	<i>Pinus sylvestris</i>	α -cellulose	Saisonnier	WUEi, T° (Été), Eau (Hiv)	Espagne (NE)
Warren et al. (2001)	Gymnosperme (14 sp.)	Bois, Aiguilles	Annuel (Ce & X)	P/E<1, Ψ (water potential), WUE, LAI	Synthèse (USA)
Wegener et al. (2010)	<i>Melissa officinalis</i> <i>Salvia officinalis</i> <i>Halimium halimifolium</i> <i>Oxalis triangularis</i>	Feuille, Racines (total + Matière organique soluble dans l'eau)	Annuel (X)	Lum (Jour/Nuit)	Laboratoire
Weitener et al. (2007)	<i>Fagus sylvatica</i>	Cellulose (Bois et Feuilles)	Annuel (Ce & X)	Hsol, P (Été), indice d'Ellenberg (acidité et H), pH, [Mg+] sol, [base]sol	France
Young et al. (2010)	<i>Pinus sylvestris</i>	Cellulose	Annuel (BF)	Lum, T°	Norvège (Fennoscandia)

Tableau C1.1-4) Bibliographie non-exhaustive des études sur le $\delta^{13}C$ des plantes et de sa relation avec les variables climatiques. Abréviations variables : T°, Température ; P, Précipitation ; E, Evapotranspiration ; Hair, Humidité de l'air ; Hsol, Humidité ou disponibilité de l'eau dans le sol ; Lum ; Lumière reçu ; [Z], concentration de l'élément atomique ; Eau, disponibilité en eau générale ; WUE et WUEi « Water Use Efficiency et Water Use Efficiency intinsic » ; VPD, « Vapor pressure deficit » ; WSI, « Water stress index » ; PDSI, Palmer Drought Severity index ; SOI, « Southern Oscillation Index » ; ENSO, « El Niño Southern Oscillation » ; PDO, « Pacific Decadal Oscillation » ; PFD, « Daily Photon flux » ; LAI, « Leaf area Index ». Abreviation période (An, Année ; Prin-Été-Hiv, Printemps- Été-Hiver ; jav-fév-mar-avr-mai-jun-jul-août-sep-oct-nov-déc, janvier-février-mars-avril-mai-juin-juillet-août-septembre-octobre-novembre-décembre

1.2.4.d. L'altitude et le $\delta^{13}C$

L'altitude est un facteur environnemental indirect qui affecte principalement la température et la pression atmosphérique. Il a été observé que pour des plantes de haute altitude, cette dernière

prévalait sur d'autres gradients environnementaux (ex : la latitude liée à la température) (Körner, 1988). L'effet de l'altitude est difficile à généraliser, cependant, la majorité des études montre une augmentation de la carboxylation (A) avec l'altitude (Körner, 1988; Körner and Diemer, 1987; Körner et al., 1991). Körner et Diemer ont observé que cette augmentation de A était associée à une diminution de P_i/P_a , l'ensemble des deux provoquant une augmentation du $\delta^{13}C$. L'hypothèse d'une aridification du milieu avec l'altitude a donc été proposée (fermeture stomate, g_s diminue, P_i/P_a diminue) (Körner and Diemer, 1987). Cependant, l'étude de la physiologie de la plante, à humidité constante, montre une adaptation des plantes de haute altitude. Celle-ci se traduit, entre autres, par une augmentation de l'épaisseur des feuilles (ou aiguilles), principalement liée à la diminution de température (Hutline and Marshall, 2000; Körner et al., 1991). Ce dernier point implique une augmentation de g_s (P_i/P_a augmente) et une diminution de $\delta^{13}C$. En opposition, la diminution de la température et les gels, augmentent la viscosité de l'eau et provoquent un déficit hydrique. Les stomates se ferment, le g_s diminue (P_i/P_a diminue) et le $\delta^{13}C$ augmente (Keitel et al., 2006; Morecroft and Woodward, 1990). De plus, Körner et ses collaborateurs ont montré que la pCO_2 et de la VPD n'ont pas d'effet sur le $\delta^{13}C$; au contraire, la diminution de la pO_2 semble induire une augmentation du taux de photosynthèse (Δ diminue) (Körner et al., 1991).

L'hypothèse générale est une action simultanée des différentes réponses physiologiques citées précédemment, l'effet de la pression en oxygène et la température prévalant sur l'épaississement des feuilles (Körner et al., 1991; Morecroft and Woodward, 1990). Néanmoins, l'altitude peut être généralisée à un facteur stressant pour la plante et présente une corrélation positive avec le signal isotopique ($\delta^{13}C$).

1.2.4.e. Autres facteurs et le $\delta^{13}C$

Dans des conditions optimales (eau, température, insolation), d'autres facteurs peuvent être limitants et montrer une bonne corrélation avec le signal isotopique. C'est le cas principalement des facteurs liés à la composition du sol : pH, concentration en nutriments (azote, matière organique), concentration en cations, salinité, etc. (Fernández et al., 2006; Korol et al., 1999; Kubota et al., 2017; Weitner et al., 2007). Une forte concentration en nutriments du sol affecte la croissance de la plante, elle augmente le WUEi et donc le $\delta^{13}C$ (Raven et al., 2004; Warren et al., 2001). Dans une étude de Weitner et ses collaborateurs, l'acidité du sol présente la corrélation la plus significative avec la variation du $\delta^{13}C$ inter-sites (explique 21% de la variabilité inter-sites) ; l'acidité provoque une diminution de -0,5‰ du $\delta^{13}C$. Cette étude montre également une faible corrélation entre $\delta^{13}C$ et la concentration en base cationique et en magnésium (Weitner et al., 2007).

1.2.5. Le $\delta^{13}C$ comme proxy climatique : une question d'échelle

Comme pour l'évolution des cernes d'arbres, le $\delta^{13}C$ est corrélé à l'évolution de la croissance de la plante et des paramètres environnementaux. Le signal isotopique renferme donc autant de niveaux de lecture (signal basse ou haute fréquence) que de périodicités climatiques (Figure C1.I-7).

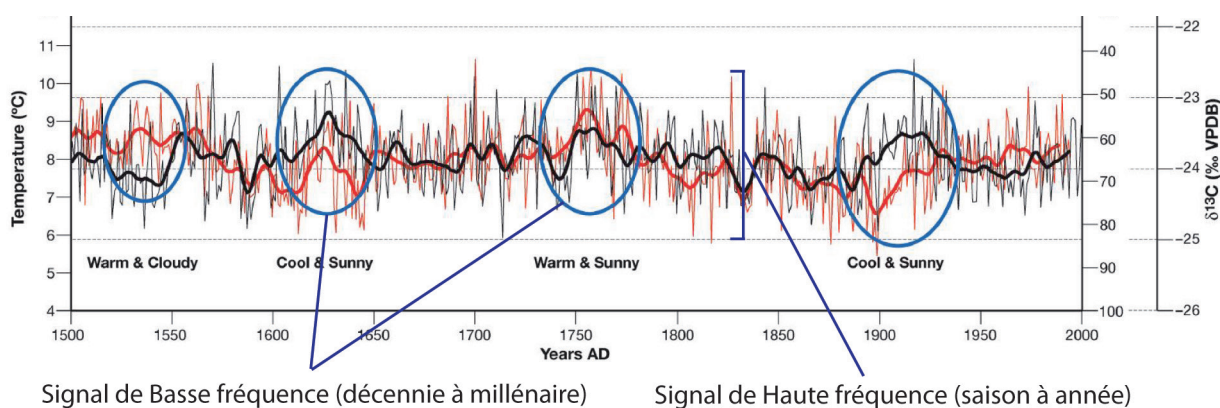


Figure C1.1-7) Représentation de la différence entre les évolutions climatique de basse fréquence et de haute fréquence, illustrée à travers la comparaison des températures estivales reconstruites à partir de $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ des sites de Forfjord (Suède, noir) et Torneträsk (Suède, rouge) (figure modifiée d'après Young et al., 2010).

1.2.5.a. Evolution annuelle et saisonnière du $\delta^{13}\text{C}$

Les études sur le signal isotopique montrent qu'il enregistre à la fois, les variations climatiques annuelles et saisonnières. Les variations saisonnières dépendent en grande partie des différentes phases de croissance au cours de l'année. Si le printemps est optimal pour la nouvelle croissance de la plante (forte discrimination isotopique, faible $\delta^{13}\text{C}$), l'aridification et le réchauffement au cours de l'été impactent fortement la plante (faible discrimination isotopique, fort $\delta^{13}\text{C}$) (Leavitt, 2001, 2002).

L'évolution et l'intensité des changements climatiques saisonniers ont pour conséquence d'impacter le signal isotopique annuel moyen. En effet, plusieurs études sur les forêts actuelles montrent une récurrence de la corrélation des températures estivales et du signal isotopique (Ferrio and Voltas, 2005; Gagen et al., 2007; Robertson et al., 1997). Les auteurs soulignent que l'impact drastique d'une seule saison peut se répercuter sur la croissance annuelle de la plante, voire s'intensifier sur les années à venir dans le cas de succession pluriannuelle de saisons difficiles (Shestakova et al., 2017a). Cependant, l'impact des variations saisonnières diffère selon les espèces d'arbres (Leavitt, 2002). Certains auteurs proposent donc d'assimiler les variations isotopiques annuelles à des variations saisonnières spécifiques de l'espèce étudiée. Dans une étude conjointe du signal isotopique de *Quercus ilex* et de *Pinus halepensis*, Aguilera et ses collaborateurs proposent donc deux signaux isotopiques complémentaires, l'un sur les précipitations automnales (*Quercus* sp.) et l'autre sur les estivales (*Pinus* sp.) (Aguilera et al., 2012).

1.2.5.b. Evolution pluriannuelle à pluridécennale du $\delta^{13}\text{C}$

Les changements climatiques de moyenne et basse fréquence (décennale, centenaire) peuvent être retrouvés dans les signaux isotopiques des cernes d'arbres. En effet, malgré une adaptation de la plante qui atténue le signal basse fréquence, plusieurs études montrent qu'il est possible de moyenniser le signal isotopique annuel et de retrouver une évolution climatique persistante (ex : plusieurs années avec des étés chauds) (Bale et al., 2011; Konter et al., 2014;

Leavitt et al., 2002; McKenzie et al., 2018; Young et al., 2010). Ainsi, des études sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ de forêts pyrénéennes ont montré que l'impact du petit âge glaciaire (entre XIV^e et XIX^e siècle) était enregistré dans le signal isotopique. Les auteurs précisent néanmoins que la variabilité probable des températures estivales est marquée, et qu'elle cisaille par endroit le signal $\delta^{13}\text{C}$ (Esper et al., 2010; Esper et al., 2015).

1.2.6. les tendances non-climatiques du $\delta^{13}\text{C}$

L'évolution du signal isotopique reste en premier lieu une réponse au changement du rapport ci/ca , moteur du fractionnement isotopique du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ par la plante (Ehleringer and Cerling, 1995). Dès lors, l'enregistrement climatique du $\delta^{13}\text{C}$ reflète essentiellement l'évolution du ci (lié à la configuration physiologique de la plante : g_s & A) (Farquhar et al., 1982). Dans ce contexte, une évolution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ ou du rapport ci/ca , en réponse à des changements atmosphériques ou à un procédé physiologique naturel de la plante, aura pour conséquence d'ajouter un bruit de fond de basse fréquence au signal isotopique. Ces tendances non-climatiques doivent alors être retirées du signal isotopique pour une lecture climatique adéquate.

1.2.6.a. Impact de l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ et du CO_2 atmosphérique

L'un des principaux verrous méthodologiques de l'étude du signal isotopique des cernes d'arbres est lié aux évolutions du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et de la concentration du CO_2_{atm} . Ces changements atmosphériques peuvent être à la fois naturels (relâchement du gaz dans la glace, activité des forêts, etc.) et anthropiques. En effet, l'industrialisation a pour principal moteur la carbonisation des matières fossiles. Ces dernières, issues de la matière végétale dégradée, sont de véritables réservoirs en carbone naturellement enrichis en ^{12}C (discrimination isotopique de la plante). Au cours de la carbonisation des matières fossiles, l'ensemble des atomes de carbone piégés est relâché sous forme de CO_2 dans l'atmosphère. On assiste ainsi, depuis 1850 et l'entrée dans l'âge industriel, à une augmentation de la concentration en CO_2_{atm} et une diminution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ ($^{12}\text{CO}_2$ relâché en masse) (Gagen et al., 2007; Leavitt, 1993; Leavitt and Lara, 1994; McCarroll et al., 2009).

Le $\delta^{13}\text{C}$ de la plante dépend directement du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$. Si ce dernier vient à augmenter, il introduit alors une hausse similaire du $\delta^{13}\text{C}$ (Eq. 3). Toutefois, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ est resté relativement constant au cours de l'holocène ($\approx 6,4 \pm 0,1$ ‰) et il n'a présenté qu'un écart maximum de 0,53‰ pour l'ensemble du Pléistocène supérieur. Une évolution conséquente du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ apparaît principalement pendant l'industrialisation, avec un accroissement de 6,4‰ en 1800 à 8,5‰ en 2015 (soit 4 fois plus que pour tout le Pléistocène supérieur). Ainsi, pour n'importe quelle plante de l'âge industriel, il est nécessaire de corriger son signal isotopique. Cette correction est communément fondée sur l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 , emprisonnée par les carottes glaciaires depuis 1850 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} = 6,4$ ‰) (McCarroll and Loader, 2004).

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{cor}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{plante}} - (\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} + 6,4) \quad (8)$$

On note toutefois, que plusieurs auteurs soulèvent l'existence d'une variation non-négligeable à l'échelle planétaire, qu'il est nécessaire de prendre en compte si on sort de l'hémisphère nord tempéré.

Si l'impact du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ est bien connu, l'effet de l'évolution de la concentration du CO_2 atmosphérique fait encore le sujet de nombreuses études (Gessler et al., 2014). L'augmentation du $\text{CO}_{2\text{atm}}$ a parallèlement un effet direct (diminution du rapport ci/ca) et un effet indirect (adaptation physiologique de la plante). Ce dernier point est le plus difficile à appréhender. En effet, l'intensité et la vitesse des changements des proportions en $\text{CO}_{2\text{atm}}$, le type de plante (forme d'adaptation), ou encore l'environnement, sont autant de points qui peuvent affecter la réponse de la plante aux changements atmosphériques (Marshall and Monserud, 1996). La majeure partie des théories s'articule autour d'une adaptation passive et/ou active de la plante (Gagen et al., 2008; McCarroll et al., 2009):

- Une réponse passive de la plante consiste dans un équilibre de $ci-ca$. En d'autres termes, pour l'augmentation d'une unité de concentration en CO_2 atmosphérique, une augmentation d'une unité de concentration en CO_2 intercellulaire est observée. En théorie, si la réponse de la plante à une augmentation de ca était à 100% passive, une simple soustraction de l'augmentation de ca et ci pourrait être appliquée.
- Une réponse active de la plante est une réponse qui, par une adaptation physiologique à l'augmentation de ci , cherche à maintenir le rapport ci/ca constant. Elle se traduit par une augmentation ou une diminution de la conductivité stomatique et/ou du taux de photosynthèses (modification du WUEi). En théorie, si la plante avait la capacité d'offrir une réponse intégralement active à tout changement de ca (vitesse, intensité), aucun effet ne serait perceptible, ni dans le signal de la discrimination, ni dans le signal du $\delta^{13}\text{C}$.

Toutefois, dans la nature, face au changement de pression atmosphérique en CO_2 , la réponse des plantes n'est ni totalement active, ni totalement passive (Voelker et al., 2016). De plus, l'adaptation d'une plante à son milieu, est un processus lent et limité. Une augmentation trop rapide ou trop intense du $\text{CO}_{2\text{atm}}$ ne permettra pas à la plante d'atténuer son impact (Ehleringer and Cerling, 1995). Ainsi, les études sur l'évolution de la pression partielle du CO_2 obtiendront des résultats différents, selon qu'ils soient : sur la dernière période glaciaire (écart max = 40ppmv ; ca max = 230ppmv ; vitesse moyenne = 5ppmv/2000 an ; vitesse max = 20ppmv/2000an), sur la transition entre le pléistocène et l'holocène (ca max = 250ppmv ; vitesse = 30ppmv/2000 an), ou sur la période industrielle (de 1850 à 2010 : écart = 115ppmv ; ca 2010 = 400ppmv ; vitesse max = 100ppmv/100 an) (Beerling, 1994; Marshall and Monserud, 1996; Polley et al., 1993).

Dans une étude de Van de Water et al. (1994), les auteurs montrent que le *Pinus flexilis* s'est adapté à l'évolution du $\text{CO}_{2\text{atm}}$, pendant la transition Pléistocène/Holocène, en diminuant son nombre de stomates de près de 17%. Cependant, malgré cette dernière, une augmentation de la discrimination du ^{13}C de près de 12% est observée. Elle se traduit également par une augmentation de 16,4% du rapport ci/ca et une augmentation de 13,6% de $ci-ca$. Il semble que,

dans des conditions trop brusques d'élévation de ca , la plante ne soit pas en capacité d'apporter une adaptation suffisante pour maintenir son homéostasie (Van de Water et al., 1994).

Ainsi, les faibles changements atmosphériques (ca) au court du dernier âge glaciaire (Eggleston et al., 2016) ont probablement permis une adaptation suffisante des plantes pour maintenir le rapport ca/ci stable (pas d'impact sur le $\delta^{13}C$) (Beerling and Woodward, 1995; Polley et al., 1993). Si cette hypothèse est avancée par plusieurs auteurs, certains d'entre eux soulignent que la diminution du nombre de stomates peut rendre la plante amplement plus sensible au stress hydrique (Saurer et al., 2004; Turney et al., 1999; Voelker et al., 2016).

Pour les périodes plus récentes, l'effet de l'industrialisation provoque une augmentation de ca si importante et si intense que les plantes ne peuvent s'adapter suffisamment. On observe donc une forte augmentation du $\delta^{13}C$ de la plante (Loader et al., 2007; Marshall and Monserud, 1996). Certains auteurs proposent même un impact aussi important de l'augmentation du $\delta^{13}C_{atm}$ et celle du CO_{2atm} (Schubert and Jahren, 2012).

Afin de corriger le signal isotopique de l'effet du CO_2 industriel, plusieurs auteurs proposent une approche linéaire uniforme. Cette correction varie de +0,007 à +0,02 ‰/ppmv (Feng and Epstein, 1995; Kürschner, 1996; McCarroll et al., 2009; Treydte et al., 2001). L'écart de ces corrections dépend principalement de la capacité d'adaptation de la plante, de l'environnement et de l'intensification de l'industrialisation. De plus, des études sur l'effet des hautes élévations de CO_2 proposent une possible saturation de la plante et une diminution des conséquences sur son $\delta^{13}C$ (Schubert and Jahren, 2012; Voelker et al., 2016). Ainsi, si les modèles de correction linéaire sont une alternative intéressante, ils ne peuvent ni prendre en compte les variations de la réponse de la plante, ni les accélérations ou ralentissements de l'apport de CO_2 par l'industrie (Loader et al., 2007). Des modèles substitutifs dit « non-linéaires » ont donc été proposés. Ils se fondent sur une évolution irrégulière du ca et une évolution de la part passive ou active dans la réponse de la plante. Les auteurs soulignent néanmoins le risque de dégradation du signal climatique dans le cas où la variation de ca est parallèle à celle du climat (McCarroll et al., 2009).

1.2.6.b. *L'effet Juvénile*

Comme en dendrochronologie, le signal isotopique est affecté par l'âge de l'arbre. Au cours des premières années de croissance d'un arbre, le $\delta^{13}C$ est réduit en comparaison avec un arbre « mature » (Gagen et al., 2008; McCarroll et al., 2009; McCarroll and Loader, 2004). L'effet juvénile sur le signal isotopique n'est ressenti que pendant les 50 premières années (diminution d'environ 1‰) (Gagen et al., 2008; Leavitt, 2010; Marshall and Monserud, 1996; McKenzie et al., 2018). Cet « effet juvénile » a pour principale conséquence de modifier les informations de basse fréquence. Comme en dendrochronologie, la correction du signal passe par une correction standard (RCS : « Regional Curve standardization ») (Gagen et al., 2007; Gagen et al., 2008). Toutefois, au contraire des RCS sur la largeur et la densité, celles utilisées pour la correction du $\delta^{13}C$ juvénile nécessitent beaucoup moins d'arbres. Ce dernier point permet d'atténuer l'impact de la correction sur le signal de basse fréquence (utilisation d'arbres d'âges discrets plutôt que de grandes chronologies provenant de nombreux arbres de différents âges).

Une étude sur de longues chronologies observe que, même dans des conditions de fort échantillonnage (nombre d'arbres), l'effet juvénile devient négligeable en comparaison des signaux climatiques de basse fréquence (Gagen et al., 2007).

1.2.7. Synthèse

En somme, le signal isotopique du bois est un signal composite issu de plusieurs phénomènes de fractionnements isotopiques, dont le plus important est l'assimilation du carbone par les feuilles et la photosynthèse (Ehleringer and Cerling, 1995; Farquhar et al., 1989). Si l'ensemble des variabilités intra-arbre et inter-arbres est important, les variations du $\delta^{13}\text{C}$ en réponse aux facteurs environnementaux et climatiques restent observables (Leavitt, 2010). Plus encore, au contraire de la dendroclimatologie classique, le nombre d'individus nécessaires pour étudier le signal climatique est bien moindre (Leavitt and Long, 1984). Ce dernier permet d'enregistrer des signaux de basse fréquence (annuels, saisonniers), comme de haute fréquence (décennales, centenaires) (Konter et al., 2014).

La plante est affectée par un grand nombre de facteurs climatiques. Cependant, le $\delta^{13}\text{C}$ est corrélé significativement, uniquement avec le ou les facteurs les plus limitants pour les conditions écologiques de la plante et son environnement de croissance (McCarroll and Loader, 2004). Les facteurs liés au stress hydrique sont les plus souvent rencontrés (Ferrio et al., 2003a). Malgré tout, la distinction des différents facteurs climatiques et environnementaux reste compliquée ; les facteurs sont bien souvent eux-mêmes corrélés entre eux (ex: T° et VPD).

Enfin, le signal isotopique dépend essentiellement des conditions atmosphériques et de l'âge de la plante. Les impacts de ces derniers doivent être pris en compte et impérativement corrigés si on souhaite avoir une lecture climatique adéquate du signal isotopique (McCarroll et al., 2009).

II. LES CHARBONS : PRODUIT DE LA PYROLYSE DU BOIS

II.1. Impact structural et moléculaire de la pyrolyse

II.1.1. La pyrolyse du bois : définition générale et vocabulaire

Sous l'effet de chaleur, plusieurs types de procédés physico-chimiques transforment la matière végétale. Ces derniers sont regroupés sous deux grands types de réaction : la pyrolyse et la combustion. La pyrolyse correspond à la transformation de la matière organique sous l'effet de la chaleur sans réaction avec l'air (milieu réduit), alors que la combustion, accompagnée d'une flamme, est synonyme de réaction d'oxydo-réduction thermique en présence d'oxygène. Si dans le cas de la pyrolyse, on obtient un produit carboné (enrichi en carbone), une combustion complète correspond à une transformation totale de la matière en gaz et cendres (principalement composés des éléments minéraux emmagasinés par la plante au cours de sa vie ; ex : calcium, magnésium, phosphore, silice, etc.) (Rousset, 2004; Scott and Damblon, 2010; Van Lith et al., 2008). Toutefois, dans le cas d'une combustion en foyer ouvert, les processus thermiques sont hétérogènes (pyrolyse locale et combustion) (Théry-Parisot and Henry, 2012). En outre, la combustion peut être interrompue sur certaines zones du foyer par manque de combustible, de comburant ou de chaleur. Une partie de la matière reste alors sous forme carbonée ; on parle de combustion incomplète (Jones and Chaloner, 1991). La combustion incomplète est particulièrement retrouvée pendant les combustions lentes, sans flamme, où seul le bois en contact direct avec l'oxygène est transformé en cendres (« smoldering » en anglais ; ex : feu de braises) (Ohlemiller, 1985). La transformation du bois en charbon peut être retrouvée sous différents termes (« charcolification », « charring », « charrification », etc) (Scott and Damblon, 2010). Cependant, la transformation en matière carbonée (ou carbonisée) est souvent décrite sous le terme vernaculaire de carbonisation. Seuls les termes de pyrolyse ou de carbonisation seront donc utilisés pour la suite.

Dans la nomenclature scientifique, la matière «carbonisée» issue du bois peut être retrouvée sous une grande gamme de nomenclatures : «fusain», «inertinite, fusinite, semi-fusinite», «char, charcoal, elemental et black carbone», «OREC (oxidation resistant elemental carbone)» (Bird and Ascough, 2012; Jones et al., 1993; Scott and Damblon, 2010). Si cette large gamme pointe l'incohérence lexicale entre les différents champs disciplinaires, elle a le bénéfice de permettre de distinguer la nature des charbons (source et taux de carbonisation). Dans le contexte de notre étude, nous choisirons d'utiliser le terme de « charbon » (plus adapté pour décrire notre matériel).

II.1.2. Du bois au charbon de bois

II.1.2.a. Principe physico-chimique de la transformation du bois en charbon

L'impact premier de la carbonisation correspond à une perte de masse importante par dégazage sous l'effet de la chaleur (jusqu'à 80% de la masse de départ perdue à 600°C) (Braadbaart and Poole, 2008). D'un point de vue élémentaire, elle se traduit principalement par une diminution du pourcentage d'hydrogène (%H ; principalement due à la déshydratation) et, comme son nom l'indique, par une augmentation de la concentration en carbone (%C ; élément

conservé) (Czimczik et al., 2002; Ferrio et al., 2006). L'augmentation du %C et la diminution du %H concernent surtout le passage entre 200 et 350°C (Figure C1.II-1).

Plusieurs études sur la pyrolyse du bois, soulignent la possibilité de décomposer cette dernière en plusieurs phases suivant la température (Braadbaart and Poole, 2008; Jones and Chaloner, 1991) (Figure C1.II-1). Ces étapes de dégradations sont régies en grande partie par les différentes températures de combustion des molécules constitutives du bois. Ce point sera abordé plus loin pour nous focaliser ici sur les changements physiques et visuels. De plus, on précisera que les limites des paliers de dégradation dépendent de plusieurs facteurs (taxon, apport d'oxygène, etc.), et peuvent modérément fluctuer. Ce point est en particulier observable entre les angiospermes («hardwood») et les gymnospermes («softwood»), de compositions moléculaires distinctes (Ascough et al., 2008; Czimczik et al., 2002). Avec un gradient croissant de température, les étapes de pyrolyse sont :

- entre 0° et 150°C ; cette étape correspond essentiellement à la phase d'évaporation de l'eau contenue dans le bois. Elle se traduit par une perte de masse conséquente (dépend de l'état du bois de départ).

- entre 150 à 280°C ; des réactions physicochimiques irréversibles interviennent. Le bois n'est pas encore un charbon, le tissu n'est pas inerte et possède encore la membrane plasmique du réseau hydrique. Le bois brunit et possède encore une bonne résistance mécanique. La carbonisation est encore peu effective (augmentation du Carbone entre 50 et 60%). À cette étape, le bois est dit torréfié.

- entre 280 à 340°C ; cette étape correspond à la transformation du bois en charbon à proprement dit, avec une homogénéisation des parois cellulaires (disparition de la membrane plasmique) et un tissu qui devient inerte chimiquement. La couleur devient noire et la résistance mécanique diminue. À la fin de ce stade, le pourcentage de carbone est entre 60 et 70% et la masse de départ (sec) a diminué d'environ de moitié.

- entre 340 à 600°C ; le charbon perd une grande partie de sa cohésion cellulaire avec la dégradation de certains composés des parois, il est alors plus facilement soumis à la fracturation. Le tissu est totalement inerte chimiquement. Au-dessus de 500°C, le charbon contient plus de 95% de carbone (carbonisation chimiquement concrète) (Braadbaart and Poole, 2008; Fernandez Ibanez, 2002). À ce stade, en condition non-oxygénée, la masse du charbon ne correspond plus qu'à 15 à 30% de celle du bois anhydre de départ.

L'ensemble des étapes de la carbonisation a pour conséquence, une diminution de taille du charbon plus ou moins importante selon les transformations (déshydratation, perte de matière, rétraction des parois cellulaires) (Braadbaart and Poole, 2008; Jones and Chaloner, 1991; Théry-Parisot et al., 2010b). Une étude a montré également que la carbonisation était synonyme d'une augmentation progressive de la «réflectance du charbon» (McParland et al., 2009a).

Par ailleurs, bien que les parois cellulaires se fragilisent avec l'augmentation de la température, les caractéristiques du squelette carboné sont conservées (« cristallisation du bois »). Ce dernier point permet, entre autres, de pouvoir définir la source ligneuse du charbon même

après carbonisation (étude anthracologique) (Godwin and Tansley, 1941; Salisbury and Jane, 1940; Vernet, 1973; Western, 1963).

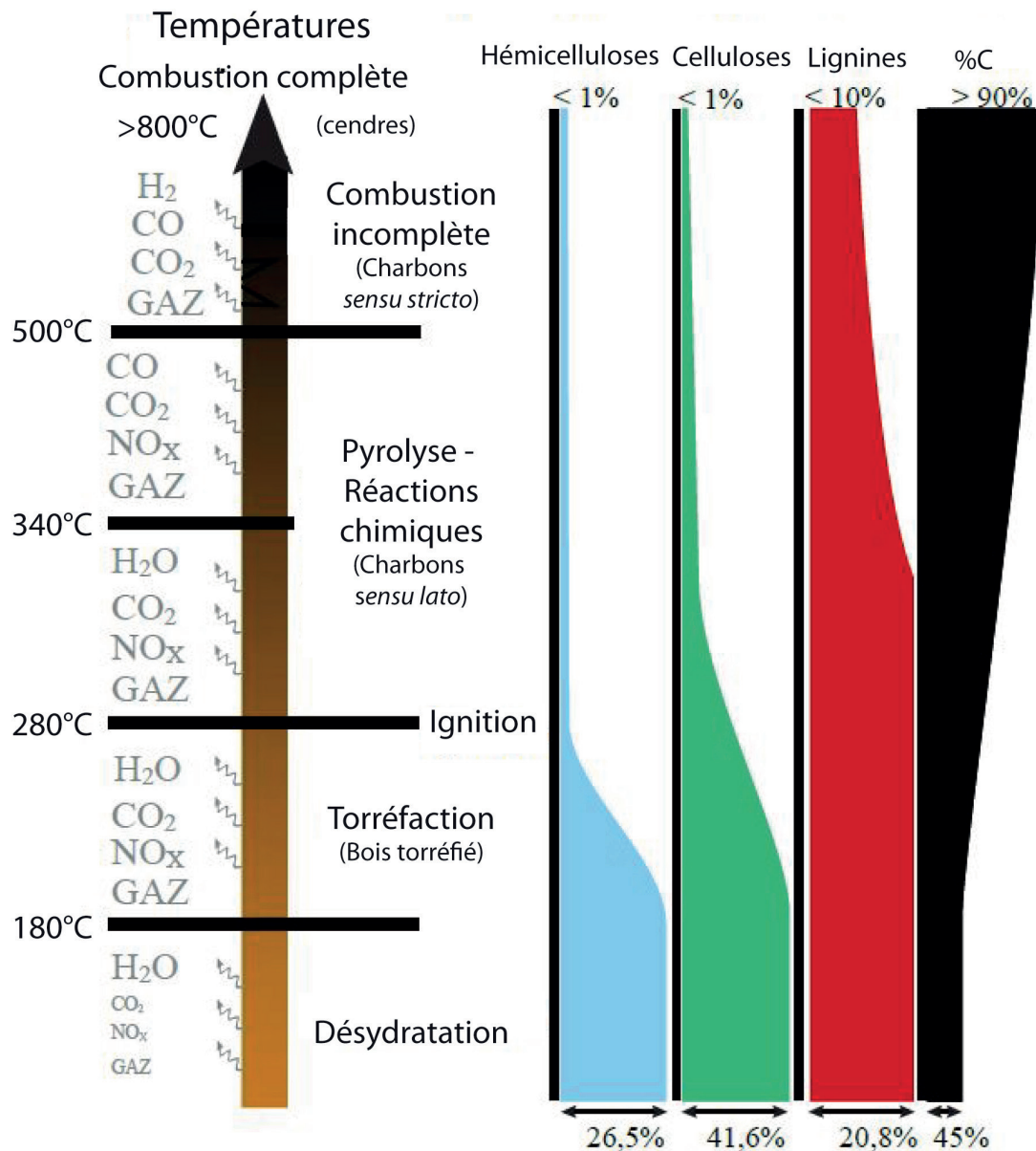


Figure C1.II-1) Modifications du bois au cours de la carbonisation. Les quantités sont données en rapport à la matière organique totale chez le chêne (*Quercus f.c.*) (modifié d'après Baton, 2017).

Enfin, si la compréhension de l'évolution de la carbonisation et de ses impacts est aujourd'hui de mieux en mieux appréhendée, les méthodes d'analyses des charbons, qui permettent de remonter à leurs températures de pyrolyse, sont encore peu nombreuses et manquent de précisions (Campbell et al., 1995; Deldicque et al., 2016; Werts and Jahren, 2007). À l'heure actuelle, l'utilisation du %C de carbone contenu dans le charbon reste la méthode la plus fiable. En effet, compte-tenu de l'élévation graduelle de la teneur de carbone pendant la pyrolyse, plusieurs auteurs proposent un modèle de régression à partir duquel il est possible

d'estimer la température de carbonisation ($T^{\circ}_{\text{pyrolyse}} = f(\%C)$) (Aguilera et al., 2009; Ferrio et al., 2006). Toutefois, cette méthode n'est acceptable que jusqu'à des teneurs de carbone comprise entre 45 et 90 % ; le modèle n'étant plus viable ensuite (teneur en carbone constante pour des températures supérieures à 600°C) (Turney et al., 2006).

II.1.2.b. Evolution moléculaire du charbon

Lors de la carbonisation, on assiste dans un premier temps, à une rupture des liaisons chimiques les plus faibles (avec H, O, N) associée à un dégazage, et dans un second temps, à l'aromatization de la matière organique subsistante (Ascough et al., 2008; Bird and Ascough, 2012) (Figure C1.II-1). Les molécules aromatiques s'organisent ensuite sous forme de feuillets. On parle de cristallisation du charbon (Bird and Ascough, 2012; Jones and Chaloner, 1991).

La volatilisation et transformation des éléments organiques constitutifs du bois dépendent de leurs propriétés physico-chimiques. Des liaisons alkyles (exemples : lipides) seront plus sensibles à la chaleur que des composés aromatiques (exemples : lignine) (Czimczik et al., 2002). Ce sont entre autres ces différences de thermo-sensibilité qui délimitent les étapes de carbonisations susmentionnées (Braadbaart and Poole, 2008; Czimczik et al., 2002; Rousset, 2004):

- jusqu'à 150°C ; les éléments dits «volatiles» sont éliminés (lipides, volatiles monomères, esters, terpénoïdes) (Bergström, 2003; Czimczik et al., 2002). On précisera que quelques produits de réaction peuvent être retrouvés au terme de l'étape (ex : cétone).

- entre 150° à 280°C ; les derniers «volatiles» sont éliminés. L'hémicellulose, molécule thermosensible, est massivement dégradée. Durant cette étape, la cellulose commence à se dégrader (principalement déshydratation) (Rousset, 2004). Entre 260°C et 280°C, les rapports s'inversent et la décomposition de la cellulose prédomine. À la fin de cette étape, l'hémicellulose est totalement dégradée. Cette étape correspond également aux moments privilégiés de formation des goudrons végétaux et autres produits secondaires.

- entre 280° à 340°C ; cette étape consiste à la phase principale de dégradation de la cellulose (déshydratée précédemment) sous forme primaire (ex : polysaccharides). À cette période, la lignine, constituant du bois le plus réfractaire à la carbonisation, commence à se dégrader (Braadbaart et Poole (2008). On observe également durant cette phase, une augmentation de la formation des produits aromatiques et le début de la « cristallisation » du charbon.

- entre 340° à 600°C ; durant la première partie de cette étape (entre 340° et 450°), la cellulose finit par être dégradée, et une partie, est réorganisée sous forme aromatique (cristalline). À partir de 400°C, la dégradation de la lignine s'accroît. Cette dégradation consiste essentiellement à des transformations et une condensation en hydrocarbures aromatiques (Pyle et al., 2015; Rousset, 2004; Rousset et al., 2006). La perte d'éléments constitutifs reste tout de même présente (ex : guaiacyl) (Czimczik et al., 2002; Steinbeiss et al., 2006). À la fin de cette étape, le charbon est constitué presque exclusivement de lignine résiduelle et de composés aromatiques (Steinbeiss et al., 2006; Yang et al., 2007).

- plus de 600°C ; la lignine et les éléments aromatiques se dégradent jusqu'à la perte totale du charbon (Turney et al., 2006).

II.2. Fractionnement isotopique lié à la pyrolyse

II.2.1. Données générales de l'impact de la pyrolyse sur le $\delta^{13}\text{C}$

II.2.1.a. Modèle général

Les études relatives à l'effet de la carbonisation sur le $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique sont nombreuses, mais présentent des résultats contrastés (Tableau C1.II-1). Cette variabilité des résultats s'explique en grande partie par la diversité des espèces étudiées (angiospermes, gymnospermes), des organes étudiés (cernes, feuilles, propagules), ou encore, du type de carbonisation (pyrolyse, combustion) (Bird and Ascough, 2012; Poole et al., 2002; Turekian et al., 1998; Turney et al., 2006). Ainsi, il est possible de retrouver dans la littérature, des études qui présentent une corrélation positive entre la carbonisation et le $\delta^{13}\text{C}$ (Ballentine et al., 1998), négative (Bird and Gröcke, 1997; Hall et al., 2008; Turney et al., 2006), ou encore, nulle (Schleser et al., 1999; Turekian et al., 1998). Ainsi, Ballentine et ses collaborateurs (1998) proposent une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ ($\text{AG}_{\text{feuilles}}$) pouvant atteindre 7‰ chez les plantes C3 (et une diminution de -6‰ chez les plantes C4), alors que dans le même temps, Turekian et ses collaborateurs (1998) proposent des données contradictoires, avec un effet nul de la carbonisation sur $\delta^{13}\text{C}$ ($\text{bulk}_{\text{feuilles}}$) chez les plantes C3 (augmentation de 3‰ chez les plantes C4).

Dans l'ensemble, les études sur $\delta^{13}\text{C}$ des cernes de bois chez des plantes C3, montrent en majorité une déplétion en carbone 13 pendant la carbonisation (Bird and Gröcke, 1997; Czimczik et al., 2002; Hall et al., 2008; Jones and Chaloner, 1991; Leavitt et al., 1982; Turney et al., 2006). Plus encore, elles s'accordent pour dire que le $\delta^{13}\text{C}$ diminue de 0 à 600°C (Ascough et al., 2008; Ferrio et al., 2006; Leavitt et al., 1982; Turney et al., 2006). L'intensité de cette diminution dépend néanmoins des essences testées. Ascough et ses collaborateurs trouvent une nette différence de l'effet de la carbonisation entre *Pinus sylvestris* (tempérée) et *Rhizophora apiculata* (mangrove), avec une diminution maximum du $\delta^{13}\text{C}$ qui atteint -1,6 ‰ pour le pin contre -0,8 ‰ pour la mangrove (Ascough et al., 2008). Au-dessus de 600°C, les auteurs observent une légère hausse du $\delta^{13}\text{C}$ (Turney et al., 2006).

Bibliographie	Espèce (s)	Echantillons analysés	Paramètre de la carbonisation			Impact sur le $\delta^{13}\text{C}$
			Température	Temps	Type	
Ascough et al. (2008)	<i>Pinus sylvestris</i> <i>Rhizophora apiculata</i>	Charbon (branches et cube de bois)	300-600°C	60-120 min	Anaérobie ou +2% O ₂	-1,6‰ max (P.s.) (avec ou sans O ₂) -0,8‰ max (R.a.) (sans O ₂) effet de l'O ₂ : -0,5‰ (R.a.)
Ballentine et al. (1998)	<i>Cenchrus ciliaris</i> <i>Antephora pubescence</i> <i>Saccharum officinarum</i> <i>Eucalyptus</i> sp.	Acide Gras (feuilles)	150-500°C	60 min	Aérobie (foyer ouvert)	Augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ (C3 : jusqu'à +7‰) Diminution du $\delta^{13}\text{C}$ (C4 : jusqu'à -6‰)
Birde et Gröcke (1997)	plantes C3 et C4	Charbons (bois) + Plante brûlé (feuille)	500°C	120 min	Aérobie & Anaérobie (oxygène contrôlé)	Diminution Chez C3 et C4 : -0,0 à -1,6‰ (sans oxygène) -0,0 à -0,5‰ (avec oxygène)
Cachier et al (1985)	plantes C3 et C4	Plante brûlé (feuille, herbe) et Aérosols	pas de mesure	pas de mesure	Éléments brûlés naturels ou anthropiques	Plante brûlé C3 : -2,0‰ Plante brûlé C4 : -9,0‰ Aérosols plante C3 : 11,0‰

Czimczik et al. (2002)	<i>Pinus sylvestris</i> <i>Betula Pendula</i>	Charbon (Bois broyé)	150-480°C	900 min	Anaerobique (Four à moufle)	-0,8 à -1,5‰
Ferrio et al. (2006)	<i>Pinus halepensis</i>	Charbons (carottes)	300-500°C	30 min	Anaerobique (Four à moufle)	à 300°C : $\delta^{13}C \approx$ constant (-0,2‰) à 450°C et 550°C : -1,4‰ et -1,85‰
Hall et al. (2008)	<i>Podocarpus latifolius</i>	Charbon (branches)	450°C	120 min	Anaerobique (four à moufle)	-1,4 ‰
			carbonisation	5-15 min	Aerobique (foyer ouvert)	-1,2 ‰
Jones et Chaloner (1991)	<i>Pinus sylvestris</i>	Charbon (cube de bois)	300-600°C	60 min	Anaerobique (Four à Moufle)	à 300°C : +0,2‰ à 450°C et 550°C : -0,4‰ et -0,8‰
Krull et al. (2003)	plantes C3 et C4	Charbon (bois C3) (ib)(iii) Herbe brûlé (C3 et C4) (ia), (ib), (ii), (iii)	(ia) 250-860°C ou (ib) 450°C	(ia) 20 min ou (ib) 1h	(i) Anaerobique (tube de quartz) (ii) Aerobique (foyer ouvert) (iii) Aerobique (feu naturel/terrain)	(ia) C3 et C4 : >+1‰ ; (ib) C3 feuille: +1,9‰ ; C3 charbon : constant (ii) C3 et C4 : -1,7 à +1,1‰ (iii) C3 et C4 : -1,5 à +1,9‰
Leavitt et al. (1982)	<i>Junierus monosperma</i> <i>Abies concolor</i>	Charbon et Cellulose (bois)	(i) 200-500°C (ii) 550-690°C	35 min	Anaerobique ((i)oxygène pompé ; (ii)dans flux argon)	(i) charb. : -2,4‰ ; cell. : -0,8‰ (ii) charb. : -0,5‰ ; cell. : -0,4‰
	<i>Juniperus deppeana</i>	Charbon (branche)	carbonisation	< 5min	Aerobique (foyer ouvert)	-0,3‰
Poole et al. (2002)	<i>Pisum sativum</i>	Grènes carbonisé	130-700°C	60-120 min	Anaerobique (en flux d'azote)	-0.5 to +2.0‰
Schleser et al. (1999)	plantes C3	Charbon et Cellulose (bois)	180°C	20 min à 7 mois	Dans un tube de verre avec de l'eau	charbon : jusqu'à -1,0‰ cellulose : jusqu'à -0,3‰
Steinbeiss et al. (2006)	plante C3 et C4	Cellulose (C3, C4) et Lignine (C3)	300°C	8min (+ 1min/5°C)	Anaerobique (Curie point pyrolysis)	tout composé : valeurs similaires entre bulk et produits de pyrolyses
Turekian et al. (1998)	plantes C3 et C4	(i) Cendre et (ii) Aérosol (feuille C3 et C4)	200-600°C	après la flamme	(i) Aerobique (oxygène contrôlé)	(i) aérosol : C3, -0,6 à -1,8‰ ; C4, -0,9 à 7,0‰ (ii) cendres : C3, +0,0 à +1,6‰ ; C4, 0,0 à -1,8‰
		CO ₂ relâché	150-650°C	60 min	Aerobique	C3 : environ 0‰ ; C4 : environ 3,9‰
Turney et al. (2006)	<i>Eucalyptus</i> sp. <i>Quercus robur</i> <i>Pinus radiata</i>	Cendre + Charbons (bois broyé)	200-800°C	30-240 min	Anaerobique (Four à Moufle)	200°C : -0,0 à -0,2‰ 400°C : -1,0 à -1,3‰ 600°C : -1,4 à -1,7‰ 800°C : -1,1 à -0,2‰
			350°C	Transformation en charbon	Aerobique (foyer ouvert)	-0,3 à -0,4‰

 Tableau C1.II-1) tableau bibliographique non-exhaustif des études
sur l'impact de la carbonisation sur le $\delta^{13}C$

L'impact du temps de pyrolyse a également été étudié. Plusieurs auteurs s'accordent à dire que le carbone est fixe à partir de 15-20 min, pour une température donnée. La majorité des réactions sont produites dans un temps assez court et les évolutions moléculaires lentes, qui se produisent après cette phase, sont trop faibles pour dégrader significativement le signal isotopique ($\delta^{13}C$).

II.2.1.b. Evolution du $\delta^{13}C$ en fonction des températures de carbonisation des éléments constitutifs

Le modèle général d'une diminution du $\delta^{13}C$ du bois avec une température de pyrolyse croissante est aujourd'hui le plus communément admis. Il est, par ailleurs, appuyé par les

connaissances sur la thermo-sensibilité des molécules et leurs signatures isotopiques. Du point de vue moléculaire, le modèle se traduit par :

- 1) Une légère augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ jusqu'à 150°C qui correspond à l'élimination des « volatiles » appauvris ^{13}C par rapport au bois total (faible $\delta^{13}\text{C}$)
- 2) Une diminution graduelle du $\delta^{13}\text{C}$ entre 150° et 600°C qui correspond à l'évolution croissante du rapport [(hemicellulose + cellulose) / lignine]. L'holocellulose, constituant majoritaire du bois, est moins riche en ^{13}C que le bois entier, alors que la lignine est au contraire enrichie en ^{13}C . Pendant la carbonisation, la perte de l'holocellulose et, par effet de balance, l'augmentation de la proportion de lignine, provoquent une diminution générale du $\delta^{13}\text{C}$ (Czimczik et al., 2002; Hall et al., 2008).
- 3) Un $\delta^{13}\text{C}$ qui reste constant ou qui augmente faiblement au-delà de 600°C. Cette hausse ne peut néanmoins être affiliée à aucun composé en particulier. Cette période correspond à la fin de la transformation de la lignine résiduelle et à la dégradation des aromatiques.

En complément de ce modèle, il est à préciser que les liaisons entre deux isotopes ^{12}C sont chimiquement moins stables que les liaisons entre isotopes ^{13}C . Un fractionnement isotopique non lié au modèle de dégradation moléculaire peut survenir tout au long de la carbonisation (fractionnement isotopique cinétique ; Chapitre 1 - I.2.2.a).

II.2.1.c. Foyers ouverts ou foyers fermés

La question de l'applicabilité du modèle de pyrolyse à des charbons produits dans des conditions d'oxygénation différentes, a également été testée. Ainsi, dans une étude simulant des conditions naturelles de carbonisation, Turney et al. (2006) montrent une diminution similaire du $\delta^{13}\text{C}$ entre les charbons issus d'une carbonisation oxygénée ou non (-0,3 à -0,4‰ à 350°C) chez trois espèces (*Eucalyptus* sp., *Quercus robur*, *Pinus radiata*). Une étude expérimentale sur la carbonisation de bois de *Podocarpus latifolius* à plus haute température (450°C), produit des observations analogues, avec un impact thermique sur le $\delta^{13}\text{C}$ non discriminable entre un feu oxygéné ou non.

Toutefois, la maîtrise entière de la température de carbonisation en foyer ouvert reste très compliquée. L'hétérogénéité de l'impact de la combustion sur le bois peut apporter un risque de mauvaise interprétation de l'impact du signal isotopique. Ce point est interrogé, entre autres, dans l'étude de Leavitt et al. (1982), où la carbonisation de bois d'oranger (*Citrus sinensis*) en milieu ouvert, montre un impact non significatif sur le signal isotopique.

II.2.2. Conservation du signal climatique du $\delta^{13}\text{C}$ dans les charbons de bois

II.2.2.a. Observations générales entre l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ des charbons et le climat

Le signal climatique enregistré par le $\delta^{13}\text{C}$ de la plante se retrouve à la fois dans le bois entier, dans la cellulose et dans la lignine, avec toutefois, une puissance décroissante (signal_{bois} > signal_{cellulose} > signal_{lignine}). Ainsi, sans interaction moléculaire, le signal climatique devrait persister

à chaque étape de la combustion. Une étude argumente cette hypothèse et montre qu'aucun produit d'une interaction moléculaire n'est observable, ni pendant, ni après la pyrolyse (Hosoya et al., 2007; Steinbeiss et al., 2006).

Plusieurs études montrent ainsi, que dans des mêmes conditions de carbonisation, le signal $\delta^{13}\text{C}$ conserve les informations climatiques, aussi bien lors de la pyrolyse du bois, de la cellulose ou de la lignine (Ferrio et al., 2006; Hall et al., 2008; Resco et al., 2011; Steinbeiss et al., 2006; Turney et al., 2006; Voltas et al., 2008). Compte-tenu de la stabilité chimique des charbons à travers le temps, la conservation du signal climatique du $\delta^{13}\text{C}$ a donc été vérifiée sur des charbons archéologiques, et ici encore, les données climatiques restent exploitables (Baton et al., 2017; Fiorentino et al., 2015; Hall et al., 2008; Voltas et al., 2008). Ce dernier point questionne toutefois sur la possibilité d'un mélange de charbons issus de différentes températures de carbonisation (Baton, 2017).

II.2.2.b. Modèle de correction du $\delta^{13}\text{C}$ en fonction de la température

Une certaine homogénéité des températures de carbonisation entre échantillons est donc nécessaire pour l'étude isotopique des charbons. Cependant, ces derniers, retrouvés en contexte naturel, correspondent en général à un mélange de charbons issus de différentes températures de carbonisation. Il est donc nécessaire de standardiser le signal. Ainsi, plusieurs études proposent une correction du signal à l'aide du pourcentage de carbone (Aguilera et al., 2012; Ferrio et al., 2006). L'augmentation de la teneur de carbone est utilisée comme indicatrice de l'évolution de la température de carbonisation ; le $\delta^{13}\text{C}$ peut alors être corrigé de l'effet de la pyrolyse en suivant un modèle de régression à deux variables : $\delta^{13}\text{C} = f(T^{\circ}_{\text{pyrolyse}})$. Dans l'étude de Ferrio et al. (2006) sur le *Pinus halepensis*, la relation entre le $\delta^{13}\text{C}$ du bois et des charbons se traduit par :

$$\delta^{13}\text{C}_w = -0.706 \times \delta^{13}\text{C}_{char} + 0.031 \times \%C_{char} - 8.07 \quad (9)$$

Toutefois, cette correction ne concerne que le *Pinus halepensis*. La question d'un fractionnement isotopique différent pour chaque essence (compositions chimiques différentes) est soulevée. Une correction spécifique devrait être alors mise en place pour chaque espèce (ou genre).

III. L'ANTHRACOLOGIE : ÉTUDE DES CHARBONS DE BOIS ARCHÉOLOGIQUES

Comme mentionné précédemment, si la pyrolyse du bois implique une perte et transformation de matière (« lignification », « cristallisation »), son squelette carboné reste conservé (Scott and Jones, 1991). Plus encore, la « cristallisation » du charbon le rend inerte chimiquement et lui confère des propriétés de conservation intéressantes, dont une résistance importante à l'oxydation (Ascough et al., 2010; Retallack, 1998; Théry-Parisot et al., 2010a). La lecture de l'anatomie des charbons de bois, issus de la combustion incomplète, permet alors leur identification taxinomique. L'anthracologie ou l'étude des charbons de bois (en contexte archéologique et naturel), voit le jour entre la fin du XIX^{ème} et milieu du XX^{ème} siècle avec plusieurs études ponctuelles (Breuil, 1903; Godwin and Tansley, 1941; Passerini, 1864; Salisbury and Jane, 1940). Mais c'est à partir des années 1970, sous l'impulsion du professeur J.-L. Vernet et E. Bazile-Robert, que l'anthracologie prendra un réel essor (Bazile-Robert, 1979; Vernet, 1973). Les études qui suivront permettront de proposer un protocole de prélèvements et d'analyses fiables et utilisables en routine, tout en s'intéressant à la représentativité paléoécologique et paléoéconomique des vestiges anthracologiques (Badal, 1992; Badal García and Heinz, 1991; Chabal, 1992, 1994, 1997; Chabal et al., 1999; Chrzaszvez et al., 2014; Heinz, 1990a; Théry-Parisot, 1998; Théry-Parisot et al., 2010a). Aujourd'hui, l'anthracologie est l'une des méthodes d'analyses paléoenvironnementales la plus souvent utilisée dans les études archéologiques.

III.1. L'anthracologie : une science holistique

III.1.1. Identification taxinomique du bois

L'identification taxinomique des charbons se fonde sur les spécificités anatomiques du squelette carboné. L'analyse s'effectue sous un microscope optique à réflexion (grossissement entre X100 et X500 à X1000) selon les trois plans de structure du charbon (transversal, tangentiel, radial) (Western, 1963). Sur les bases de l'anatomie comparée, les observations obtenues sont ensuite confrontées à des référentiels appropriés pour déterminer l'essence de bois source : (i) atlas d'anatomie, sur bois ou charbons archéologiques (Schweingruber, 1990, 2007; Vernet, 2001) ; (ii) collections de comparaison (antracothèque du laboratoire du CEPAM, UMR 7264). Les critères d'identification, différents entre les angiospermes et les gymnospermes, prennent en compte la présence ou non de certains éléments anatomiques (ex : présence de vaisseaux, angiosperme ou Canaux résinifères, gymnosperme) et leur taille, forme, nombre, disposition et ornements (ex : taille et disposition des vaisseaux, angiosperme ; ponctuations de champ de croisement, gymnosperme) (Figure C1.III-1). Ces critères peuvent permettre une identification taxinomique à l'espèce, mais celle-ci est parfois limitée au genre, voire à la sous-famille/famille. Si le manque de critères d'identification spécifique en est la principale cause, le mauvais état et la petite taille des charbons affaiblissent également les possibilités d'identification. Chez les résineux par exemple, il est impossible de distinguer le Pin sylvestre (*Pinus sylvestris*), du Pin noir (*Pinus nigra*), du Pin à crochets (*Pinus uncinata*) ou du Pin de montagnes (*Pinus mugo*) ; ces espèces sont alors regroupées sous

une appellation commune (« taxon valise », *Pinus* type *sylvestris/nigra*) (Chabal, 1997). De même, à un niveau d'identification inférieur, l'épicéa (*Picea* sp.) et le mélèze (*Larix* sp.) sont regroupés (*Picea/Larix* sp.) (Talon, 1997). La nomenclature de ces groupes d'identification, fondée sur les ressemblances anatomiques entre espèces, a donc été précisée (Chabal, 1997; Heinz, 1990a).

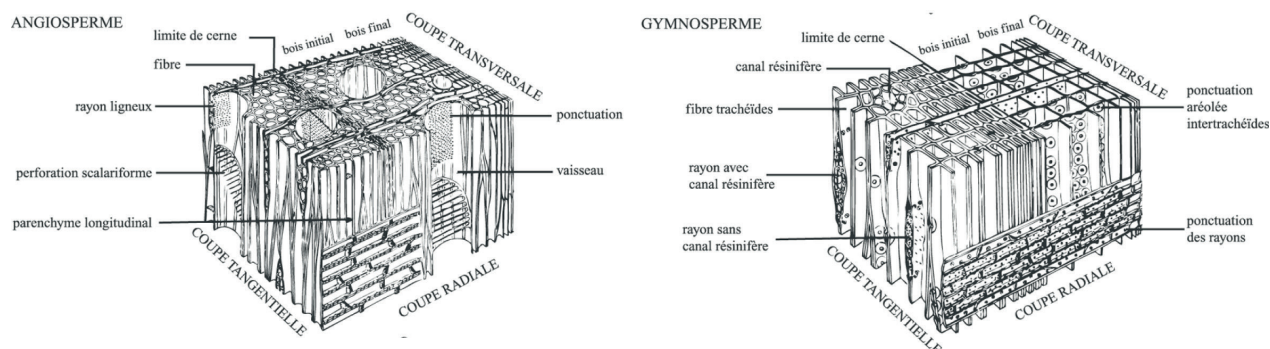


Figure C1.III-1) Représentation schématique de la structure anatomique du bois d'angiosperme (gauche) et gymnosperme (droite) (Marguerie et al., 2010, d'après Grosser, 1977).

III.1.2. les informations du spectre anthracologique

Aujourd'hui, la méthode classique consiste à restituer les identifications faites sur les charbons archéologiques sous la forme d'un diagramme anthracologique : nombre d'identifications par taxon et par unité stratigraphique (Pernaut and Thiébault, 2002). La quantification de l'assemblage anthracologique ne montre pas de différence significative, entre une quantification par comptage et une pesée des charbons (Chabal, 1994). Le diagramme permet alors de visualiser l'évolution des proportions entre essences, produit de nombreux facteurs environnementaux, taphonomiques et humains.

Dès le début du XXème, les études anthracologiques montrent la possibilité d'utiliser les charbons comme marqueur paléoenvironnemental (Momot, 1955; Salisbury and Jane, 1940) ; mais c'est à partir des années 70 que les chercheurs démontrent que les proportions de bois brûlé peuvent renvoyer indirectement à la composition des forêts anciennes, dans l'environnement proche des sites dont ils proviennent (Bazile-Robert, 1979; Thiébault, 1988; Vernet and Thiébault, 1987; Vernet et al., 1987). Au cours de la Préhistoire, la sélection d'essences ou le rejet de certaines sont considérées comme des phénomènes ponctuels ; la collecte du bois comme combustible obéit généralement au « principe du moindre effort » (Shackleton and Prinsh, 1992). L'approvisionnement opportuniste en bois se réalise lors des déplacements quotidiens autour du/des camp(s), sans véritable sélection de l'espèce. Il permet alors d'apporter une image de la végétation ligneuse locale disponible. Les nombreuses études méthodologiques réalisées depuis les années 1980 ont ainsi permis de mettre en évidence, qu'avec un protocole de prélèvements fiables et des vestiges anthracologiques propices, les données obtenues peuvent être interprétées en termes d'assemblages phytosociologiques (écosystème selon un environnement et/ou un climat type) et de dynamique de la végétation (dépend du développement des sols, du climat, etc.) (Badal

García and Heinz, 1991; Chabal, 1992, 1994, 1997; Heinz, 1990a, 1990b; Thiébaud, 1988; Vernet, 1992) (Figure C1.III-2).

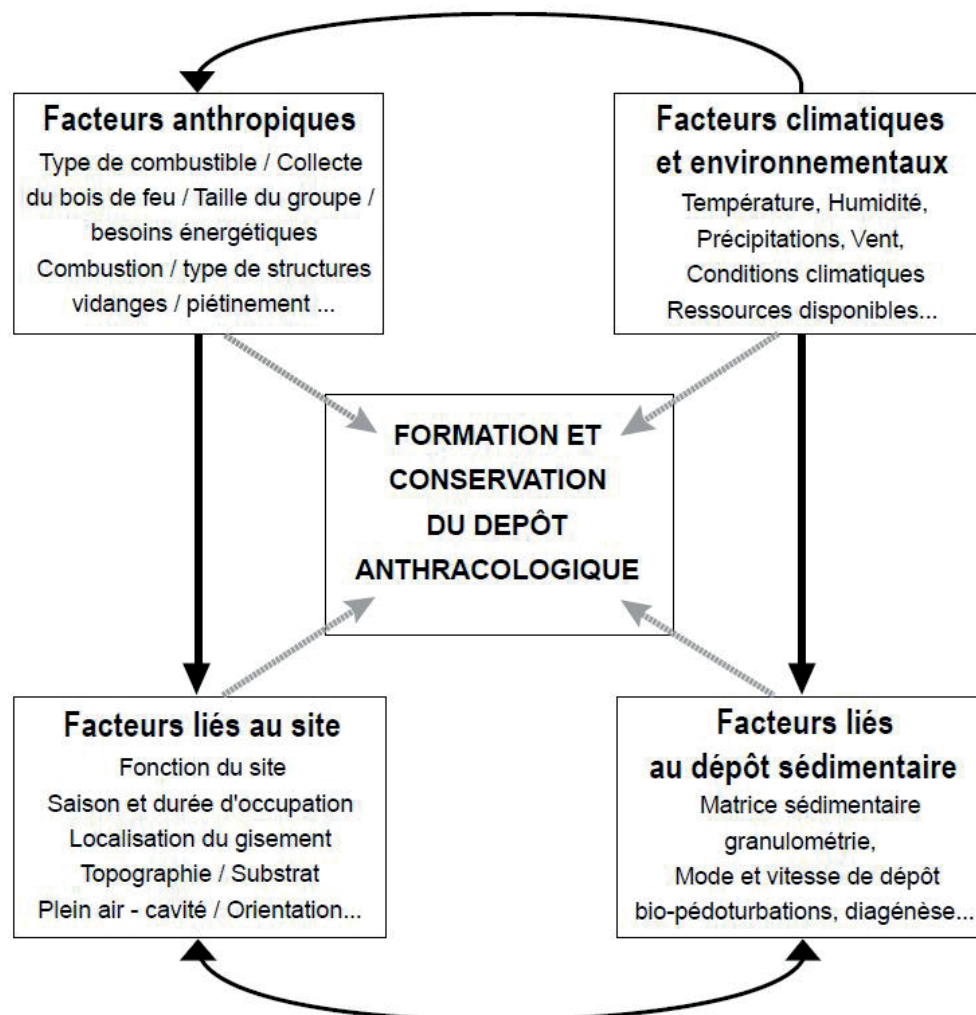


Figure C1.III-2) Préservation différentielle du charbon : interaction des paramètres (Théry-Parisot et al., 2010a).

La représentativité paléoenvironnementale de l'assemblage anthracologique dépend de plusieurs facteurs :

- Le type de prélèvement (manuel ou tamisage) : le prélèvement manuel conduit à un sous échantillonnage des charbons inférieurs à 2 mm (Théry-Parisot et al., 2010a). Or, les essences rares sont majoritairement retrouvées dans cette gamme de taille (*Ibid*).
- La nature du dépôt : les charbons retrouvés dispersés dans le sédiment, correspondant aux vidanges successives de plusieurs phases de combustion, sont représentatifs de la composition des boisements (Chabal, 1992, 1997). Au contraire, les charbons retrouvés dans des concentrations foyères peuvent ne représenter que la (ou les) dernière(s)

phase de combustion (assemblage anthracologique plus pauvre). Toutefois, les foyers peuvent tout de même présenter une diversité taxinomique intéressante (plusieurs utilisations, peu ou pas de vidanges) (Delhon, 2016; Théry-Parisot et al., 2010a). Plus encore, l'analyse de prélèvements issus d'un grand nombre de foyers peut permettre d'obtenir une image relativement exhaustive du bois mis au feu (Delhon, 2016).

- Un nombre de charbons suffisant (ex : plus de 250 fragments en contexte méditerranéens) (Chabal, 1997; Heinz, 1990a).
- Une activité humaine assez longue, pour avoir une image représentative de la composition forestière (Chabal, 1997).

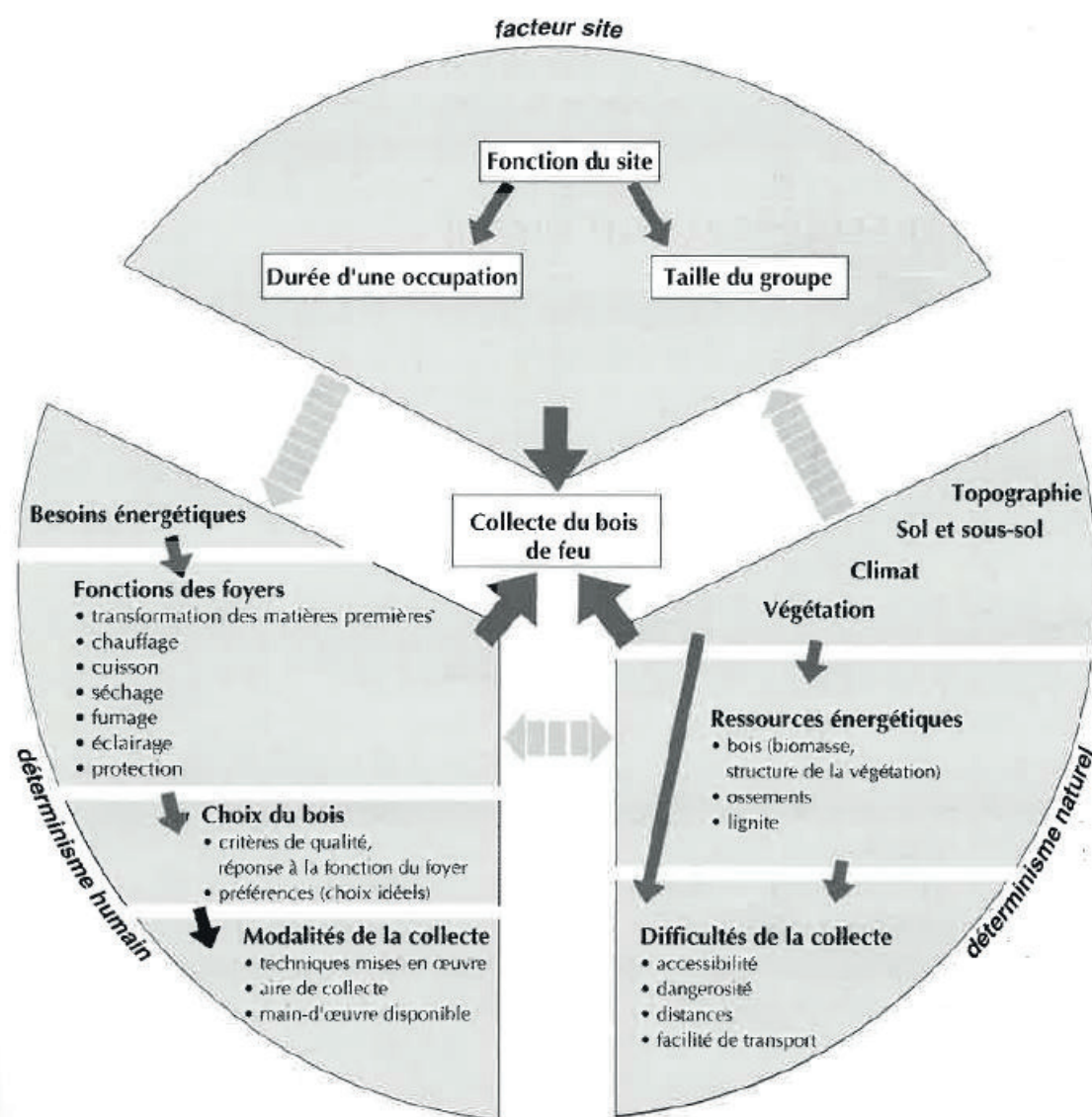


Figure C1-III-3) La collecte du bois de feu au Paléolithique (Théry-Parisot, 2001).

Par ailleurs, si les études de la combustion du bois et la fragmentation des charbons ont montré un effet négligeable sur les proportions des espèces retrouvées (Chrzaszew, 2013; Chrzaszew et al., 2014; Smart and Hoffman, 1988; Théry-Parisot et al., 2010a; Théry-Parisot et al., 2010b), il convient également de considérer les processus dépositionnels et post-dépositionnels comme agents de formation du dépôt anthracologique et facteur de l'intégrité de ce dernier : piétinement (Chrzaszew et al., 2014; Lebreton et al., 2017), taux d'enfouissement (Chrzaszew, 2013; Lebreton et al., 2017), ruissellement (Lenoble, 2005; Lenoble et al., 2008), vent (Clark, 1988; Lynch et al., 2004; Thinon, 1992; Tinner et al., 2006), climat (ex : cycle gel/dégel) (Chrzaszew, 2013; Théry-Parisot, 2001), granulométrie de la matrice sédimentaire (Carcaillet, 2001; Carcaillet and Talon, 1996; Thinon, 1992) et ses propriétés physico-chimiques (Ascough et al., 2010; Braadbart et al., 2009; Cohen-Ofri et al., 2006; Retallack, 1984; Retallack, 1998, ou encore, les agents biotiques et actions racinaires (Carcaillet, 2001; Carcaillet and Talon, 1996; Thinon, 1992) (Figure C1.III-2).

De plus, le spectre anthracologique reflète non seulement une réalité environnementale, mais aussi un choix dans la gestion des combustibles par les sociétés du passé (Asouti and Austin, 2005; Chabal, 1994; Théry-Parisot, 1998, 2001) (Figure C1.III-3). L'interprétation des charbons de bois sous-entend ainsi la prise en compte du cadre chrono-culturel et des modalités de l'exploitation des ressources par l'homme, lesquelles permettent d'évaluer les effets « anthropiques » de la représentation des essences (*Ibid*). Pour exemple, un système de collecte sélectif peut entraîner une surreprésentation de certaines essences récoltées pour leur disponibilité, leur accessibilité, leurs propriétés combustibles ou pour de simples préférences difficiles à objectiver (Théry-Parisot, 2001; Uzquiano et al., 2012). L'ethnoarchéologie, prend ainsi une place essentielle dans la compréhension des différents systèmes de collecte, puisqu'elle offre des éléments de compréhension des pratiques (Ex : délimitation de zone de collectes tournantes chez les Hautes Terres de Papua en Nouvelle Guinée indonésienne, non utilisation du bouleau chez les Evenks en Sibérie, sélection d'essences spécifiques plus lointaines avec la motorisation chez des groupes d'esquimaux d'Alaska) (Henry, 2011, Henry and Théry-Parisot, 2014a, Dufraisse et al., 2007).

Enfin, les développements méthodologiques autour de l'étude des charbons de bois et des structures foyères ont permis d'enrichir l'approche paléoécologique pour une meilleure compréhension de la gestion des ressources ligneuses : dendroanthracologie (Dufraisse, 2006, 2008; Dufraisse and Garcia-Martinez, 2011; Marguerie and Hunot, 2007; Théry-Parisot et al., 2011) ; étude morphométrique des vaisseaux (February, 1994; Terral et al., 2009; Terral and Mengüal, 1999) et parois (Théry-Parisot and Texier, 2006) ; microstratigraphie, chimie et structure foyère (Lejay, 2018; March, 1992; Olive, 1997). En particulier, les études sur l'état du combustible ligneux mis au feu (bois vert, bois altéré, charbon, etc.) sont des voies essentielles à développer (Allué et al., 2009; Théry-Parisot, 2001; Théry-Parisot and Henry, 2012; Théry-Parisot and Texier, 2006). Parmi celles-ci, les récents travaux sur des attaques fongiques sur *Pinus* sp. ont permis de mettre en avant un référentiel robuste utilisable en routine (Henry and Théry-Parisot, 2014a; Vidal-Matutano et al., 2017) (Figure C1.III-4).

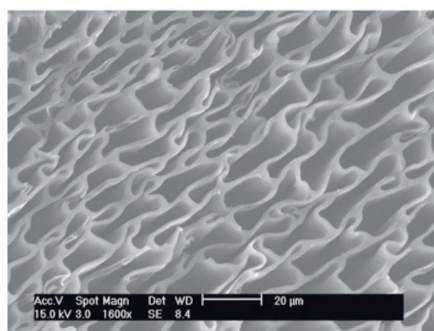


Figure C1.III-4) Photo MEB des déformations anatomiques du Pin sylvestre en coupe transversale (X800, échantillon actuel avec une dégradation fongiques ante-combustion) (Henry, 2011).

III.2. $\delta^{13}\text{C}$ et anthracologie

Parmi le panel des nouvelles méthodes d'études des charbons archéologiques, l'étude du $\delta^{13}\text{C}$ comme proxy climatique est l'une des plus prometteuses.

Dès les années 80, le développement des études du signal isotopique des plantes, selon leur modèle photosynthétique et les conditions climatiques (Farquhar et al., 1989; Farquhar et al., 1982; Leavitt and Long, 1982; O'Leary, 1981; Tieszen, 1991), conduisent les chercheurs à s'interroger sur le potentiel de préservation du signal isotopique dans les vestiges archéobotaniques (DeNiro and Hastorf, 1985; Marino and DeNiro, 1987). Les années 90 marqueront un développement des études sur l'isotopie ($\delta^{13}\text{C}$) dans les restes végétaux, dans les séquences naturelles et archéologiques. En particulier, les premières études du signal $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique (MO), dans les grandes séquences naturelles montreront une correspondance avec les évolutions climatiques, selon l'évolution du rapport de restes de végétaux entre modèle photosynthétique C3 et C4 (MO ; Loess ; Chine) (Lin et al., 1991; Wang et al., 1997), mais aussi, en fonction de la sensibilité des plantes en C3 face au stress climatique (MO et lipides ; séquence lacustre, tourbe ; Europe, dominée par les plantes en C3) (Ficken et al., 1998; Meyers, 1994). Le développement de la méthode sur les séquences loessiques franco-allemandes, à la fin des années 90, a permis de mettre en évidence une forte corrélation entre le signal isotopique de la matière organique avec le taux de CO_2 et les paléoprécipitations (Hatté et al., 2001; Hatté et al., 1999; Hatté and Schwartz, 2003). En parallèle de ces études et de celles sur le signal isotopique dans le bois (Chapitre I), plusieurs équipes scientifiques soulèvent l'hypothèse d'une conservation durable du signal isotopique dans les charbons (February, 1990, 1997; February and van der Merwe, 1992; Vernet et al., 1996) et son utilisation potentiel comme proxy climatique.

Les années 2000 à aujourd'hui sont marquées par la multiplication des études et l'exploration dans différents contextes géographiques, périodes et sur différentes espèces. Le développement de cette méthode est complété en parallèle, par plusieurs études expérimentales sur la conservation du signal isotopique du bois dans les charbons (effet de la carbonisation et de la diagénèse) (Ascough et al., 2008; Czimeczik et al., 2002; Ferrio et al., 2006; Steinbeiss et al., 2006; Turney et al., 2006).

Aujourd'hui, l'analyse isotopique sur les charbons de bois a ainsi permis de souligner le potentiel du signal $\delta^{13}\text{C}$ comme proxy climatique sur une vaste région géographique, avec de nombreuses études sur le pourtour méditerranéen (Italie, Espagne) (Aguilera et al., 2009; Aguilera et al., 2012; Araus et al., 2014; Ferrio et al., 2006; Fiorentino et al., 2008; Fiorentino et al., 2012b; Fiorentino et al., 2010; Fiorentino et al., 2015; Voltas et al., 2008), le Proche-Orient (Israël, Syrie) (Arranz-Otaegui et al., 2017; Caracuta et al., 2016; Deckers, 2016; Masi et al., 2013; Vignola et al., 2018), l'Afrique du Sud (February, 1990, 1997, 2000; Hall et al., 2008), la France (Baton, 2017; Baton et al., 2017; Vernet et al., 1996), ou encore, l'Inde (Lancelotti et al., 2013). On notera également l'utilisation par Turney et ses collaborateurs du signal isotopique sur plusieurs fractions de charbons sur Allen's Cave (plaine Nullarbor, Australie), qui montre une évolution du $\delta^{13}\text{C}$ en fonction du climat selon les apports des plantes en C3 ou C4 (Turney et al., 2001).

Si ces études portent essentiellement sur l'Holocène, plusieurs études attestent également du potentiel de l'approche isotopique sur des charbons plus anciens (Caracuta et al., 2016; Hall et al., 2008; Vernet et al., 1996). L'étude pionnière de J.-L. Vernet et ses collaborateurs, propose ainsi une correspondance entre les évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ de charbons de *Pinus* type *sylvestris* et *Juniperus* sp., dans le Sud-Est de la France, avec l'évolution de l'humidité au cours du Pléistocène supérieur (étude jusqu'à 35000 BP), avec une aridité moyenne plus importante qu'actuellement (Vernet et al., 1996). G. Hall et ses collaborateurs observent également une correspondance entre les données paléoenvironnementales obtenues sur plusieurs niveaux du site de Sibudu Cave (Middle Stone Age, 70 et 48 ka, KwaZulu-Natal, Afrique du Sud), avec les évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons de *Podocarpus* (Hall et al., 2008). Par comparaison avec les données d'un référentiel actuel sur *Podocarpus* (sur les sites de Seaton Park et Baviaans Kloof, dans les régions de KwaZulu-Natal et Eastern Cape respectivement), les auteurs proposent également un lien entre les évolutions du signal isotopique des charbons et celles de l'humidité locale (*Ibid*). Par ailleurs, dans la même étude, les auteurs observent une plus forte variabilité du signal isotopique avec l'augmentation de l'humidité (*Ibid*). Une observation identique a été faite à plus haute résolution sur des charbons de l'Holocène, avec un plus haut contraste saisonnier pendant les périodes humides et froides (Baton et al., 2017). Enfin, dans le Levant, l'étude de V. Caracuta sur les charbons d'*Amygdalus* de la séquence Natoufienne d'el-Wad (Israël, 20 à 11ka), montre une correspondance entre l'évolution du signal isotopique et le développement de la chênaie (augmentation de l'humidité) (Caracuta et al., 2016).

Cette correspondance entre la disponibilité en eau et le signal $\delta^{13}\text{C}$ est également observée sur l'ensemble des sites d'étude du pourtour méditerranéen pendant l'holocène (Aguilera et al., 2009; Aguilera et al., 2012; Araus et al., 2014; Arranz-Otaegui et al., 2017; Deckers, 2016; Ferrio et al., 2006; Fiorentino et al., 2008; Fiorentino et al., 2012b; Fiorentino et al., 2010; Masi et al., 2013; Vignola et al., 2018; Voltas et al., 2008) (Figure C1.III-5). Le climat relativement sec du pourtour méditerranéen est particulièrement sensible aux évolutions de l'humidité. Les évolutions régionales de l'intensité et des rythmes de précipitations ont ainsi été particulièrement bien enregistrées par les végétations locales (*Ibid*). Pour exemple, les études du signal isotopique des charbons de bois (*Quercus* FC et *Juniperus*) du site de Arslantepe (Turquie, 4700 à 2000 BC)

soulignent la présence de plusieurs phases d'aridité intense, marquées par des valeurs isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ basses (Masi et al., 2013; Vignola et al., 2018). Les auteurs proposent ainsi d'utiliser le $\Delta^{13}\text{C}$ comme marqueur de stress climatique qui aurait pu contribuer à des changements d'organisation sur le site (Vignola et al., 2018). Une autre étude sur le site de Tell Qarassa (PPNB ancien, Jabal al-Arab, Syrie) montre également une forte augmentation du signal $\delta^{13}\text{C}$ sur des charbons de *Pistacia* sp. et de *Amygdalus* pendant les phases d'aridité intense (corrélation avec les données phytolithes, anthracologique et palynologique) (Arranz-Otaegui et al., 2017).

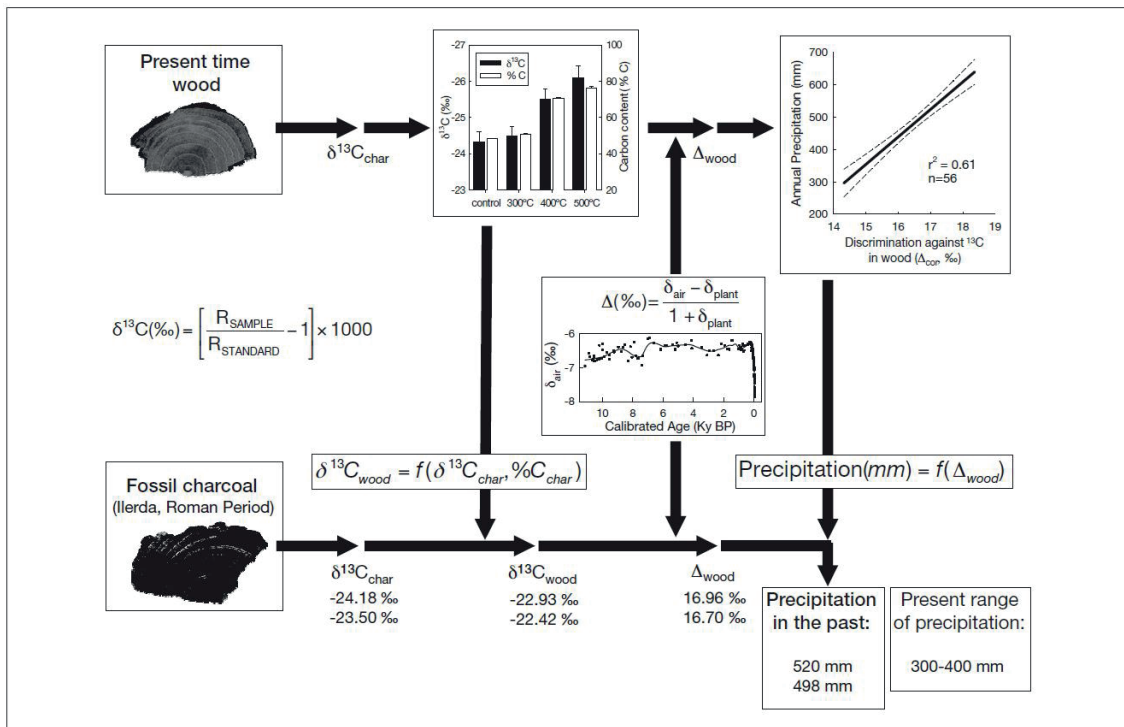


Figure C1.III-5) Proposition des étapes méthodologiques pour l'inférence des précipitations annuelles à partir du charbon fossile du pin d'Alep (Voltas et al., 2008).

Au final, la multiplication des études isotopiques sur charbons archéologiques, en climat méditerranéen ou tempéré, souligne l'importance des variations d'humidité pour la majorité des espèces étudiées, dont : *Quercus FC* (Baton, 2017; Baton et al., 2017; Masi et al., 2013; Vernet et al., 1996; Vignola et al., 2018), *Quercus ilex/coxifera* (Aguilera et al., 2009; Aguilera et al., 2012), *Pinus halepensis* (Aguilera et al., 2012; Ferrio et al., 2006; Voltas et al., 2008), *Pinus sylvestris* (Vernet et al., 1996), *Juniperus* (Vernet et al., 1996; Vignola et al., 2018), *Amygdalus* (Arranz-Otaegui et al., 2017; Caracuta et al., 2016), *Pistacia* (Arranz-Otaegui et al., 2017), *Podocarpus* (Hall et al., 2008), *Diospyros/Euclea* (February, 1990; February and van der Merwe, 1992), ou encore, *Olea europaea* (Fiorentino et al., 2012b; Fiorentino et al., 2010).

Les études isotopiques réalisées sur le bois ont montré, qu'en fonction des différences physiologiques et écologiques entre espèces, l'enregistrement isotopique $\delta^{13}\text{C}$ contenu dans le bois était préférentiellement corrélé aux précipitations de certaines saisons (Chapitre 1 - I). Suivant

ces observations, certains auteurs ont ainsi proposé d'utiliser le signal isotopique de charbons de plusieurs essences différentes. Pour exemple, Aguilera et ses collaborateurs proposent d'utiliser le signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons du Pin d'alep (*Pinus d'halepensis*) comme marqueur des précipitations de Septembre à Décembre (de l'année précédant celle de la croissance du cerne) et le signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons du chêne vert/kermès (*Quercus ilex/coccifera*) pour les précipitations de janvier à août (année de croissance du cerne) (Aguilera et al., 2012). Plus encore, certains auteurs proposent de coupler les études des signaux isotopiques sur bois avec celles sur graines, d'écophysiologie différente (Aguilera et al., 2012; Araus et al., 2014; Fiorentino et al., 2008; Fiorentino et al., 2012b; Fiorentino et al., 2010). En effet, la méthode isotopique sur les graines fossiles ou carbonisées, développée depuis les années 90 (Araus and Buxó, 1993; Araus et al., 1997a; Araus et al., 1997b; Araus et al., 1999a; Araus et al., 1999b), permet d'obtenir un signal sur la disponibilité en eau (principalement de la saison de croissance ; signal $\delta^{13}\text{C}$) et des conditions de fertilité (signal $\delta^{15}\text{N}$) (Aguilera et al., 2008; Araus et al., 1997b; Araus et al., 2014; Araus et al., 2003; Bogaard et al., 2013; Fiorentino et al., 2012a; Fraser et al., 2011; Riehl et al., 2014). Ainsi, dans l'étude de Aguilera et ses collaborateurs (2012), les auteurs utilisent non seulement la complémentarité des signaux isotopiques sur le chêne et le pin, mais également celle avec le signal isotopique des graines d'orge (*Hordeum vulgare*) et de blé (*Triticum aestivum/durum*) représentatif de la disponibilité en eau entre avril et mai (Aguilera et al., 2012). Cette étude, située dans l'Est de la Péninsule Ibérique, permet ainsi de préciser les changements d'aridité pendant l'Holocène entre 5000 BC et 600 AD selon les saisons. Les auteurs ont en particulier mis en évidence une plus forte contribution des précipitations automnales selon le climat, dans la disponibilité de l'eau annuelle à partir du début de notre ère (encore observée aujourd'hui) (*Ibid*).

Par ailleurs, en complément de l'étude isotopique sur les charbons, la création d'un référentiel robuste sur le signal isotopique du bois de la région peut permettre une meilleure compréhension des conditions climatiques régionales passées. Ainsi, dès les années 2000, à partir d'un référentiel isotopique de *Quercus ilex/coccifera* dans la région du Nord-Est de la Péninsule ibérique et l'analyse de charbons de la même espèce provenant de 11 sites archéologiques (même région ; transition âge du Bronze et Âge du fer), Aguilera et ses collaborateurs proposent une reconstitution cartographique des paléo-précipitations automnales entre 900 et 300 BC pour toute la région (Aguilera et al., 2009) (Figure C3.III-6).

Enfin, proposée dans les années 90, l'utilisation couplée de la dendro-anthracologie et le signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons peut permettre d'obtenir des informations climatiques de haute résolution (February, 1997, 2000). Dans une récente étude, la bonne conservation de charbons issus du site néolithique du Lac de Chalain (Jura, France) a permis une étude couplée de ceux-ci (dendro-anthracologie et signal $\delta^{13}\text{C}$ de 19 charbons de *Quercus FC*, 212 cernes) (Baton, 2017; Baton et al., 2017). L'auteur observe ainsi, non seulement, une évolution dans le signal climatique (taille de cerne et signal $\delta^{13}\text{C}$ différent), mais on note également que la phase la plus humide et froide est associée à un contraste saisonnier plus important (*Ibid*).

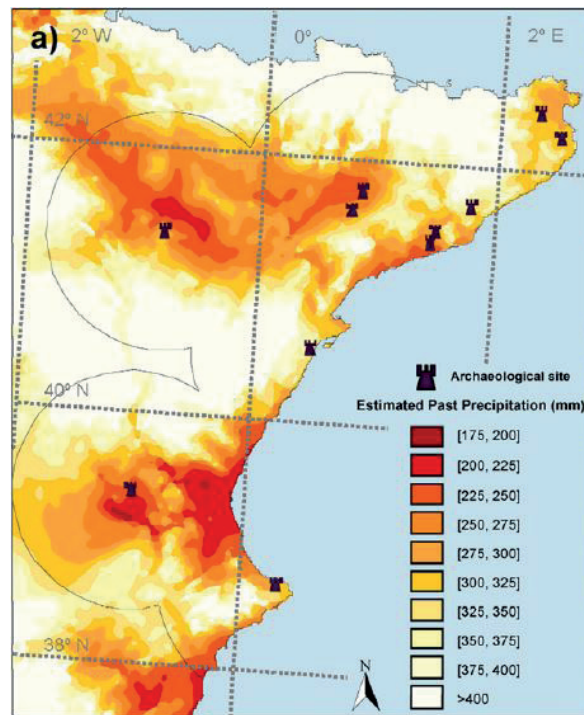


Figure C1.III-6) Carte en courbes de niveau des précipitations estimées de l'automne passé (période septembre-décembre), telles que déduites du $\Delta^{13}\text{C}$ des restes de charbon de bois récupérés sur les sites archéologiques (Aguilera et al., 2009).

IV. CADRE CLIMATIQUE ET ENVIRONNEMENTAL : DU PLÉISTOCÈNE À LA TRANSITION HOLOCÈNE EN EUROPE TEMPÉRÉE

L'un des objectifs de cette thèse est d'appréhender, par une nouvelle méthode d'analyse, les évolutions climatiques et environnementales au cours du Pléistocène supérieur (dernier grand cycle de glaciation) et leurs impacts sur les modes de vie des sociétés préhistoriques du Paléolithique moyen et supérieur (système de mobilité, gestion des ressources combustibles, etc.) (Figure C1.IV-1). Toutefois, on précisera que notre travail intègre également l'étude de la transition entre le Pléistocène et l'Holocène associée aux cultures du Mésolithique ancien et moyen (comprend les palynozones du Préboréal, du Boréal et du début de l'Atlantique ancien).

Dans cette partie, nous nous intéresserons donc au contexte climatique et environnemental général du Pléistocène supérieur pour les différentes périodes et régions étudiées dans cette thèse.

IV.1. Évolutions climatiques générales du Pléistocène supérieur et réponses de la végétation

IV.1.1. Les cycles et variations climatiques généraux du Pléistocène supérieur

L'évolution du signal climatique est la réponse à un ensemble de forçages, d'intensité et de fréquence inégales. Parmi eux, les forçages astronomiques (évolution des paramètres orbitaux) sont prédominants dans la structuration du signal basse fréquence (temps long), avec la formation de cycles glaciaires/interglaciaires. Le Pléistocène supérieur est caractérisé par l'une de ces phases glaciaires (Würm ou Weichsélien) intercalée entre la dernière période interglaciaire (Eémien ou Tyrrhénien) et l'Holocène. Toutefois, cette dernière glaciation, par l'effet des différents forçages (astronomiques, échanges et cycles atmosphériques/océaniques/de la cryosphère, intensité volcanique, etc.), a connu de nombreuses variations climatiques atténuant ou amplifiant la rigueur de son climat (Pomerol et al., 2011).

Ces variations glaciaires/interglaciaires et fluctuations climatiques en particulier ont été définies et approfondies par l'étude des nombreuses carottes glaciaires depuis le milieu du 19^{ème} siècle (ex : Vostok, GISP2, NGRIP,...) (Dansgaard et al., 1982; Dansgaard et al., 1993; Grootes and Stuiver, 1997; Johnsen et al., 1992; Johnsen et al., 1997; Johnsen et al., 2001; Jouzel et al., 1987; Jouzel et al., 2006; Lorius et al., 1985; Petit et al., 1999; Rasmussen et al., 2008; Sowers et al., 1993). L'évolution des archives isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) a permis de connaître les évolutions des paléotempératures et divise le Pléistocène en stades isotopiques (*Ibid*). Le Pléistocène supérieur est ainsi défini entre Le MIS5 et Le MIS2 (MIS1 = Holocène), eux-mêmes pouvant être divisés (Ex MIS 5a à d) avec les périodes paires (chiffres ou lettres) indiquant une diminution relative des températures et inversement (on parle ici de températures moyennes sur la période). On précisera que rapidement, d'autres paramètres (δD , $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$, CO_2_{atm} , etc.) ou archives climatiques (marines ou terrestres) sont venus valider ou compléter ces découpages.

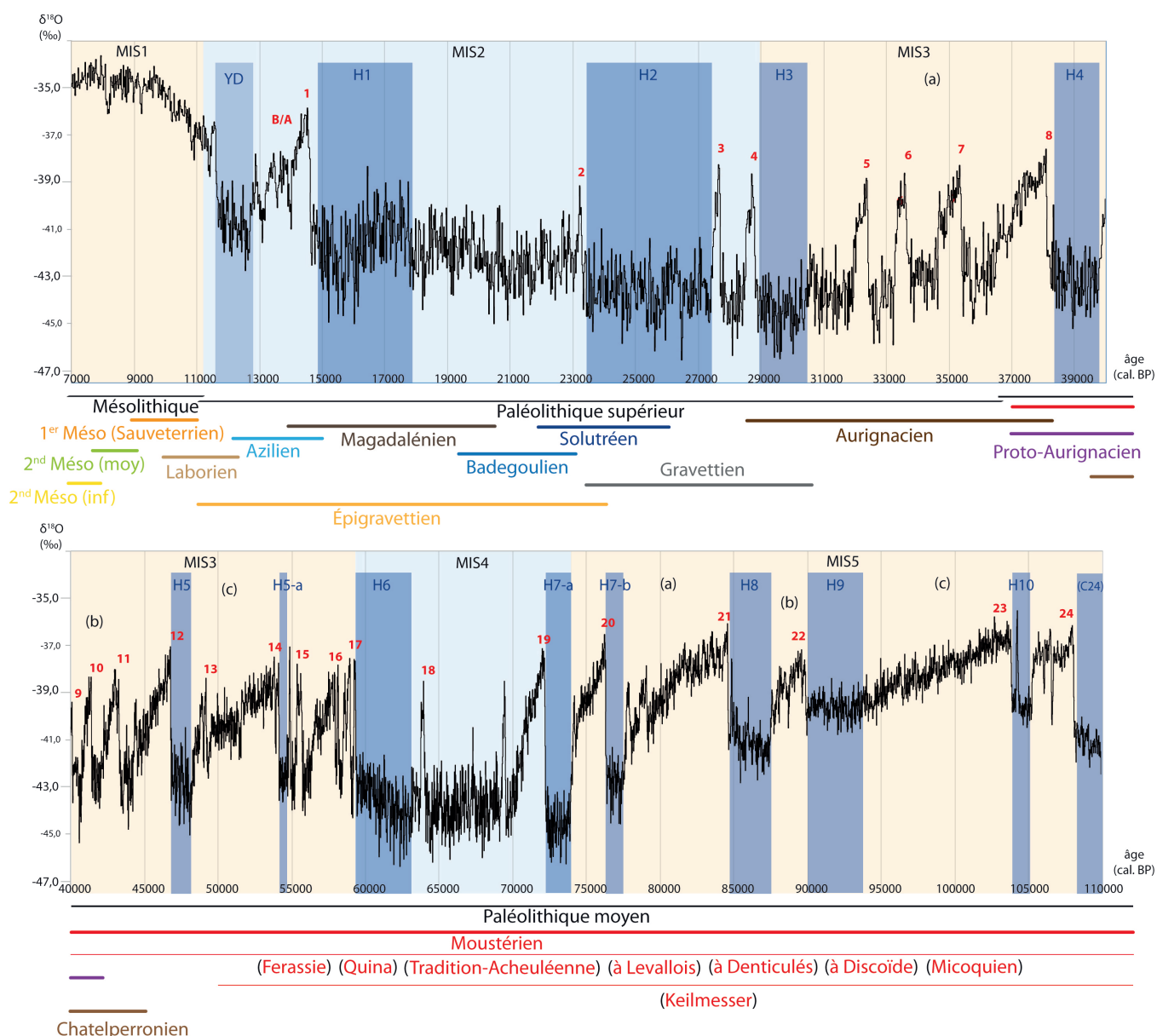


Figure C1.IV-1) Figure de synthèse fondée sur les variations isotopiques moyennes sur 20 ans de $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte NGRIP sur l'échelle de temps GICC05modelext (Rasmussen et al., 2014), avec le découpage des stades isotopiques, les épisodes de Heinrich et de « Dansgaard-Oeschger ». La figure est complétée par la chronologie des grands complexes techno-culturels du Pléistocène supérieur et début de l'Holocène.

Toutefois, si le schéma permet de donner une image globale des variations climatiques, il atténue l'importance des variations climatiques rapides qui la composent. Pour exemple, le MIS3, défini comme un interstade, est en réalité marqué par de nombreuses fluctuations climatiques avec des périodes extrêmes rigoureuses par moment. Ces évolutions rapides du Pléistocène sont principalement représentées par des épisodes de Heinrich et de « Dansgaard-Oeschger », le premier précédant en général le deuxième. Les événements de Heinrich, définis par un dépôt sédimentaire d'iceberg hors norme (déstabilisation des calottes polaires et glaciers),

sont contemporains de forts refroidissements dans l'hémisphère nord (perturbation des courants marins par l'apport d'eau douce d'icebergs) (Cacho et al., 1999b; Heinrich, 1988). Les interstades dits de « Dansgaard-Oeschger » correspondent quant à eux à une vingtaine d'épisodes de rapides réchauffements distribués le long de la dernière période glaciaire. Ils pouvaient atteindre 5 à 15°C supplémentaires (au Groenland) en une dizaine d'années et étaient suivis par un lent refroidissement (Cacho et al., 1999a; Dansgaard et al., 1993; Schulz, 2002).

IV.1.2. Les dynamiques environnementales au Pléistocène supérieur

Les évolutions environnementales du Pléistocène supérieur sont marquées par un avancement des glaciers plus ou moins important. Ainsi, on pouvait observer pendant les périodes les plus rigoureuses (LGM) une avancée des Inlandsis jusqu'au nord de l'Allemagne, une descente du permafrost jusqu'au latitude moyenne (50°C) et une extension des glaciers alpins jusque dans la vallée du Rhône ou les Préalpes du Sud (Labeyrie, 2006; Van Vliet-Lanoë, 1991, 2007; Van Vliet-Lanoë and Lisitsyna, 2001). Ces cycles glaciaires sont parallèlement marqués par des fluctuations du niveau marin, avec une régression du niveau marin jusqu'à 120 m en-dessous de la ligne de rivage actuelle, redessinant la ligne côtière et l'espace disponible à l'Homme (Bonifay, 1995; Shackleton et al., 1984; Shackleton, 1987).

Par ailleurs, les variations paléoclimatiques du Pléistocène supérieur sont accompagnées par d'importantes évolutions de la végétation (extensions, compositions). Ces dernières sont principalement documentées par les archives polliniques continentales des lacs et tourbières. Les séquences naturelles de référence pour le Pléistocène supérieur de l'Est de la France sont celles des Échets (Rhône) (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989; Guiter et al., 2003), de la Grande Pile (Haute-Saône) (de Beaulieu and Reille, 1992; Helmens, 2013, 2014; Ponel, 1995; Woillard, 1978; Woillard and Mook, 1982) et du Lac du Bouchet/Pradaux (Haute-Loire) (de Beaulieu et al., 2006; Reille and Beaulieu, 1988, 1990; Truze and Kelts, 1993). Ces derniers ont par ailleurs permis les modélisations des paléo-précipitations et paléo-températures pour la transition sur les 140ka dernières années (Fauquette et al., 1999; Guiot et al., 1993; Guiot et al., 1989; Guiot et al., 1992; Pons et al., 1992; Seret et al., 1992). Par ailleurs, un nombre important de séquences supplémentaires vient s'ajouter pour la fin du Pléistocène supérieur (MIS2) (Brisset, 2014; Brisset et al., 2015; David et al., 2000; de Beaulieu et al., 1982; de Beaulieu and Goery, 1987; de Beaulieu and Jorda, 1977; Finsinger et al., 2008; Finsinger and Tinner, 2007; Guenet, 1993; Guenet and Reille, 1988; Mocchi et al., 2008). Les séquences méditerranéennes continues offrent également des données complémentaires, comme les carottes au niveau du Golfe du Lion (MD99-2352 ; MD99-2349 ; MD99-2348) et pour le Sud-Est de la France (Beaudouin et al., 2007; Sierro et al., 2009). En complément de ces séquences françaises, les séquences polliniques de Suisse, du Sud de l'Allemagne ou de l'Italie offrent d'importantes données de comparaisons supplémentaires, avec comme principaux exemples : celles du Lago Grande di Monticchio (Italie) (Allen et al., 1999; Allen and Huntley, 2009; Allen et al., 2000; Brauer et al., 2007; Brauer et al., 2000; Watts et al., 1996; Wulf et al., 2012), de la Valle di Castiglione (Italie) (Follieri et al., 1989), de Fimon (Italie) (Pini et al., 2010), de Bolsena (Magri, 1999) (Italie), de Vico (Magri and Sadori, 1999) (Italie),

Beerenmösli (Suisse) (Klotz et al., 2003; Klotz et al., 2004), Jammertal (Allemagne) (Klotz et al., 2003; Müller et al., 2005), Füramoos (Allemagne) (Klotz et al., 2003; Klotz et al., 2004; Müller et al., 2003) et Samerberg (Allemagne) (Grüger, 1979; Klotz et al., 2003; Klotz et al., 2004).

Les données paléoclimatiques et paléoenvironnementales issues de ces séquences restent toutefois limitées et diffuses géographiquement. Ainsi, elles ne permettent pas de rendre compte de la variabilité environnementale qui affecte une vaste région française, marquée par une topographie et une géologie hétérogènes et des influences climatiques plus ou moins intenses et diverses. Ces séquences peuvent toutefois être complétées par les archives alluviales, loessiques, ou des spéléothèmes régionaux. Enfin, ces archives sont enrichies par un ensemble de données discontinues locales, souvent issues de fouilles archéologiques retrouvées sur le reste du territoire. Les informations sur la végétation alors obtenues peuvent provenir à la fois de proxies directs (palynologie, anthracologie, phytolithes) ou indirects (faune, microfaune, malacologie, géomorphologie).

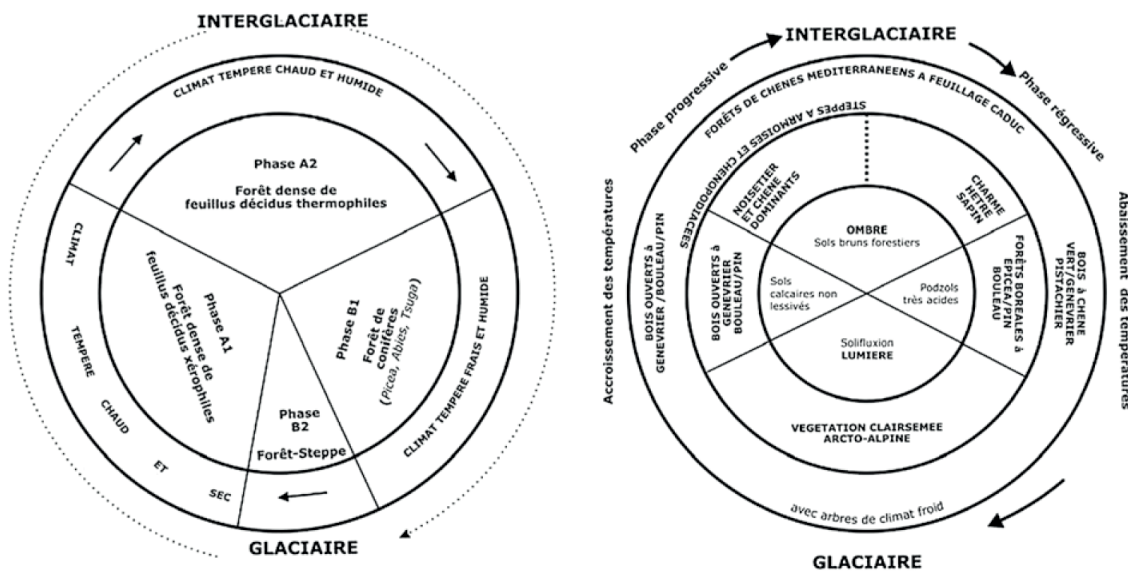


Figure C1.IV-2) Comparaison schématisée des successions végétales pendant les cycles du Pléistocène ancien (à gauche) et ceux du Pléistocène moyen/supérieur (à droite) (de Beaulieu et al., 2006)

La confrontation de ces archives nous permet également de comprendre la dynamique spatiale de la végétation. En effet, l'hétérogénéité des oscillations climatiques selon les aires géographiques étudiées (ex : nord de la France ou zone méditerranéenne) permet de rendre compte d'une migration des écosystèmes à travers le territoire (décolonisation/colonisation). Ainsi, on observe pendant les périodes les plus rigoureuses, une forte diminution du couvert forestier avec un maintien dans les zones refuges (région du sud : Italie, Ibérie ; vallées encaissées ; zones de retrait du niveau marin ; proximité de point d'eau, etc.) (Bazile-Robert, 1979, 1981a, 1981b, 1983b; Birks and Line, 1991; Fletcher et al., 2010; Girard, 1976; Pons, 1984a, b; Renault-Miskovsky, 1976a, b; Sánchez Goñi et al., 2002; Triat-Laval, 1978; Vernet, 1979). Au contraire, pendant les interstades plus cléments, on assiste à une reconquête forestière (spatiale puis altitudinale).

Cette dynamique de la végétation est régie par l'évolution asynchrone des facteurs climatiques (température et humidité) et du développement des sols. Elle dessine alors un schéma global de la succession des essences forestières dans un cycle végétal (Figure C1.IV-2) (de Beaulieu et al., 2006; Tzedakis, 1994).

IV.2. Synthèse des connaissances sur l'évolution climatique et environnementale des régions et périodes d'étude

Dans les parties qui suivent, nous présentons le contexte climatique et environnemental des périodes et aires géographiques étudiées dans cette thèse, soit : (i) de la transition MIS 5/MIS 4 au début de l'Holocène pour le Sud-Est de la France et (ii) le MIS 5 pour le Nord-Est.

IV.2.1. Contextes climatiques et environnementaux au MIS 5/MIS 4 dans le Sud-Est de la France

La transition interglaciaire/glaciaire entre le stade isotopique 5 et 4 est définie, *sensu stricto*, par une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ des carottes glaciaires (reflète la température) aux alentours de 75-74 ka cal BP. Elle fait suite à l'interstade MIS 5a, correspondant à la zone pollinique du St Germain II (dénomination de la Grande Pile). La fin de cet épisode est marquée par le passage d'une chênaie bien développée (*Quercus*, *Corylus*, *Carpinus*) à une forêt boréale (*Pinus*, *Picea*, *Betula*) (de Beaulieu and Reille, 1992; Helmens, 2014; Woillard, 1978; Woillard and Mook, 1982). La première moitié du MIS 4 est ensuite marquée par la succession d'événements froids (Heinrich 7-a et 7-b) et de redoux (événement de D/O 20 et 19) avant la mise en place de conditions glaciaires *sensu stricto* (Dansgaard et al., 1982; Dansgaard et al., 1993; Heinrich, 1988; Johnsen et al., 1992; Johnsen et al., 2001). Ces redoux observés dans les carottes glaciaires se traduisent dans le diagramme pollinique de La grande Pile par des épisodes plus humides dans un contexte froid (reprise forestière de *Pinus* et *Betula* ; événement Ognon I et II) (Bosselin, 2003; de Beaulieu and Reille, 1992; Woillard, 1978; Woillard and Mook, 1982). Ce phénomène est également connu dans les séquences des Échets par une explosion d'*Isoetes* (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989), ou dans le Massif Central (période pollinique du Lanterne II ; Bouchet/Ribains) par des fluctuations de reconquête de *Pinus* (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989; Reille and Beaulieu, 1988, 1990). Les modélisations des paléo-précipitations et paléo-températures à partir de ces mêmes séquences permettent ainsi d'observer une augmentation de l'humidité à l'entrée du MIS 4 (Fauquette et al., 1999; Guiot et al., 1993; Guiot et al., 1989; Pons et al., 1992; Seret et al., 1992). Au contraire dans la carotte méditerranéenne « MD99-2348 » (Golfé du Lion), seule la persistance du taux de foraminifères tempérés permet de supposer l'existence d'un climat moins rigoureux au début du MIS 4, quand les autres marqueurs (Ex : % de sable fin) indiquent une dégradation nette à la fin, puis continue à la sortie du MIS 5 (Sierro et al., 2009).

Concernant les séquences archéologiques discontinues de la région, la dernière transition interglaciaire-glaciaire (MIS 5 - MIS 4) est non seulement peu représentée mais la chronologie ou le manque de contexte biostratigraphique et taphonomique des rares sites, ne permettent pas, à

l'heure actuelle, d'apporter des données précises sur l'évolution environnementale et climatique (Ex : Baume des Peyrards, Adaouste, La Verrerie, Bérigoule) (Bazile-Robert, 1979; Brugal et al., 1989; Conrad and Onoratini, 1997; Crégut-Bonnoure et al., 2010; de Lumley-Woodyear, 1969; de Lumley, 1957; Defleur et al., 1994; Onoratini et al., 1997; Porraz, 2002; Richter et al., 2007). Malgré cela, quelques séquences archéologiques font figure d'exception dans la région et offrent des archives climatiques de comparaison locale pour la transition MIS 5/4 (géomorphologie, microfaune, anthracologie) : Baume de Moula-Guercy, Barasses II, Baume Flandin, Abri des Pêcheurs et Abri Maras en Ardèche (Bazile-Robert, 1979; Crégut-Bonnoure et al., 2010; Daujeard, 2013; Daujeard et al., 2014; Debard, 1988; Debard et al., 1986; Defleur et al., 2001; Defleur and Desclaux, 2019; Foury et al., 2016; Hardy et al., 2013; Kalai, 1998; Moncel, 2010; Moncel et al., 2008a; Moncel et al., 2008b; Moncel et al., 2010; Moncel et al., 2004; Moncel et al., 2012; Richard et al., 2015; Sanzelle et al., 2000; Saos et al., 2014; Willmes et al., 2016), ou encore, les Calmettes dans le Gard (Bazile-Robert, 1979; Renault-Miskovsky, 1972, 1976b, 1986). Ces dernières permettent de montrer que le retardement de l'arrivée des conditions glaciaires au début du MIS 4 est également souligné dans l'évolution de leurs processus géomorphologiques et/ou dans les écosystèmes proches des sites (végétation, faune).

IV.2.2. Contextes climatiques et environnementaux dans le Sud-Est de la France du MIS 3 au début de l'Holocène

IV.2.2.a. *Fluctuations climatiques et environnementales du MIS 3*

Le MIS 3 correspond à une phase de transition (≈ 60 à 29 ka cal BP), intercalée entre les périodes glaciaires du MIS 4 et du MIS 2 (associée au dernier maximum glaciaire). Si cette phase est communément associée à une phase plus tempérée, elle se caractérise en réalité par une forte instabilité climatique et environnementale. On n'observe ainsi pas moins de 13 cycles de « Dansgaard-Oeschger » (Dansgaard et al., 1982; Dansgaard et al., 1993; Johnsen et al., 1992; Johnsen et al., 2001) et les phases froides associées, dont les plus rigoureuses sont caractérisées par des événements de Heinrich 5 à 3 (Cacho et al., 1999a; Heinrich, 1988). Ces oscillations climatiques sont au contraire associées à des reconquêtes forestières pendant les périodes les moins rigoureuses. À la Grande Pile, ces reconquêtes restent principalement représentées par *Pinus* et *Betula* (essences pionnières de milieux froids), puis en moindre mesure par *Juniperus*, *Picea*, *Quercus* et *Corylus*, dans un environnement qui reste dominé par les Poaceae (de Beaulieu and Reille, 1992; Helmens, 2014; Woillard, 1978; Woillard and Mook, 1982). Cette reconquête forestière (dominée par *Pinus*, *Picea* et *Betula*) est également retrouvée sur les Échets et le Bouchet/Ribains mais sans le retour d'essences plus mésophiles (de Beaulieu et al., 2006; de Beaulieu and Reille, 1984, 1989; Reille and Beaulieu, 1988, 1990). Toutefois, la présence d'essences mésophiles en plus grande quantité (*Quercus caducifolié* ; principalement associé à *Pinus*, *Picea* et *Abies*) et le plus faible rapport AP/NAP dans la carotte MD99-2349 (Golfe du Lion) soulèvent l'hypothèse d'un couvert forestier plus tempéré dans le Sud de la France (Beaudouin et al., 2007). La plus forte représentation des forêts tempérées dans des séquences ibériques ou italiennes soutient également l'hypothèse d'un climat moins rigoureux dans le Sud (Allen and Huntley, 2009; Allen et al., 2000; Badal et

al., 2012; Combourieu-Nebout et al., 2002; Follieri et al., 1989; Sánchez Goñi, 2006; Sánchez Goñi et al., 2002). L'étude des séquences alluviales observent ainsi un fort développement des paléosols pendant les périodes les plus tempérées (« sols rouges ») (Ollivier et al., 2014). Malgré tout, si le MIS 3 est dans l'ensemble considéré comme un interstade, il reste éloigné des conditions environnementales du MIS 5 ou de l'Holocène. Les modélisations des paléo-précipitations et paléo-températures à partir des principales séquences polliniques donnent ainsi des valeurs bien inférieures par rapport aux interglaciaires (Fauquette et al., 1999; Guiot et al., 1993; Guiot et al., 1989; Pons et al., 1992; Seret et al., 1992).

Stade Isotopique	Événement D/O (ou date)	La Grande Pile	Dénominations Historiques
MIS 2	1		Allerød / Bølling
	(≈ 15,5 ka cal BP)		Pré-Bølling
	(≈ 17 ka cal BP)		Angles
	(≈ 19 ka cal BP)	Marcoudan III	Lascaux
	2	Marcoudan II	Laugérie
	3 et 4	Marcoudan I	Tursac (ou Paudorf)
	5 et 6	Grand Bois	Maisières (ou Kesselt)
7	Arcy		
MIS 3	8	Charbon	Les Cottés
	9 à 12		Hengelo
	13 et 14	Pile	Moeshoold
	15 à 17	Goulotte	
MIS 4	18	Ognon III	
	19	Ognon II	Glinde
	20	Ognon I	Oerel
MIS 5	21	St Germain II	Odderade
	22		
	23	St Germain Ic	Brörup
	24	St Germain Ia	Amesfoort

Tableau C1.IV-1) Propositions de corrélation entre les événements D/O, phases polliniques de la Grande Pile et des dénominations historiques d'épisodes climatiques moins rigoureux du Pléistocène supérieur retrouvé dans des séquences archéologiques (d'après Bosselin, 2003). NB : l'événement de « Laugérie » est attribué dans certaines séquences au pic de D/O 2 seul et/ou à un épisode humide vers 24-25 ka cal BP (voir l'ensemble de la phase de 25 à 23 ka cal BP).

L'étude des séquences discontinues pour cette période est ainsi marquée par des fluctuations et des hiatus dans leurs séquences. Parmi ces séquences, certaines présentent des événements climatiques plus tempérés et ont ainsi servi de repères chrono-climatiques (Ancienne dénomination commune, Ex : Arcy) (Leroi-Gourhan, 1997). Ces événements sont principalement représentés par des augmentations de l'humidité et peuvent être mis en relation avec les séquences

polliniques de référence et les événements D/O (Bosselin, 2003; Bosselin and Djindjian, 1997, 2001; Renault-Miskovsky, 1986; Renault-Miskovsky and Leroi-Gourhan, 1981) (Tableau C1.IV-1). Toutefois, ils peuvent être plus ou moins intenses et diachroniques selon la zone géographique étudiée (selon les caractéristiques climatiques et environnementales) (Bosselin, 2003; Bosselin and Djindjian, 1997, 2001; Sánchez Goñi, 1996; Sánchez Goñi et al., 2008). Plus encore, les processus sédimentologiques et taphonomiques peuvent complexifier la lecture chrono-environnementale des dépôts (principalement dans les abris sous-roche) et conduire à des erreurs d'interprétation (mauvaise attribution, division d'évènement unique, etc.) (Sánchez Goñi, 1996).

IV.2.2.b. *Le MIS 2 et le dernier maximum glaciaire*

La première partie du MIS 2 (29 à 18 ka cal BP) est généralement associée à une période froide plus constante que celle du MIS 3. Elle est associée au dernier maximum glaciaire (LGM) situé entre 24 et 19 ka cal BP). Toutefois, cette stabilité reste relative (par rapport au MIS 3) et le MIS 2 présente en réalité des variations climatiques importantes associées à des changements environnementaux nets. Dans les carottes arctiques, le début du MIS 2 comporte ainsi un long événement de Heinrich (H2), 3 événements de D/O et une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ à partir de 20-19 ka cal BP. Ces derniers événements coïncident avec de nouvelles phases de reconquête forestière observées dans toutes les principales séquences continues de l'Est français (La grande Pile, Les Échets, Bouchet/Ribains) (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989, 1992; Helmens, 2014; Reille and Beaulieu, 1988, 1990; Woillard, 1978; Woillard and Mook, 1982). Ces phases de reconquête se caractérisent une nouvelle fois par l'apparition d'essences pionnières résistantes au froid (*Pinus*, *Betula*) et de très rares mésophiles (uniquement pour la Grande Pile) (*Ibid*). Du côté des Alpes italiennes, dans la séquence de Fimon, les essences mésophiles sont également rares au MIS 2, alors qu'elles sont plus fréquentes dans le MIS 3 (*Alnus*, *Tilia*, *Quercus*) (Pini et al., 2010). À l'inverse, l'étude palynologique des carottes MD99-2348/2349 (Golfe du Lion) montre un assemblage plus tempéré (dominée par *Pinus*, mais avec une plus grande quantité de *Picea*, *Abies* et *Quercus caducifolié*) et un plus faible rapport AP/NAP que dans les séquences continentales (Beaudoin et al, 2007). Il faut descendre au sud de la péninsule ibérique (carottes marines de la mer d'Alboran), ou dans le centre de l'Italie (Valle di Castglione), pour observer une nette augmentation des essences tempérées (Combourieu-Nebout et al., 2002; Follieri et al., 1989; Roucoux et al., 2005). La rigueur générale du climat au début du MIS 2 dans le Sud-Est de la France, est également soulignée par d'importantes formations éoliennes et loessiques (Bonifay, 1965; Bosq et al., 2018). Toutefois, les mêmes auteurs soulignent que la topographie du Sud-Est de la France a permis de limiter l'expansion de ces formations, en comparaison avec le nord de la France aux mêmes périodes (*Ibid*). On précisera que si le dernier maximum glaciaire représente l'étendue maximale des glaciers (Labeyrie, 2006; Van Vliet-Lanoë, 2007), la période la plus rigoureuse du MIS 2 est plus ancienne et associée au début de l'évènement d'Heinrich 2 vers 28-26 ka cal BP, avec des vents froids et un climat aride (Cacho et al., 1999a; Renault-Miskovsky, 1972; Sánchez Goñi et al., 2002). On notera toutefois la présence de deux événements de D/O (3 et 4) précédant cette phase qui ont pu atténuer et/ou ralentir la mise en place de conditions glaciaires *sensu stricto*. On notera en particulier une période forestière autour de l'évènement D/O

4 indiquée entre autres par la présence d'un paléosol rouge dans la vallée de la Durance (Ollivier et al., 2014).

Les études anthracologiques des séquences du MIS 2 confortent ces principales observations. Les données obtenues restent toutefois locales et propres à leur environnement. Il a ainsi été mis en évidence un retour de *Quercus* pendant les phases les moins rigoureuses à la Salpêtrière (Bazile-Robert, 1979). À la Baume d'Oullin, les études géomorphologiques et anthracologiques de la couche « d » datée de $20,2 \pm 3$ ka BP ($24,2 \pm 5$ ka cal BP) soulèvent l'hypothèse d'une augmentation de l'humidité (concrétions et solifluxions ; augmentation de la diversité des taxons secondaires généralement associée à la chênaie : *Quercus* FC, *Prunus mahaleb*, *Acer monspessulanum*, *A. campestre*, *Phillyrea* cf. *latifolia* et *Buxus sempervirens*) (Bazile-Robert, 1983a; Debard, 1988; Miskovsky, 1974; Renault-Miskovsky, 1972). Malgré tout, les similitudes entre les schémas chrono-environnementaux observées dans certains sites archéologiques et dans les séquences naturelles régionales à extrarégionales permettent, comme pour le MIS 3, de proposer des relations à large échelle (Bosselin, 2003; Bosselin and Djindjian, 2001; Renault-Miskovsky, 1986; Renault-Miskovsky and Leroi-Gourhan, 1981) (Tableau C1.IV-1).

IV.2.2.c. Du Tardiglaciaire (MIS 2) au début de l'Holocène (Greenlandien)

La fin du MIS 2 (18 à 11,7 ka cal BP), couramment nommé le Tardiglaciaire, correspond à plusieurs oscillations climatiques qui caractérisent la fin du Pléistocène supérieur (entrée dans l'Holocène). On observe ainsi : (i) une première phase froide contemporaine de l'événement de Heinrich 1, (ii) puis une phase de redoux initiée par l'événement de D/O 1, entrecoupée d'un épisode froid, et enfin, (iii) un retour dans des conditions glaciaires suivi du réchauffement qui marque la transition dans l'Holocène (Dansgaard et al., 1982; Dansgaard et al., 1993; Dansgaard et al., 1989; Eldevik et al., 2014; Heinrich, 1988; Johnsen et al., 1997; Johnsen et al., 2001). Les nombreuses études environnementales de cette période définissent plus couramment les oscillations froides comme celle du Dryas (I/ancien, II/moyen et III/récent) et les deux phases plus chaudes comme celle du Bølling et de l'Allerød (Bazile-Robert, 1983a; Petit-Maire, 1999; Renault-Miskovsky, 1972, 1986; Renault-Miskovsky and Leroi-Gourhan, 1981). Le début de l'Holocène est caractérisé par une hausse des températures, interrompues par un épisode froid à 8,2 ka cal BP (Alley and Ágústsdóttir, 2005; Berger and Guilaine, 2009). Les données environnementales obtenues sur cette phase ont conduit les chercheurs à la diviser en plusieurs périodes (palynozones au départ) : le Préboréal, le Boréal et l'Atlantique (ancien) (de Beaulieu, 1982; Renault-Miskovsky, 1972).

Le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène sont représentés par un nombre de séquences naturelles continues plus important que le reste du Pléistocène supérieur. Celles-ci sont en grande partie associées au début de la fonte des glaces et la formation de dépôts lacustres (Brisset, 2014; Brisset et al., 2014; Cossart, 2005; Cossart et al., 2011; Federici et al., 2017; Jorda and Rosique, 1994). Le Sud-Est de la France, à proximité du Massif Central et du Massif Alpin, concentre ainsi un grand nombre de ces séquences (Ex : Lac-Tourbière de Chambédaze, Burgeroux, Ampoix, le Taphanel, Mont de Bélier, Lac de Vens, Lac d'Allos, Lac Noël, Lac Noir, Peyrelevade, Mur de Sologne, Lac de la blanche, Lac d'Annecy, ou encore, il Lago Piccolo di Avigliana en Italie et le marais col-des-Roches à Neuchâtel en suisse) (Brisset, 2014; Brisset et al., 2015; Brisset et

al., 2014; David et al., 2000; de Beaulieu, 1982; de Beaulieu and Goeury, 1987; de Beaulieu and Jorda, 1977; Fauquette et al., 1999; Finsinger et al., 2008; Guenet, 1993; Guenet and Reille, 1988; Ponel et al., 1991; Schoellammer, 1997). Les données de l'ensemble des séquences terrestres et marines, les séquences alluviales plus localisées (Guillon, 2012; Nicol-Pichard and Dubard, 1998; Ollivier et al., 2006) et les nombreuses études anthracologiques pour cette période (Bazile-Robert, 1979, 1980a, 1980b, 1981a, 1983b, 1984, 1987; Delhon, 2005; Delhon et al., 2010; Heinz and Thiébault, 1998; Thiébault, 1988, 1999; Thiébault et al., 1995; Triat-Laval, 1978) ont permis d'obtenir une image précise de l'évolution environnementale de l'époque. La complémentarité de ces études (échelle d'enregistrement) a en particulier permis d'observer l'évolution diachronique de la composition des couverts végétaux dans l'aire géographique (topographie, géologie, climat).

Le Dryas I (18 à 15 ka cal. BP ; 15 à 12,7 ka BP) se caractérise globalement par un environnement steppique avec des petites zones forestières dominées par *Pinus*. L'étude palynologique de la séquence du Bouchet ou de la carotte MD99-2348 (Golfe du Lion) montre une diminution des essences arborées au profit des *Artemisia* et *Cupressaceae*, en comparaison du léger regain d'humidité à la fin du LGM (vers 19-18 ka cal BP) (Beaudouin et al., 2007; Reille and Beaulieu, 1990). Cette phase steppique est retrouvée sur plusieurs sites de la région, dont celui de la Salpêtrière, qui se traduit par une diminution de la pinède (persistance ripisylve buissonnante) (Bazile-Robert, 1979). La diminution de l'humidité atmosphérique, responsable de cette dégradation forestière, s'étendait jusqu'en Espagne et en Italie centrale (Combourieu-Nebout et al., 2002; Fletcher et al., 2010; Pausata and Löfverström, 2015). Dans l'Ouest de la France, la confrontation des données issues des nombreuses séquences archéologiques du Magdalénien moyen avec celles des séquences naturelles a ainsi permis de mettre en évidence de nettes variations climatiques pendant l'événement d'Heinrich 1, passant (i) d'un climat froid et humide (ii) à froid et sec (iii) puis à un début de réchauffement (Laroulandie et al., 2017). La première et dernière phase sont associées à 2 épisodes d'amélioration climatique observés dans des séquences archéologiques (Angles et Pré-bolling ; Tableau C1.IV-1) (Bastin, 1975; Chaline, 1977a; Leroi-Gourhan and Leroi-Gourhan, 1964; Leroi-Gourhan and Renault-Miskovsky, 1977; Renault-Miskovsky, 1986; Renault-Miskovsky and Leroi-Gourhan, 1981). Toutefois, l'existence de ces événements fait encore débat au sein de la communauté (contexte d'étude, erreur méthodologique) (Sánchez Goñi, 1996).

Le Bølling (15 à 13,8 ka cal. BP ; 12,7 à 12 ka BP) est marqué par un début lent de la déglaciation (Brisset, 2014; Brisset et al., 2015; Cossart, 2005). La forte augmentation des températures et de l'humidité qui lui sont associées permettent également un développement forestier (formation de forêts-steppes) principalement dominé par *Pinus*, et *Juniperus* (Delhon, 2005; Delhon and Thiébault, 2009; Guenet and Reille, 1988; Thiébault, 1988; Thiébault et al., 1995). Le développement reste toutefois mesuré vers les plus hautes altitudes (de Beaulieu and Jorda, 1977). Par ailleurs, la présence discrète de *Quercus* ou *Fraxinus* dans le Sud-Est de la France, souligne la proximité des refuges forestiers dans une dynamique d'afforestation de la région (Delhon et al., 2010). L'apparition de *Quercus ilex* à la Salpêtrière souligne la présence de refuges d'essences meso-thermophiles dans la région (Bazile-Robert, 1979). Au Colombier (Gorge de l'Ardèche), la couche 6 datée à $14,3 \pm 6$ Ka cal BP ($12,1 \pm 2$ Ka BP) est caractérisée par l'augmentation de

la diversité taxinomique des essences secondaires (*Acer*, *Tilia*, *Prunus mahaleb*, *Corylus*, *Pinus nigra* ssp. *salzmannii*) (Bazile-Robert et al., 1985). Le Bølling et l'Allrød ont longtemps été divisés en raison de l'épisode froid du Dryas moyen observé dans les séquences glaciaires et continentales (Chaline, 1977b; Leroi-Gourhan and Renault-Miskovsky, 1977; Paquereau, 1977). Ce passage est également marqué par un bouleversement dans les aires de répartition de la grande faune (Sud-Ouest de la France) (Delpech, 1992). Malgré tout, l'absence récurrente de cet épisode dans les séquences marines ou de nouvelles séquences continentales et la continuité dans la dynamique de la végétation, amènent plus généralement à parler de l'interstade « Bølling/Allrød » (Bazile-Robert, 1981a, 1981b, 1983b). La phase de l'Allrød (13,8 à 12,9 ka cal. BP ; 12 à 10,8 ka BP) est alors caractérisée par une diminution des steppes et une extension du couvert forestier, avec un premier développement de la chênaie caducifoliée en basse altitude (Bazile-Robert, 1981a; Delhon, 2005; Delhon and Thiébault, 2009; Delhon et al., 2010; Nicol-Pichard and Dubard, 1998) et une extension de la pinède en moyenne altitude (SE massif central, Alpes) (Brisset, 2014; Brisset et al., 2015; Guenet and Reille, 1988; Mocchi et al., 2008; Reille and Beaulieu, 1990). Plus encore, on observe également à cette période la présence ponctuelle de *Fagus* dans la région (Salpêtrière, Boulc-en-Diois) (Bravard et al., 2003; Delhon et al., 2010). Par ailleurs, l'Allrød est marqué par une migration massive de la grande faune glaciaire et de certains micromammifères (débutée au Dryas moyen) (Chaline, 1977a; Delpech, 1992).

L'épisode glaciaire du Younger Dryas (12,9 à 11,7 ka cal. BP ; 10,8 à 10 ka BP) est marqué par un retour à des conditions froides et sèches avec un paysage de steppe arborée. Dans le Sud-est de la France, les formations boisées sont alors caractérisées par la présence d'essences pionnières et héliophiles de *Rosaceae* (Ex : *Prunus* type *amygdalus/spinosa*) associées à *Pinus* (Bazile-Robert, 1981a, 1983b; Delhon, 2005; Delhon et al., 2010; Thiébault, 1999; Thiébault et al., 1995). Ces formations de steppes à rosacées (et/ou *Juniperus*) s'observent également en Occitanie/Pyrénées (Bazile-Robert, 1980a, 1980b, 1981b; Heinz and Thiébault, 1998; Jalut et al., 1992). Cela étant, la persistance de zones moins steppiques est observée dans certaines régions. C'est par exemple le cas dans les Gorges de l'Ardèche, où malgré une diminution du couvert forestier, l'environnement reste dominé par *Pinus sylvestris* (Bazile-Robert, 1983a). Plus encore, de nombreuses zones attestent encore de la présence d'essences mésophiles (*Quercus*, *Corylus*) sur le pourtour méditerranéen (Bazile-Robert, 1979, 1983b; Nicol-Pichard and Dubard, 1998). Par ailleurs, le Younger Dryas est également caractérisé par une période de forte érosion et des hiatus dans les séquences sédimentaires (Berger and Brochier, 2000; Brisset, 2014; Brisset et al., 2015). Enfin, le Younger Dryas se termine par une augmentation relativement abrupte des températures avec le passage dans l'Holocène (Dansgaard et al., 1989; Eldevik et al., 2014). Cette phase de transition est caractérisée par le nouveau développement de *Pinus* et de *Betula* (Guenet and Reille, 1988).

Le Préboréal (11,7 à 10,2 ka cal BP ; 10 à 9 ka BP) est caractérisé dans un premier temps par une rapide colonisation des steppes arborées par *Pinus* (et autre héliophiles) et des zones riveraines par *Betula* (Delhon et al., 2010; Guenet and Reille, 1988; Thiébault, 1988). Dans le Languedoc, sur le site Abeurador, cette étape correspond à une augmentation des héliophiles (*Juniperus*, *Prunus*) et diminution de *Pinus sylvestris* (plus important au YD) (Heinz and Thiébault,

1998). Les études anthracologiques hors-sites (plaine alluviale rhodanienne) expliquent le manque de *Juniperus* dans leur séquence par un substrat peu favorable à son développement (Delhon et al., 2010). La deuxième moitié du Préboréal est associée à une migration de la pinède vers les altitudes (pour le *Pinus sylvestris*, raréfaction dans Lanquedoc) et est remplacée par le développement discret de la chênaie (Bazile-Robert, 1983b, 1987; Brisset et al., 2015; Delhon and Thiébault, 2009; Guenet and Reille, 1988; Heinz and Thiébault, 1998; Mocci et al., 2008). Dans les Alpes, la séquence du Lac d'Allos à la fin du Préboréal est marquée par une augmentation précoce d'*Abies* (Brisset et al., 2015). Sur le pourtour méditerranéen, on observe une augmentation des Ericaceae associée à l'augmentation de *Quercus robur* et *Corylus* (présent dès la fin du YD) et diminution de la pinède (Bazile-Robert, 1984; Nicol-Pichard and Dubard, 1998).

Le Boréal (10,2 à 9,1 ka cal. BP ; 9 - 8 ka BP) est caractérisé dans les séquences polliniques par le développement de la chênaie et une explosion de *Corylus* dans le Sud-Est de la France et des Alpes du Sud (Bazile-Robert, 1983a, 1987; Beaudouin et al., 2007; Brisset et al., 2015; de Beaulieu et al., 2006; Delhon, 2005; Delhon and Thiébault, 2009; Finsinger et al., 2006; Guenet and Reille, 1988; Heinz and Thiébault, 1998; Mocci et al., 2008; Reille and Beaulieu, 1988), comme à une plus large échelle (Andrieu-Ponel, 1991; Helmens, 2014; Jalut et al., 1992; Schoellammer, 1997). L'augmentation du *Corylus* reste toutefois modérée sur le pourtour méditerranéen (Nicol-Pichard and Dubard, 1998). Plus encore, le noisetier est relativement rare dans les diagrammes anthracologiques de grottes et abris du Sud-Est de la France (Baume de Montclus) (Bazile-Robert, 1983b). Cette différence s'explique par : (i) un substrat sec défavorable à l'installation de *Corylus* dans les régions karstiques où les sites ont été retrouvés, (ii) une intense pollinisation de *Corylus* dans les zones proches des zones d'études polliniques (ex : zones humides) (Delhon et al., 2010).

L'Atlantique (9,1 à 5,2 ka cal BP ; 8 à 4,7 ka BP) est associé généralement à l'optimum climatique, avec un développement important et généralisée de la chênaie (Bazile-Robert, 1983a, 1987; Beaudouin et al., 2007; Brisset et al., 2015; de Beaulieu et al., 2006; Delhon, 2005; Delhon and Thiébault, 2009; Guenet and Reille, 1988; Heinz and Thiébault, 1998; Helmens, 2014; Mocci et al., 2008; Reille and Beaulieu, 1988). On observe également une diminution de *Corylus* et une augmentation d'essences forestières et riveraines secondaires favorisée par l'augmentation de la température et le développement des sols (*Fagus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Alnus*) (*Ibid*). Dans les massifs montagneux, on observe une forte augmentation d'*Abies* (Ex : Lac d'Allos ; Lac des Lauzons, Montagne de la Blanche) (Brisset et al., 2015; de Beaulieu and Jorda, 1977; Mocci et al., 2008). Cette amélioration climatique et environnementale est toutefois interrompue par l'épisode froid et sec de «8,2 ka cal BP» (Atlantique ancien) (Alley and Ágústssdóttir, 2005; Berger and Guilaine, 2009; Rohling and Pälike, 2005). Cependant, à l'exception d'anomalies observées dans les études anthracologiques et des phytolithes des sites des Brassières et Lalo (indices d'un stress hydrique) (Battentier, 2018; Delhon, 2005; Delhon et al., 2010), aucun autre enregistrement n'est observé dans les sites de la région (SE France). La période entre 8500 et 8000 cal BP est d'ailleurs associée à une lacune sédimentaire observée dans la majorité des sites en grotte de la Grèce à la péninsule ibérique (Berger and Brochier, 2000; Berger and Guilaine, 2009). Dans le Sud-Est de la France, il se manifeste également par un arrêt dans les formations travertineuses (Ollivier et al., 2006). Par ailleurs, dans les séquences

polliniques du pourtour méditerranéen, l'événement « 8,2 » semble se manifester irrégulièrement (sécheresse importante, inondation, érosion, contraste saisonnier, ...) (*Ibid.*). La sortie de cet épisode dans le Sud-Est français (8100-8000 cal BP) est marquée par un pic d'incendies (Arnaud-Fassetta et al., 2005; Berger and Brochier, 2000). Ce pic apparaît également jusque dans le centre de l'Italie (lac Accesa, Italie centrale) (Magny et al., 2006).

IV.2.3. Contextes climatiques et environnementaux dans le Nord-Est de la France pendant le MIS 5 (d à a)

La période qui nous intéresse pour le Nord-Est de la France concerne uniquement le MIS 5 (d à a) (≈ 110 à 74 ka cal BP), succédant au MIS 5e (Éémien ; optimum de l'interglaciaire *sensu stricto*) et précédant l'entrée dans la période glaciaire avec le MIS 4 (périodes d'études faites sur le Sud-Est de la France). La phase du MIS 5 (a à d) est associée à plusieurs oscillations climatiques et environnementales intenses. On observe ainsi 4 cycles de « Dansgaard-Oeschger » (Dansgaard et al., 1982; Dansgaard et al., 1993; Johnsen et al., 2001) et les 4 phases froides intenses, dont trois sont associées à des événements de Heinrich (H8 à 10) (Heinrich, 1988). On observe à La Grande Pile, la succession de phases steppiques (Melisey 1 et 2) et de phases de reconquête/développement forestier (St Germain I et II) (de Beaulieu and Reille, 1992; Helmens, 2014; Woillard, 1978; Woillard and Mook, 1982). Les premières sont majoritairement dominées par les Poaceae/Artemisia, avec la présence mineure de *Pinus* et *Betula*. Quant aux secondes, elles sont marquées par une succession et une augmentation de *Pinus* et *Betula*, puis une succession végétale de *Quercus*, *Corylus*, *Carpinus* et *Picea* (*Ibid.*). On note par ailleurs la présence d'un événement froid (Montaigu) dans la première moitié du St Germain I, associée à une forte hausse de *Pinus* et une baisse des mésophiles (Reille et al., 1992). La présence de cet événement et la forte présence de *Picea* ainsi que la diminution graduelle des mésophiles dans la deuxième moitié du St Germain II, conduisent à diviser cette période en deux (St Germain I a et c) (de Beaulieu and Reille, 1992; Helmens, 2014; Woillard, 1978; Woillard and Mook, 1982). Cette succession climatique et végétale est observée sur la même période dans les séquences des Échets et du Bouchet (de Beaulieu et al., 2006; de Beaulieu and Reille, 1984, 1989; Klotz et al., 2004; Reille and Beaulieu, 1988, 1990), comme dans les séquences du Sud de l'Allemagne et le nord de la Suisse (Beerenmösl, Jammertal, Füramoos Samerberg) (Grüger, 1979; Klotz et al., 2003; Klotz et al., 2004; Müller et al., 2005; Müller et al., 2003). Plus encore, la comparaison entre les séquences polliniques à l'échelle de l'Europe (marines et terrestres), avec les variations isotopiques des carottes glaciaires, montre une faible diachronie des réponses de la végétation et permet d'associer les phases forestières aux événements de D/O (Tableau C1.IV-1) (Wohlfarth, 2013). Les phases froides peuvent quant à elles être associées à des augmentations de la calotte glaciaire ou d'événements de Heinrich (Melisey II/C24 ; Montaigu I/C23/H10 ; Melisey II/C21/H8) (*Ibid.*). Enfin, l'étude pluridisciplinaire de différentes séquences alluviales et/ou loessiques de la région (Ex : Achenheim, Nußloch), permettent de préciser régionalement cette division (Hatté et al., 2001; Hatté et al., 1998; Hatté and Schwartz, 2003; Heim et al., 1982; Rousseau, 1987; Sommé et al., 1986), en particulier la période associée à l'interstade de St Germain I qui semble être ponctuée par de nombreuses fluctuations climatiques et environnementales.

Chapitre 2

CRÉATION D'UN RÉFÉRENTIEL ACTUEL ET FORMALISATION D'UN PROTOCOLE D'ÉTUDE POUR LES CHARBONS ARCHÉOLOGIQUES

Le signal isotopique retrouvé dans les charbons de bois archéologiques est la combinaison de nombreux facteurs. Ces derniers interviennent tout au long de l'histoire des charbons, de la formation du bois à l'échantillonnage. Si nous voulons pouvoir appréhender correctement le signal isotopique, il est nécessaire d'arriver à évaluer l'influence respective de chacune de ces « composantes ».

Ces différentes « composantes » apparaissent à travers plusieurs challenges méthodologiques essentiels à l'étude du signal isotopique :

- Les charbons archéologiques du Paléolithique sont généralement trop fragmentés pour pouvoir permettre une étude isotopique de série de cernes. Le signal étudié correspond à un signal moyen du $\delta^{13}\text{C}$ issu de charbons diachroniques. Dans ce contexte, quelle est la variabilité observée (variabilité intra-individu, inter-individus, signal climatique haute fréquence ou basse fréquence) ?
- L'étude isotopique de charbons de bois intègre également une « composante » carbonisation dans le signal étudié. Dans quelle mesure cette composante peut-elle alors influencer le signal isotopique ?
- L'anthracologie ne permet pas une identification à l'espèce. La variabilité inter-espèces peut-elle alors impacter le signal isotopique ?
- Enfin, quelle peut être la variabilité entre différentes populations contemporaines micro-régionales à inter-régionales ?

Dans ce chapitre, nous présentons les premiers résultats d'un référentiel actuel qui a pour objectif de répondre à ces problématiques. Toutefois, la première problématique reste très vaste et n'a été abordée qu'en partie dans l'étude de la variabilité non-climatique du signal isotopique.

I. CHOIX DE L'ESSENCE : *PINUS SYLVESTRIS* (*PINUS* SP.)

Pour plusieurs raisons, mentionnées ci-après, nous avons décidé de focaliser ce travail de thèse sur le pin sylvestre, à la fois pour l'étude de notre référentiel et pour l'étude isotopique des charbons de bois archéologiques.



Figure C2.I-1) Photos de *Pinus sylvestris* L. (site d'échantillonnage de Roussillon à gauche, parc du Fort de Mutzig à droite).

Le pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) est une gymnosperme sempervirent d'origine eurasiatique répartie majoritairement sur le nord et le centre de l'Europe (Figure C2.I-1). Il est considéré comme de type collinéen à montagnard et est retrouvé en France entre 400 et 2000 m d'altitude. C'est une espèce de croissance moyenne qui peut atteindre 35-40 m de haut pour une circonférence de 0,6 à 1 m et une longévité de 200 ans en montagne (100 ans en plaine). Les nouvelles aiguilles apparaissent dès mai, et la croissance du xylème précède le débourrement. La fin de la saison de croissance se termine, en moyenne, entre fin août et fin septembre (Rameau et al., 1993).

Le pin sylvestre est une essence héliophile (besoin de lumière) nomade, généralement pionnière dans la reconquête forestière. C'est une essence très résistante, elle ne craint pas le froid, les gelées de printemps ou la sécheresse estivale (Rameau et al., 1993). Elle reste toutefois sensible aux températures élevées (été et hiver) (Lebourgeois and Merian, 2010; Michelot, 2011). Elle pousse

communément sur des sols acides, peu humides (tolérance moyenne aux sols hydromorphes), et ne craint pas les sols pauvres en minéraux (Rameau et al., 1993).

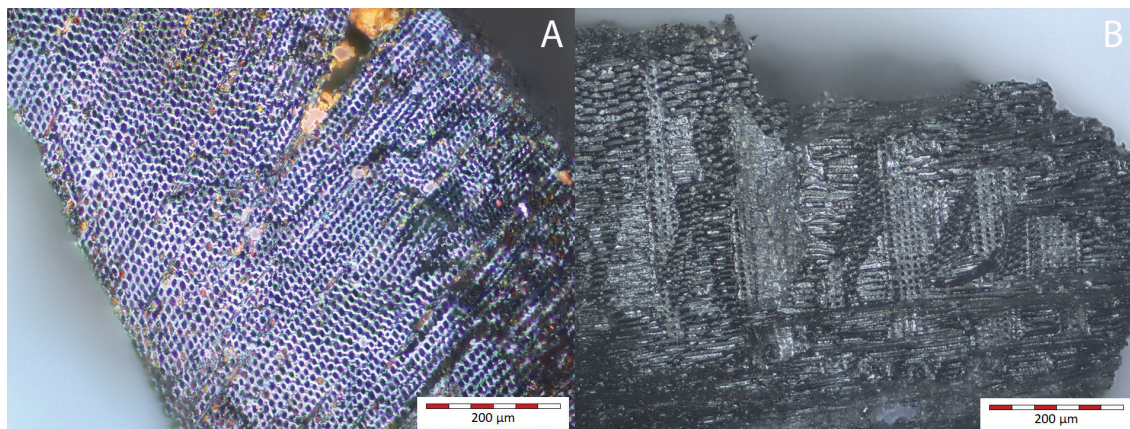


Figure C2.I-2) Photo au microscope optique de charbons de *Pinus* type *sylvestris/nigra* issus du site de Mutzig (Paléolithique moyen, Alsace), avec A : une coupe transversale et B : une coupe longitudinale radiale.

Le bois du pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) possède une masse volumique relativement faible (510Kg/m^3), il est peu flexible et peu rigide (Walker et al., 2005). Du point de vue anatomique, c'est un bois homoxylé qui possède des canaux résinifères transversaux et longitudinaux. Son critère d'identification principal, par rapport aux autres gymnospermes d'Europe, est la présence de ponctuations fenestriques à la jonction des trachéides axiales et des cellules de parenchyme (Vernet, 2001) (Figure C2.I-2). Toutefois, ce caractère est commun à différentes espèces proches du Pin sylvestre : le pin noir (*Pinus nigra*), le pin mugho (*Pinus mugo*) et le pin à crochets (*Pinus uncinata*), dans l'ordre d'apparition altitudinale. Ces pins sont communément regroupés sous le même terme (*Pinus* type *sylvestris/nigra*).

1.1. Le Pin type sylvestre : une essence hégémonique dans les restes anthracologiques

Le pin type sylvestre est sans doute l'essence la mieux représentée dans les vestiges anthracologiques du Pléistocène supérieur (Chapitre 1-IV). En effet, la détérioration des conditions climatiques à cette période conduit à un exode de la majorité des essences forestières. Le pin type sylvestre, résistant au climat froid et sec, colonise alors l'ensemble de l'Europe. Ainsi, que ce soit sous forme de pinède, ou de refuge forestier (pour les périodes les plus rigoureuses), le pin type sylvestre est retrouvé à travers tout le Pléistocène supérieur et sur l'ensemble de l'Europe. De plus, il est fréquemment la principale essence récoltable pour les hommes préhistoriques et, de ce fait, est bien souvent dominant dans les vestiges anthracologiques.

Par ailleurs, le pin sylvestre, en particulier, est une essence à fort élagage naturel (bois mort disponible) et est facilement séché. Ces caractéristiques naturelles ont pu favoriser sa collecte, dans

un système où le ramassage du bois mort était favorisé (Théry-Parisot, 2001). De plus, la présence d'une grande quantité de résine inflammable était un atout pour fabriquer de la lumière dans un contexte où l'habitat en grotte était courant. Enfin, la capacité du pin sylvestre à produire de gros charbons a pu servir dans le système de gestion du bois (réutilisation des charbons), ou encore, leur utilisation dans l'art pariétal (Théry-Parisot et al., 2018).

1.2. Le Pin sylvestre : une bonne archive climatique

L'évolution du signal isotopique correspond à la réponse aux changements d'un facteur limitant (Ex : disponibilité en eau, hautes températures). Ainsi, plus l'environnement est limitant (ex : milieu sec) plus l'enregistrement du facteur limitant dans le signal isotopique est significatif (McCarroll and Loader, 2004). La particularité du pin sylvestre à coloniser et pousser dans des conditions austères (limite de la flore arborescente, milieu sec, milieu froid) fait de lui un parfait objet d'étude du signal isotopique dans les cernes de bois. Pour exemple, une étude comparative de l'enregistrement isotopique de trois essences d'arbres (*Pinus sylvestris*, *Fagus sylvatica*, *Quercus petraea*) montre un enregistrement des paramètres environnementaux et climatiques plus importants (ex : $SWD_{\text{été}}$, $VPD_{\text{été}}$, T°_{hiver}) chez le pin sylvestre que chez les deux autres espèces (Michelot, 2011).

Enfin, le Pin sylvestre (*Pinus sylvestris*), à plus large échelle *Pinus* sp., est l'une des essences les plus étudiées dans le domaine de la dendrochronologie isotopique sur bois comme charbons (Aguilera et al., 2012; Ferrio et al., 2006; Ferrio and Voltas, 2005; Gagen et al., 2006; Gagen et al., 2008; Leavitt, 2001; Leavitt and Long, 1984; Mazany et al., 1980; McCarroll and Pawellek, 1998, 2001; Seftigen et al., 2011; Van de Water et al., 1994; Vernet et al., 1996; Voltas et al., 2008; Warren et al., 2001). Plus encore, cette essence est au cœur des études s'intéressant à l'effet de la carbonisation sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ (Ascough et al., 2008; Czimczik et al., 2002; Turney et al., 2006). Les études de l'état du bois avant sa carbonisation ont également été approfondies en particulier sur le pin (Henry and Théry-Parisot, 2014a; Théry-Parisot and Texier, 2006; Vidal-Matutano et al., 2017).

II. INSTRUMENTATION ANALYTIQUE : EA-IRMS

Les rapports isotopiques sont mesurés à partir d'un gaz simple (H_2 , CO_2 , N_2 , etc.). Il est donc nécessaire, dans un premier temps, de transformer les échantillons à analyser (liquide, solide ou gaz). Plusieurs méthodes permettent d'obtenir les gaz simples compatibles avec l'analyse des isotopes et sont réparties en deux groupes : « off-line » et « on-line ». La méthode « off-line » est caractérisée par une séparation entre production du gaz simple et son analyse (souvent dans un autre laboratoire). Au contraire, dans la méthode « on-line », la conversion d'un échantillon en gaz simple est directement suivie par l'analyse isotopique. Le gaz simple est transporté entre les deux appareils à l'aide d'un gaz inerte (souvent de l'hélium). Ici, nous utiliserons la méthode « on-line » type, avec un couplage d'un analyseur élémentaire et d'un spectromètre de masse à

rapport isotopique (Méthode d'EA-IRMS, elementary analysis- isotope-ratio mass spectrometry) (Figure C2.II-1).

L'intérêt de cette méthode pour cette caractérisation analytique est double. D'une part, les différentes successions des étapes de l'analyse sont automatisées (méthode en « flux continu ») et offrent ainsi un plus faible coût des analyses et un gain de temps. Ce « flux continu » permet par la même occasion de diminuer les risques de biais pendant la répétition des analyses. D'autre part, cette méthode permet d'obtenir à la fois le %C et le $\delta^{13}\text{C}$ d'un même échantillon. Or, comme mentionné plus tôt, le %C permet d'obtenir une information sur la température de carbonisation des charbons et ainsi de renseigner sur la déviation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{charbon}}$ par rapport à celui du bois initial.

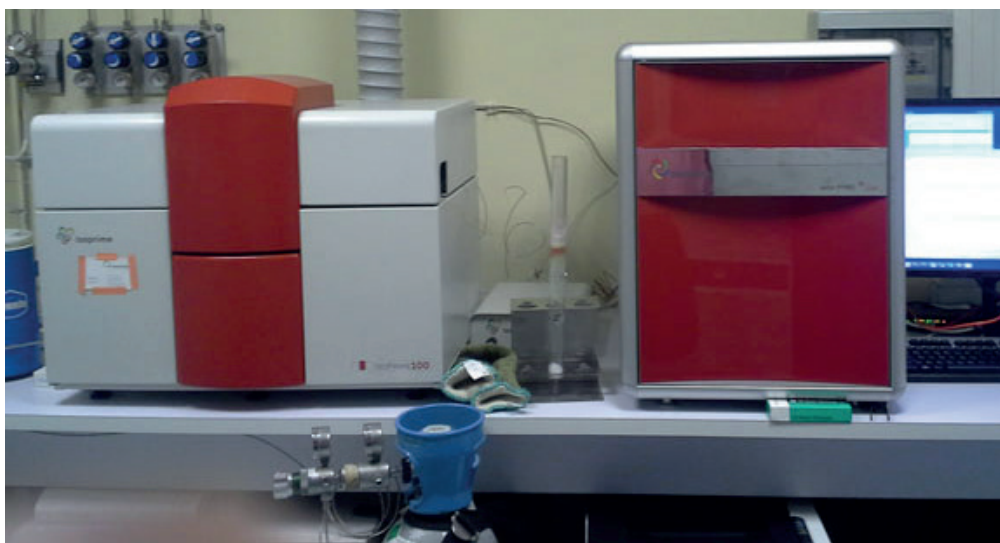


Figure C2.II-1) Photos de l'instrumentation, avec un couplage d'un analyseur élémentaire et d'un spectromètre de masse à rapport Isotopique (EA-IRMS, LOV - UMR 7093, Villefranche sur Mer).

II.1. Instrument de mesure élémentaire : Analyses Élémentaires (EA, pour elementary analysis)

II.1.1. Principes d'analyses

L'EA est utilisé couramment pour l'analyse CHNS (Carbone, Hydrogène, Azote (Nitrogen), Soufre). Ici, la méthode se focalise sur le carbone. La méthode consiste à provoquer une combustion totale de l'échantillon à l'aide d'un flux important d'oxygène dans des conditions de températures élevées (ici, $\approx 920^\circ\text{C}$). Les produits de la combustion (dont le CO_2) sont ensuite transportés par un flux continu d'hélium dans le four principal (colonne remplie de CuO , à 920°C), puis dans le four de réduction (colonne remplie de Cu pur en paillettes, à 600°C) et par une colonne remplie de dessiccant pour fixer H_2O (déshumidificateur). Les gaz simples restants (CO_2 , N_2) sont ensuite séparés à l'aide d'une petite colonne analytique qui laisse passer le N_2 à température ambiante et retient le CO_2 , qui sera ensuite libéré par chauffage à 110°C . L'injection des gaz dans l'analyseur de masse est précédée ou suivie d'une injection de gaz référence respectif (N_2 , CO_2).

II.1.2. Traitement des données obtenues

La réponse de l'analyseur élémentaire est étalonnée à partir d'échantillons de composés dont on connaît la formule brute (ex : acétanilide), ce qui permet d'obtenir un facteur d'instrument entre masse attendue de CO₂ et aire du pic du CO₂. C'est ce facteur qui sera appliqué à l'aire du pic de CO₂ de l'échantillon inconnu, ce qui permettra de connaître la masse de CO₂ de cet échantillon, qui aura été pesé avant l'analyse, ce qui permettra de déduire sa composition centésimale en Carbone (‰C). L'erreur standard acceptée, entre les valeurs des standards, est de 1 ‰.

II.2. Instrument de mesure Isotopique : Spectrométrie de Masse à Rapport Isotopique (IRMS, pour isotope-ratio mass spectrometry)

II.2.1. Principes d'analyses

L'IRMS permet de déterminer les rapports isotopiques : ²H/¹H (δD), ¹³C/¹²C (δ¹³C), ¹⁵N/¹⁴N (δ¹⁵N) et ¹⁸O/¹⁶O (δ¹⁸O). Ici, la méthode se focalise sur le carbone δ¹³C. La première étape de la spectrométrie de masse consiste à ioniser les molécules des gaz entrants par impact électronique. Le bombardement d'électrons effectué sur les molécules entrantes permet d'obtenir des radicaux-cations (M^{+•}). Ces derniers sont ensuite accélérés sous l'effet d'un champ électrique E puis prennent une trajectoire circulaire sous l'effet d'un champ magnétique B. La trajectoire des ions dépendra, pour une valeur de B et E, du rapport m/z du cation. L'instrument est équipé de 3 détecteurs à cage de Faraday permettant d'obtenir simultanément un signal pour les masses m, m+1 et m+2. Un électromètre permet de convertir le signal ionique en un signal électrique. Les données peuvent ensuite être traitées et les intensités respectives des ions permettront de calculer les rapports isotopiques pour un composé de masse m.

II.2.2. Traitement des données obtenues (ex : CO₂)

Les ions mesurés sont constitués d'isotopomères. Ces derniers sont des molécules de même signature anatomique (CO₂) mais de différentes compositions isotopiques (ex : ¹²C¹⁶O¹⁸O et ¹²C¹⁶O¹⁶O). Les masses des isotopomères reflètent donc le nombre total de neutrons (ex : ¹²C¹⁶O¹⁸O, m=46). Lors de la conversion du signal en rapports isotopiques (¹³C/¹²C), on utilise le rapport des isotopomères les plus courants (ici, ¹³C¹⁶O¹⁶O et ¹²C¹⁶O¹⁶O de masses 45 et 44 respectivement). Or, d'autres isotopomères courants peuvent présenter une masse équivalente (ici, l'isotopomère ¹²C¹⁶O¹⁷O de masse 45). Lors du traitement des données, l'ensemble des masses des isotopomères est pris en compte et la correction est automatisée à l'aide des facteurs de Craig, H. (Craig, 1957, 1963).

Pour finir, le rapport ¹³C/¹²C obtenu est converti en valeur δ¹³C (Chapitre 1 - I.2.1.b) et calibré à l'aide des standards. Pour nos analyses, nous utilisons 2 types de standards. Pour les standards de début et fin de runs, nous utilisons de la caféine certifiée AIEA-600 basée sur les mesures VPDB. Pour les standards intermédiaires intercalés dans les runs, nous utilisons de l'Acétanilide comme étalon secondaire vérifié avec la caféine. L'erreur de mesure standard acceptée est de 0,1 ‰.

III. RÉFÉRENTIEL ACTUEL

III.1. Étude de la variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ issu de charbons chez différentes espèces de pins pour une même zone géographique

Une partie des résultats de la première partie du référentiel, ci-dessous, a fait l'objet d'une publication dans « Journal of Archaeological Science : Reports » (Audiard et al, 2018).

III.1.1. Corpus d'étude

III.1.1.a. Site d'étude et échantillonnage

Le site d'échantillonnage se situe à 2km à l'est de la ville de Roussillon, soit sur la partie orientale des ocres de Roussillon (43.89°N, 5.31°E ; 272 m) (Voir Figure C2-III.2-1). La nature géologique spécifique de ces ocres offre un environnement propice pour la mise en place d'essences forestières acidophiles, silicicoles et psammophiles. Cette zone est également soumise aux influences asséchantes du mistral. L'écologie singulière des pins (acidophile, résistante au sec et aux fortes températures estivales) a permis à ces derniers de s'acclimater rapidement aux conditions du site et d'occuper l'essentiel de l'espace forestier. La zone orientale correspondante à notre site (légèrement plus humide) se situe à l'étage méso-méditerranéen et est représentée principalement par trois essences de pins (*Pinus sylvestris*, *Pinus nigra*, *Pinus halepensis*) et plus localement des essences de chênes (*Quercus pubescens*, *Quercus ilex*).

Ainsi, l'avantage de ce site, pour notre étude, est double. Premièrement, la coexistence de trois espèces de pins dans une même zone géographique, nous permet de comparer ces espèces sans ajouter un effet stationnel incontrôlable. Deuxièmement, les propriétés édaphiques du site (sol peu humide) accentuent les effets de l'assèchement de la zone (disponibilité eau et température) et se répercutent plus fortement sur la réponse physiologique de la plante. Le signal isotopique des cernes de bois apparaît alors mieux corrélé aux facteurs climatiques limitants. Enfin, ce site se trouve à moins d'une dizaine de kilomètres de l'abri du pont de la Combette, site étudié dans le cadre de cette thèse et de la Baume des Peyrards (Paléolithique moyen), mais aussi à moins d'une vingtaine de plusieurs autres sites du Paléolithique moyen (toutes périodes confondues ; la Baume de Bérigoule, la Baume des briquets, les Auzières, l'abri du Bau de l'Aubesier).

Dans l'optique d'intégrer au mieux la variabilité naturelle du $\delta^{13}\text{C}$ entre individus d'un même site, 8 pins sylvestres (*Pinus sylvestris* L.) ont été échantillonnés. Parmi ceux-ci, deux groupes sont distinguables : le groupe d'arbres « dominés » et le groupe d'arbres « dominants », avec des circonférences respectivement inférieures et supérieures à 100 cm. Cette sélection est complétée par 3 pins noirs (*Pinus nigra* subsp. *nigra* Arn.) et 3 pins d'Alep (*Pinus halepensis* Mill.), pour étudier la variabilité inter-espèces. À l'aide d'une tarière manuelle, deux carottes de 5mm de diamètre sont prélevées pour chaque individu. Les carottages ont été effectués à hauteur de poitrine ($\approx 1,3\text{m}$) avec un angle de 120° entre les deux carottes.

III.1.1.b. Données météorologiques

Les données météorologiques ont été obtenues pour 6 stations de Météo-France : Apt-Viton (Apt), Bonnieux (Bon), Murs, Cabrières d'Avignon (Cab), Saint Christol (StC) et Marignane (Mar) (Figure C2.III.1-1 & 2). Si les quatre premières stations sont situées à moins d'une dizaine de kilomètres de la zone d'étude, la station Saint Christol se trouve à une vingtaine de kilomètres au Nord et celle de Marignane à 60km au Sud. L'âge des stations (début d'enregistrement) et leurs instrumentations conditionnent les données récoltables. Ainsi, les données des stations locales sont souvent insuffisantes et doivent être complétées par celles des stations subrégionales ou régionales (enregistrement plus complet dans le temps). Dans cette étude, la pluviométrie annuelle (mm/an) moyenne des différentes stations est réalisée deux fois : une fois avec la moyenne des deux stations les plus proches (Apt, Bon) et une deuxième fois avec la moyenne élargie aux stations à moins de 10km (Apt, Bon, Mur, Cab). Ce double calcul permet de se rendre compte de la variabilité locale (plaine ou pied de massif). La température annuelle moyenne (°C) est également obtenue avec les données des 4 stations les plus proches (Apt, Bon, Mur, Cab). L'humidité relative de l'air est calculée à l'aide de 2 stations locales (Mur, Cab) et celle de Saint-Christol (seule station avec des données antérieures à 1991). Enfin, le taux d'insolation (h) est calculé avec les données des stations de Cabrières et Marignane (seule station de la région avec des données antérieures à 2003). Les moyennes obtenues selon les paramètres et les stations sélectionnées sont résumées dans le tableau ci-dessous.

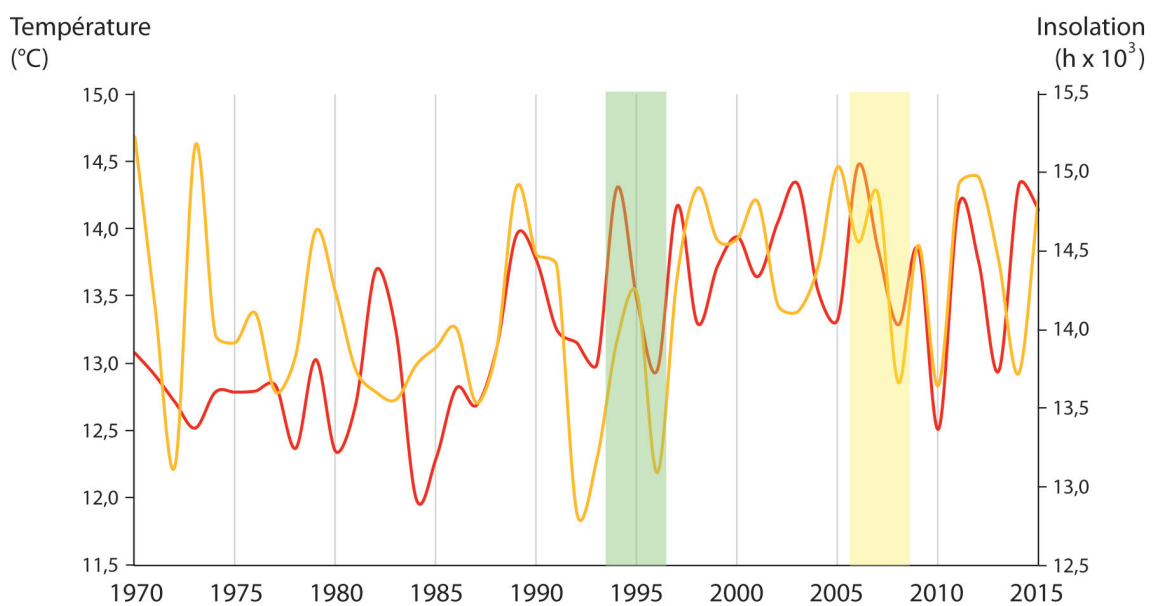


Figure C2.III.1-1) Représentation graphique de la température moyenne (rouge) et l'insolation (jaune) moyenne autour du site d'échantillonnage de Roussillon (donnée météo-France).

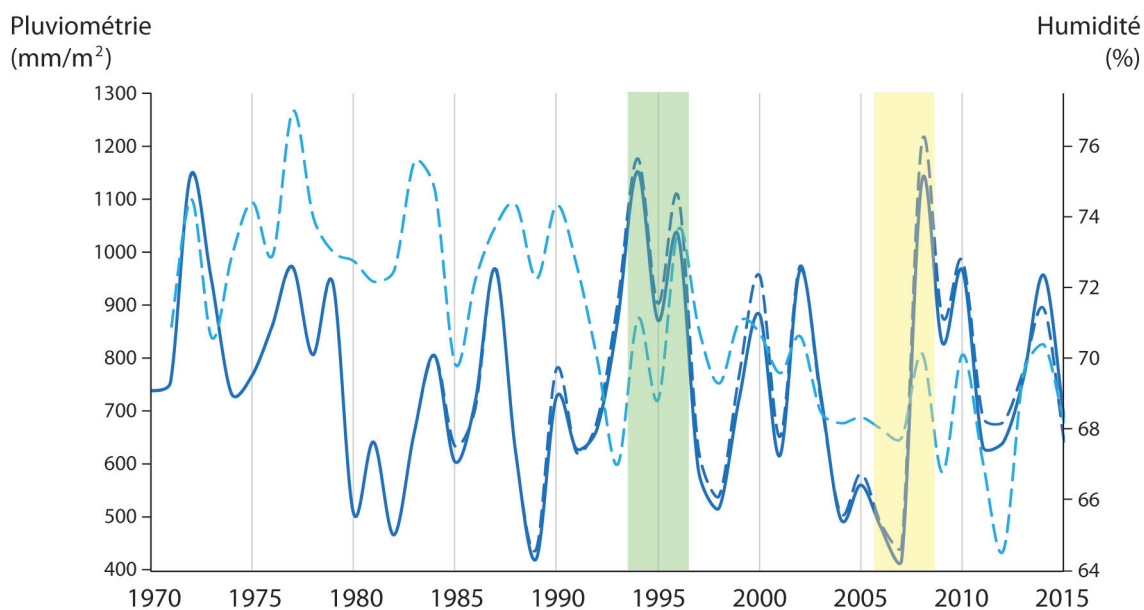


Figure C2.III.1-2) Représentation graphique de la Pluviométrie (bleu foncé, 4 stations en pointillé, 2 stations en plein) et l'Humidité (bleu claire pointillé) relative autour du site d'échantillonnage de Roussillon (donnée météo-France).

III.1.2. Protocole d'étude

III.1.2.a. *Dendrochronologie et choix des cernes étudiés*

Toutes les carottes sont poncées avec du papier de verre de moins en moins abrasif (grains 240, 400 et 600), pour augmenter la visibilité des cernes. Les cernes sont ensuite comptés et mesurés à haute résolution (0,01mm), à l'aide d'un banc de mesure de dendrochronologie LINTAB équipé d'un stéréoscope et connecté au logiciel TSAP Win (Rinntech, 2007) (Figure C2.III.1-3). Les carottes sont interdatées (Briffa and Jones, 1989) et les cernes manquants sont ajoutés aux séries de mesures (0,01mm).



Figure C2.III.1-3) Photo de la plateforme de mesure dendrochronologique (CEPAM - UMR 7264, Nice).

Dans le cadre de l'étude, deux groupes de trois cernes (3 années successives) sont sélectionnés en fonction des données dendrochronologiques (Figure C2.III.1-4) et météorologiques :

- Un groupe de cernes centré sur 2007 [2006-2008]. L'année 2007 est marquée sur l'ensemble des séries par une diminution de la taille relative du cerne. Elle correspond à une période chaude et sèche. Elle est précédée de deux autres années sèches (dont 2006) et est suivie d'une année plus clémente (augmentation de pluviométrie, d'humidité et baisse de température). En moyenne, cette période correspond à un ralentissement de la croissance pour le Pin (climat défavorable).
- Un groupe de cernes correspondant à la période [1994 et 1996]. Pendant cette période, on distingue une nette augmentation de la taille des cernes (surtout, 1994 et 1996). D'un point de vue météorologique, ces années correspondent à une augmentation de la pluviométrie (augmentation de moyenne de 300mm/an) et de l'humidité relative dans l'air (\neq de 7% entre 1993 et 1996). On note également une forte diminution de l'insolation annuelle pendant les années 1994 et 1996 et la température annuelle reste importante, mais décroît de plus de 1°C entre 1994 (14,30°C) à 1996 (12,95°C).

On notera que l'un des *Pinus sylvestris* (RoPsv3, voir nomenclature ci-dessous) était trop vieux (cernes trop fins dus à la diminution de la taille des cernes avec l'âge de l'arbre) pour permettre l'échantillonnage des deux groupes de cernes.

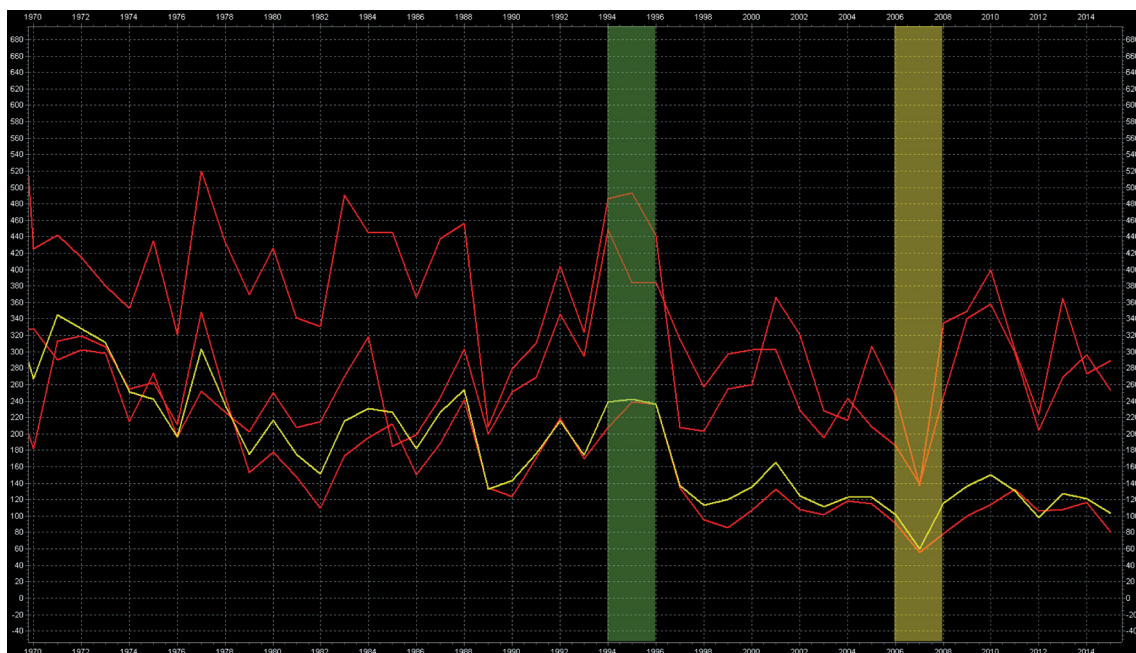


Figure C2.III.1-4) Courbe des mesures dendrologique moyenne par espèce (Rouge) et tout espèces confondus (Jaune), obtenu sur le site Roussillon (sans correction de l'effet Juvénile). Les groupes de cernes de 2006-2008 et 1994-1996 sont respectivement surlignés en jaune et en vert.

Les arbres du corpus les plus jeunes sont âgés approximativement de 43 (*P. halepensis*) à 46 ans (*P. sylvestris* & *P. nigra*). L'effet juvénile (diminution du $\delta^{13}\text{C}$ pendant les premières années de

croissance de l'arbre) diminue exponentiellement avec l'âge. À 20 ans (âge de nos cernes les plus jeunes) l'effet juvénile n'est plus que de -0,4‰ par rapport à un arbre de 100 ans (Gagen et al., 2008; Leavitt, 2010). La différence entre les cernes du groupe de 2006-2008 avec 1994-1996 est inférieure à 0,2‰ (deux fois l'erreur analytique de l'IRMS) et pourra donc être considérée comme négligeable dans notre étude.

En parallèle de l'étude du $\delta^{13}\text{C}$, nous avons décidé d'analyser conjointement l'évolution de la composition en carbone (%C) au cours de la pyrolyse. Le %C a la particularité de s'accroître graduellement et non linéairement selon la température de pyrolyse (carbonisation) et donc d'offrir une donnée comparative à celle du $\delta^{13}\text{C}$ (Czimczik et al., 2002; Ferrio et al., 2006). Cependant, pour des raisons méthodologiques (voir II.1.2.c ci-dessous), l'étude isotopique a été réalisée avec des filtres en microfibrilles de verre. Ces derniers rendent difficiles la pesée de l'échantillon de départ avec précision. Compte-tenu de l'importance de la masse de l'échantillon dans le calcul du %C, l'étude complémentaire de l'évolution du %C en fonction de la température a été effectuée sur 4 autres groupes de cernes (prélevés quand l'âge de l'arbre le permettait, en fonction de la taille des cernes et des données météorologiques de Marignane) :

- Un groupe entre 1979 et 1981, représenté par une diminution générale de la taille des cernes (surtout 1979 et 1980), couplée avec une diminution de la pluviométrie et une augmentation relative des températures et de l'insolation.
- Un groupe entre 1971 et 1973, représenté par une augmentation générale de la taille des cernes et par un climat, couplés avec une forte augmentation de la pluviométrie et de l'humidité. La température et l'insolation restent moyennes pour la région.
- Un groupe entre 1961 et 1963, représenté par une augmentation relative de la taille des cernes (surtout 1961 et 1963), couplée à une légère augmentation de la pluviométrie pour une légère augmentation de l'insolation. L'humidité et la température sont normales pour la région.
- Un groupe entre 1945 et 1947, représenté par une diminution relative de la taille des cernes, couplée à une diminution de la pluviométrie et des faibles températures pour la région (l'humidité et l'insolation sont indisponibles pour cette période).

Au contraire du $\delta^{13}\text{C}$, l'évolution du %C de carbone n'est pas impactée par l'âge des cernes utilisés pour l'étude.

III.1.2.b. Préparation et combustion des échantillons

À l'aide d'un scalpel, tous les groupes de cernes sont divisés en quatre sous-échantillons dans le sens de la longueur (les trois cernes sont représentés dans chaque sous-échantillon) (Figure C2.III.1-5).

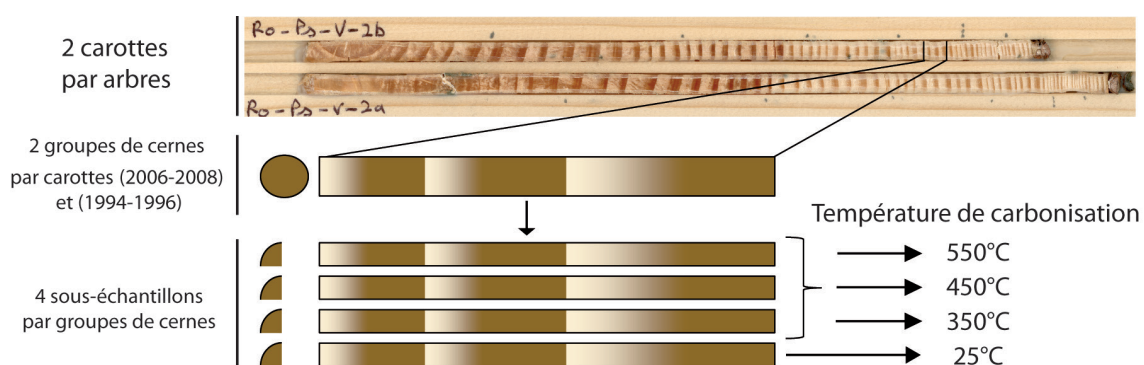


Figure C2.III.1-5) Représentation de l'échantillonnage et sous-échantillonnage des groupes de cernes pour l'étude expérimentale sur la carbonisation du bois.

Un échantillon est conservé comme témoin et les trois autres échantillons sont préparés pour la combustion. Afin d'éviter le contact avec l'oxygène, les échantillons sont donc placés dans de l'aluminium en chassant l'air, puis sont enfouis dans du sable (Figure C2.III.1-6). L'intérêt de cette manipulation est d'éviter tout contact avec l'oxygène, tout en conservant la température de combustion (forte conductivité thermique de l'aluminium et du sable). La pyrolyse est effectuée avec un « four à moufle » (Figure C2.III.1-6). Ce dernier permet à la fois, de contrôler le temps de chauffe et la température de carbonisation, et de bloquer l'arrivée d'air.



Figure C2.III.1-6) Photo de échantillons de bois avec aluminium (gauche) et du four à moufle (à droite).

Les températures de pyrolyses sélectionnées pour cette étude sont : 350°C, 450°C et 550°C (plus 25°C, température ambiante pour l'échantillon témoin) (Figure C2.III.1-5). Cette gamme présente plusieurs intérêts :

- Elle recouvre les principaux changements chimiques et isotopiques (Chapitre II) et coïncide (ou s'intercale) avec les températures utilisées dans plusieurs études (Czimczik et al., 2002; Hall et al., 2008; Turney et al., 2006).

- Elles correspondent à la température de fabrication des charbons les mieux conservés dans les structures archéologiques, comprises entre 100 et 700°C, avec une moyenne généralement autour de 450°C (Campbell et al., 1995; Wells et al., 1979; Whelan, 1995).
- Les charbons de bois produits à des températures inférieures à 350°C sont nutritivement attractifs par les micro-organismes et se conservent mal en contexte archéologique.

Le temps de chauffe des charbons est de 30 min. Après 15 min, la signature isotopique des charbons devient constante (Turney et al., 2006). On notera, que l'ensemble des échantillons est pesé avant et après carbonisation pour rendre compte de l'évolution de la masse. En dehors de renseigner l'effet de la carbonisation, les valeurs « singulières » doivent nous permettre de faire apparaître les erreurs de carbonisation (pyrolyse trop faible, combustion de l'échantillon).

Enfin, les échantillons sont homogénéisés par broyage. Des études antérieures ont montré que le signal isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) obtenu à partir d'un mélange de plusieurs cernes, indépendant de leurs masses, était significativement identique au signal isotopique moyen obtenu à partir des mêmes cernes analysés individuellement (Borella et al., 1998). Plus encore, dans cette même étude, Borella et ses collaborateurs soulèvent l'importance d'utiliser un broyage au préalable d'une extraction par solvant. À terme, avec une taille de grain très fine (100 μm), on obtient une précision du $\delta^{13}\text{C}$ d'environ 0,15‰. Ainsi, les charbons ont été broyés avec un mortier et un pilon, alors que les échantillons non brûlés ont été broyés à l'aide d'un broyeur à bille MM400 à l'INRA Sophia Agrobiotech (précision à 10 μm). L'homogénéisation des échantillons a été testée sur quelques groupes de cernes supplémentaires et est inférieure à 0,2‰ (moyenne inférieure à 0,1‰).

III.1.2.c. *Prétraitement des échantillons avant l'analyse isotopique*

Les échantillons utilisés pour l'analyse isotopique (2005-2007 & 1994-1996) sont ensuite prétraités (bois et charbons). Dans la littérature, les études isotopiques sur le bois sont réalisées aussi bien sur le bois entier que sur la cellulose et, dans de plus rares cas, sur la lignine. Si la lignine, élément le plus résistant à la carbonisation, semble un choix évident pour l'analyse de charbons, son extraction est difficile et la corrélation de son signal $\delta^{13}\text{C}$ avec le signal climatique est beaucoup moins puissante que celle du bois entier ou de la cellulose. De plus, les analyses isotopiques sur la lignine sont encore peu nombreuses (pas d'étude comparative possible) (Eglin et al., 2008; Ferrio and Voltas, 2005; Loader et al., 2003).

Nous avons donc choisi, dans cette étude, de nous concentrer sur la cellulose et la lignine, correspondant au bois entier extrait de l'ensemble des volatiles du bois (cires, esters, huiles). Les volatiles ne présentent presque aucune corrélation avec le climat (Loader et al., 1997) et ne sont que très faiblement représentés après la carbonisation (disparaissent avant 350°C, retrouvés sous forme aromatique). Par ailleurs, une étape de pré-traitement permet d'éviter les contaminations supplémentaires entre l'échantillonnage et l'analyse (manipulation des carottes, lubrifiant du carottier, etc.).

Le pré-traitement sélectionné est inspiré par (Green, 1963) et repris par plusieurs études isotopiques sur bois (Ferrio and Voltas, 2005; Leavitt and Danzer, 1993; Loader et al.,

2003; Turney et al., 1999). Le protocole consiste à appliquer uniquement la première étape de l'extraction de l'holocellulose (pas de délignification). Le prétraitement est appliqué sur l'ensemble des échantillons (charbons et bois). Environ 1 mg de l'échantillon broyé est placé dans un filtre en microfibre de verre (Whatman-1825-025) et refermé le temps de l'extraction avec un file de téflon. L'extraction par solvant est réalisée en plusieurs étapes à l'aide d'un Soxhlet (30 mL). La première étape consiste en une extraction au mélange toluène/éthanol 2 : 1 pendant 20-30 min à ébullition (3-5 lixiviations), suivie par une seconde étape d'extraction à l'éthanol également pendant 20-30 min à ébullition. La phase solide restante est composée essentiellement (99%) d'holocellulose et lignine. Enfin, le fil de téflon est retiré et les filtres sont placés sous un flux continu de diazote pendant 10-15min à 40°C pour l'évaporation des solvants.

III.1.2.d. Méthode d'analyse

Les filtres sont ensuite directement placés dans une petite feuille d'aluminium et transformés en pastille. Pour les échantillons destinés à la mesure du %C, 1mg de chaque broyat est placé dans une nacelle en étain (0,5 cm³) puis également transformé en pastille.

Les analyses élémentaires (%C et %N) et isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$) ont été effectuées au laboratoire d'Océanographie de Villefranche sur mer (LOV, UMR7093 UPMC-CNRS), à l'aide d'un spectromètre de masse isotopique à flux continu Isoprime 100 (IRMS), couplé à un analyseur élémentaire à pyrolyse Elementar Vario Pyrocube (EA). La procédure de calibration interne est effectuée avec des blancs et des standards certifiés de caféine (certified, AIEA-600) calibré au V-PDB, puis un standard secondaire calibré avec la caféine (Merck, CAS 103-84-4). La variabilité standard des mesures par la machine est d'environ 0,2‰. En fin de run, les $\delta^{13}\text{C}$ des échantillons sont corrigés à l'aire des valeurs des standards et reportés en per mille.

III.1.2.e. Nomenclature des échantillons et base de données

L'ensemble des échantillons est présenté sous la même nomenclature :

Ex : RoPsj3b07 – 4

Où, « Ro » correspond au site d'échantillonnage (ici, Roussillon), « Ps » correspond à l'espèce de l'arbre source (ici, *Pinus sylvestris*), « j » correspond à l'état de dominance visuelle de l'arbre (j pour jeune = dominé ou v pour vieux = dominant, nomenclature utilisée uniquement pour les *Pinus sylvestris*), « 3 » correspond au numéro de l'arbre échantillonné (ici, 3^{ème} *Pinus sylvestris* jeune), « 07 » correspond au groupe de cernes échantillonné (ici, le groupe 2006 à 2008) et « 4 » correspond à la température de carbonisation (0 pour le témoin, 3 pour 350°C, 4 pour 450°C et 5 pour 550°C).

De plus, dans l'objectif d'une réutilisation des données ou de leur partage, une base de données a été créée dans laquelle l'ensemble des résultats a été enregistré. Cette base permet une recherche rapide des données isotopiques selon les critères voulus (Ex : espèces, sites, années du cerne, âge du cerne, etc.) puis de les exporter sous format « .xls » :

➤ <https://fms.cepam.cnrs.fr/fmi/webd/d13C> (code Annexe 3)

III.1.2.f. Correction du $\delta^{13}C$ de l'effet de l'industrialisation

La récente industrialisation contribue à l'augmentation du $\delta^{13}C$ et de la concentration de CO_2 atmosphérique (Chapitre I - 2.6.a). En réponse à l'évolution de chacun de ces paramètres, une correction spécifique des valeurs isotopiques doit donc être appliquée si on veut obtenir des données environnementalement comparables (McCarroll et al., 2009).

La hausse du $\delta^{13}C_{atm}$ est corrigée à partir du $\delta^{13}C_{atm}$ préindustriel ($\approx -6,4\%$). La différence, entre les valeurs isotopiques atmosphériques lors de la croissance du cerne et la valeur préindustrielle, est ensuite soustraite. Pour chaque groupe de cernes, le $\delta^{13}C_{atm}$ du cerne central est utilisé comme valeur moyenne du groupe. On obtient (McCarroll and Loader, 2004) :

$$\delta^{13}C_{cor} = \delta^{13}C_{plant} - (\delta^{13}C_{atm} + 6.4)$$

Avec $\delta^{13}C_{cor}$, le rapport isotopique corrigé de l'effet industriel sur le $\delta^{13}C_{atm}$.

Comme il a été vu précédemment, l'effet de l'augmentation du CO_2_{atm} dépend en grande partie de l'adaptation de la plante. Plusieurs modèles de correction ont été proposés. Tous se fondent sur une concentration préindustrielle du CO_2_{atm} (ca) relativement constante au cours du reste de l'Holocène (280 ppm en 1850). Les modèles les plus avancés proposent une correction en fonction des tendances basse fréquence du signal (impact maximum sur le $\delta^{13}C$, ca - ci constant), prenant en compte à la fois la réponse passive et la réponse active de la plante (adaptation, ci/ca constant et pas d'effet du ca industriel) (McCarroll et al., 2009). Cependant, ce modèle non-linéaire ne peut être appliqué que dans un contexte où on a un signal isotopique continu d'une série de cernes. Dans le cadre d'étude avec des données discrètes, comme ici, seuls des modèles linéaires peuvent être appliqués. Ces derniers proposent une correction du $\delta^{13}C$ mesurée en fonction d'un facteur linéaire. Plusieurs facteurs de correction ont été proposés, dans une gamme allant de 0,007 and 0,02‰/ppm (Feng and Epstein, 1995; Kürschner, 1996; Treydte et al., 2001) (Feng and Epstein, 1995; Kürschner, 1996; Treydte et al., 2001). Dans cette étude, pour éviter une trop grande correction (au-delà de l'effet de l'industrialisation, risque de créer une tendance non-naturelle), nous utilisons le facteur de Treydte et ses collaborateurs (2001) de 0,007‰/ppm. Après correction, le rapport isotopique corrigé de l'effet du ca industriel est appelé $\delta^{13}C_{pin}$ (nomenclature adaptée et modifiée de McCarroll et al., 2009). On obtient :

$$\delta^{13}C_{pin} = \delta^{13}C_{cor} - ([CO_2]_{atm} \times 0.007)$$

III.1.2.g. Analyses statistiques employées

Les études ont montré que dans une population d'arbres de la même espèce, les données $\delta^{13}C$, pour une période donnée, suivent une loi normale (Loader et al., 2013). Toutefois, dans notre

cas, le faible nombre d'échantillons, ne permet pas de tester cette hypothèse. Nous utiliserons donc des tests non-paramétriques.

La variabilité circonférentielle est étudiée par l'analyse de la dépendance des variables ($\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{ab}}$ = différence isotopique entre deux carottes paires, espèces) à différentes températures, à l'aide d'un test non-paramétrique de Kruskal-Wallis. Suivant cette logique, la dépendance des variables ($\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$, espèces) à différentes températures a également été testée à l'aide d'un test non-paramétrique de Kruskal-Wallis.

Pour l'étude de la dépendance du modèle de carbonisation avec l'espèce analysée, nous avons décidé d'utiliser une « MANOVA » non-paramétrique. Cette méthode consiste, dans un premier temps, en la création de modèles linéaires à rangs (effet de la carbonisation pour une espèce), puis dans un second temps, à comparer ces modèles à l'aide d'une ANOVA. Cette méthode est plus puissante que celle du test non-paramétrique de Friedman généralement utilisé (Baguley, 2012).

La conservation du signal climatique (entre 2007 et 1995) avec la température de carbonisation a été étudiée à l'aide d'un test non-paramétrique de Kruskal-Wallis sur la différence entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ de 2007 et celui de 1995.

Enfin, l'étude du modèle de carbonisation en fonction de l'année étudiée (paramètres climatiques différents) a été testée également avec une « MANOVA » non-paramétrique.

III.1.3. Résultats

III.1.3.a. *Carbonisation des échantillons*

L'effet de la carbonisation sur la masse des échantillons est présenté par le tableau C2.III.1-1 et la figure C2.III.1-7. Les courbes moyennes de l'évolution de la masse, par espèces, suivent toutes la même décroissance avec une variabilité maximum entre espèces aux alentours de 3%.

Espèce	Température de Carbonisation (°C)			
	25	350	450	550
<i>P. sylvestris</i>	100 % (0)	42,5 % ($\sigma = 8,2$)	23,9 % ($\sigma = 4,4$)	18,5 % ($\sigma = 3,4$)
<i>P. halepensis</i>	100 % (0)	42,5 % ($\sigma = 7,1$)	24,8 % ($\sigma = 3,0$)	20,2 % ($\sigma = 3,9$)
<i>P. nigra</i>	100 % (0)	39,5 % ($\sigma = 4,1$)	24,4 % ($\sigma = 1,2$)	20,9 % ($\sigma = 2,6$)
Tout	100 % (0)	41,9 % ($\sigma = 7,4$)	24,1 % ($\sigma = 3,7$)	19,3 % ($\sigma = 3,4$)

Tableau C2.III.1-1) Tableau des pourcentages de la masse restante par rapport à la masse initiale

Toutes espèces confondues, l'écart type à la moyenne est de moins de 10% ($\sigma_{\text{max}} = 7,4\%$), pour un écart maximum entre deux valeurs, toute température confondue, d'environ 26% (NB : RoPsj1b72-4 non pris en compte à cause de sa faible masse de départ, inférieur 2mg). On note

également, que les échantillons du *Pinus nigra* présentent, pour l'ensemble des températures de carbonisation, l'écart type le plus faible.

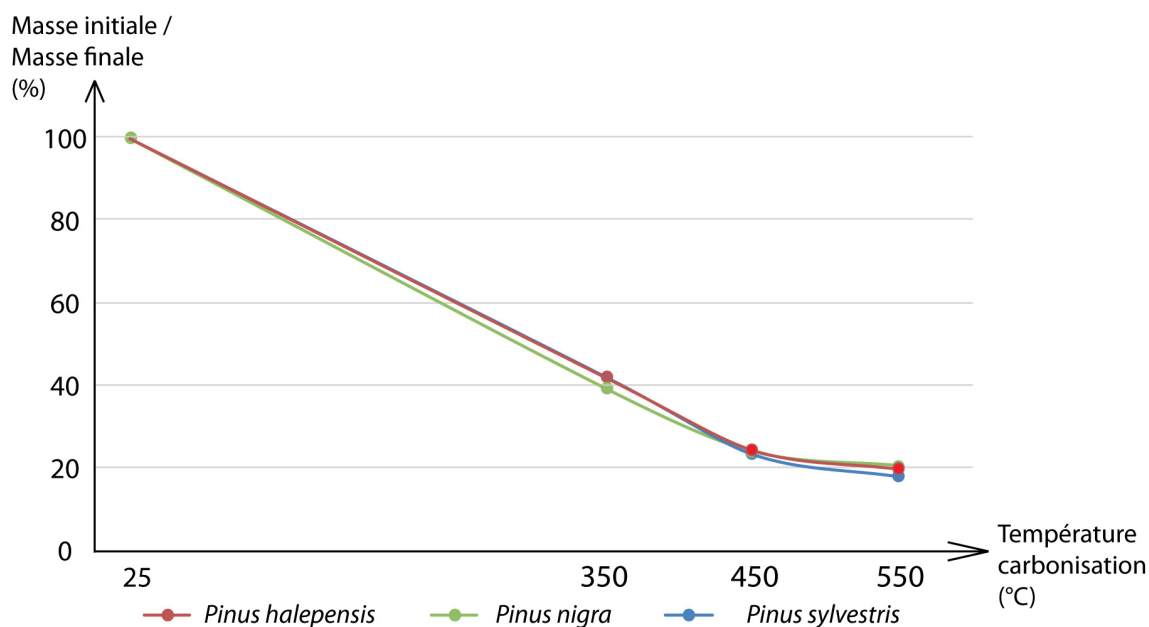


Figure C2.III.1-7) Graphique représentant l'évolution de la masse de l'échantillon avec la carbonisation

Enfin, tous les échantillons donnent des valeurs similaires à chaque température de carbonisation et justifient le protocole de pyrolyse mis en place. On notera toutefois que plusieurs échantillons brûlés à 550°C sont aux extrêmes des valeurs minimales attendues (RoPsj1a80-5, RoPsv1b72-5, RoPh3b80-5, RoPsj3b80-5). Ces valeurs peuvent représenter un début de combustion.

III.1.3.b. Variabilité isotopique circonférentielle du bois au charbons de bois

Nous avons étudié, dans un premier temps, l'évolution de la variabilité circonférentielle (valeur entre deux carottes du même arbre), à la fois selon les espèces et selon la température de carbonisation. Cette évaluation a été appliquée aux deux groupes de cernes (1994-1996 et 2006-2008) pour rendre compte de l'effet de la constitution du bois (dépend des paramètres climatiques annuels) sur la variabilité circonférentielle. Les résultats sont synthétisés dans le tableau C2.III.1-2 et représentés graphiquement dans la figure C2.III.1-8 (1994-1996) et le figure C2.III.1-9 (2006-2008).

Les analyses isotopiques des groupes de cernes de pins de 1994 à 1996 (climat tempéré/humide favorable à la croissance de la plante) donnent un écart maximum de 0,68‰ (< 1‰) à température ambiante (25°C). Pour ce groupe de cerne, la variabilité circonférentielle est principalement marquée chez *Pinus sylvestris* avec une moyenne de la différence entre deux carottes ($\Delta\delta^{13}C_{ab}$) de 0,34‰ pour des valeurs comprises entre 0 et 0,68‰. *Pinus nigra* présente des valeurs inférieures, avec une moyenne de la variabilité circonférentielle à 0,24‰ (pour des valeurs allant

de 0,12 à 0,33‰), tandis que *Pinus halepensis* présente la moyenne de la variabilité circonférentielle la plus faible à 0,13‰ (pour des valeurs allant de 0,03 à 0,22‰).

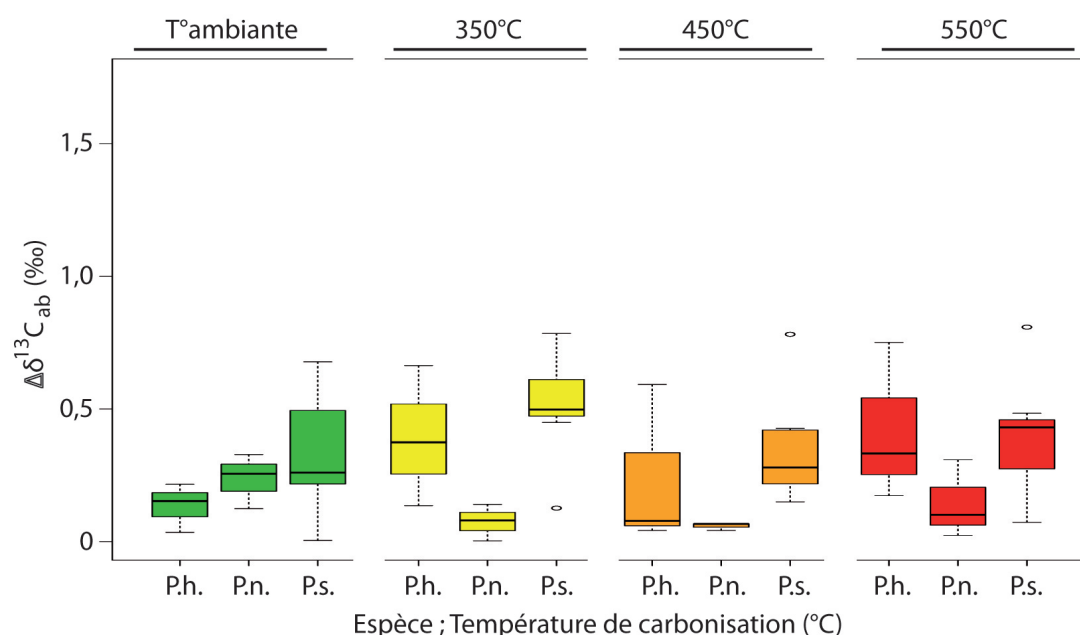


Figure C2.III.1-8) Distribution en *Boxplot* des valeurs de la différence circonférentielle ($\Delta\delta^{13}C_{ab}$) entre deux carottes paires pour les groupes de cernes de 1994 à 1996.

Température de Carbonisation (°C)	<i>Pinus halepensis</i>		<i>Pinus nigra</i>		<i>Pinus sylvestris</i>		<i>Pinus spp</i>		Années des cernes
	$\Delta\delta^{13}C_{ab}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}C_{ab}$ max (‰)	$\Delta\delta^{13}C_{ab}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}C_{ab}$ max (‰)	$\Delta\delta^{13}C_{ab}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}C_{ab}$ max (‰)	$\Delta\delta^{13}C_{ab}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}C_{ab}$ max (‰)	
25	0,13	0,22	0,24	0,33	0,34	0,68	0,27	0,68	
350	0,39	0,66	0,07	0,14	0,51	0,78	0,38	0,78	1994 - 1996
450	0,24	0,59	0,06	0,07	0,36	0,78	0,26	0,78	
550	0,42	0,75	0,14	0,31	0,40	0,81	0,34	0,81	
25	0,89	1,15	1,38	1,68	0,54	0,79	0,79	1,68	
350	0,39	0,66	0,17	0,24	0,32	0,66	0,30	0,66	2006 - 2008
450	0,35	0,41	0,36	0,54	0,45	0,74	0,40	0,74	
550	0,41	0,73	0,84	1,34	0,45	0,79	0,55	1,34	

Tableau C2.III.1-2) Tableau synthèse de la différence circonférentielle entre deux carottes paires.

La carbonisation ne semble pas avoir un effet linéaire (diminution ou augmentation) sur la variabilité circonférentielle. L'ensemble des valeurs, toutes espèces confondues, reste en-dessous de la barre des 1‰ (avec une différence maximum de 0,78‰ à 350°C et 450°C et de 0,81‰ à

550°C). La moyenne de la variabilité circonférentielle, elle, reste inférieure à 0,5‰ pour chacune des températures. D'un point de vue spécifique, on notera que *Pinus nigra* présente une diminution de la variabilité circonférentielle dès 350°C et possède les moyennes les plus faibles pour chacune des températures (n'excède pas 0,15‰).

Les analyses isotopiques des groupes de cernes de pins de 2006 à 2008 (climat chaud/sec défavorable à la croissance de la plante) donnent un écart maximum de 1,68‰ à Température ambiante (25°C). En moyenne la différence entre deux carottes ($\Delta\delta^{13}\text{C}_{ab}$), pour l'ensemble des espèces, est supérieure à 0,5‰ ; de 0,54‰ pour *Pinus sylvestris* (pour des valeurs allant de 0,04 à 0,79‰), à 0,89‰ pour *Pinus halepensis* (pour des valeurs allant de 0,51 à 1,15‰) puis jusqu'à 1,38‰ pour *Pinus nigra* (pour des valeurs allant de 1,07 à 1,68‰).

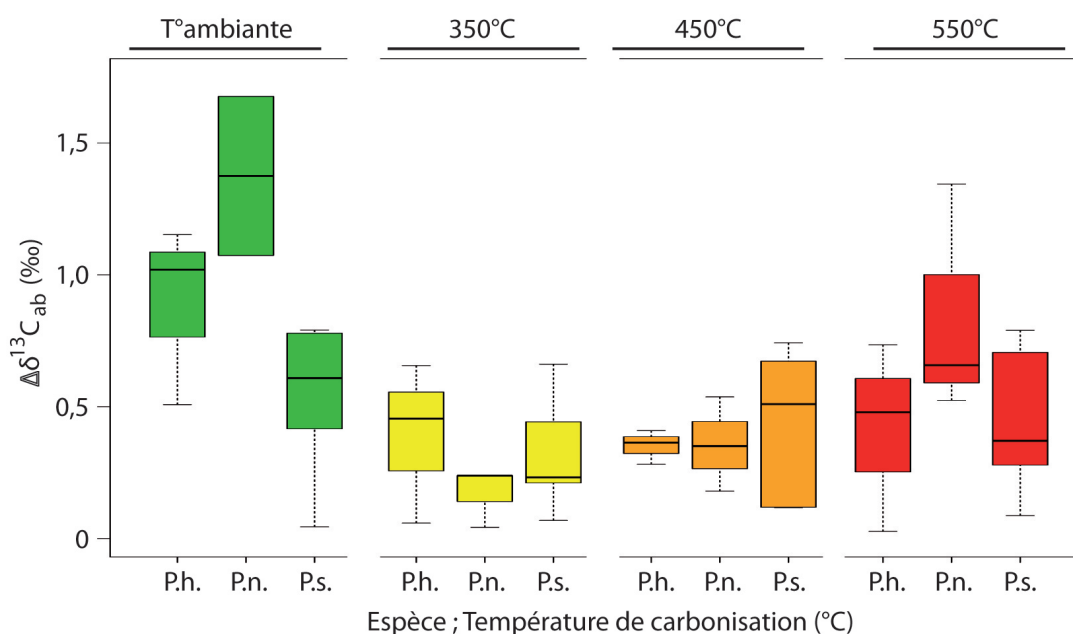


Figure C2.III.1-9) Distribution en *Boxplot* des valeurs de la différence circonférentielle ($\Delta\delta^{13}\text{C}_{ab}$) entre deux carottes paires pour les groupes de cernes de 2006 à 2008.

À la suite de la carbonisation, on note une claire diminution de la variabilité circonférentielle à 350°C. L'ensemble des valeurs, toutes espèces confondues, reste ensuite en dessous de la barre des 1‰ (à l'exception d'une valeur chez *Pinus nigra* à 550°C). La moyenne de la variabilité circonférentielle, elle, reste inférieure à environ 0,5‰ pour chacune des températures (à l'exception du *Pinus nigra* à 550°C). D'un point de vue spécifique, on notera que *Pinus sylvestris* présente la variabilité circonférentielle la plus stable avec la carbonisation. *Pinus halepensis* montre également une variabilité circonférentielle stable à partir de 350°C. Au contraire, la variabilité circonférentielle du *Pinus nigra* oscille entre des valeurs relativement importantes (25°C, 550°C) et relativement faibles (350°C). Pour terminer, on notera que les écarts interquartiles les plus faibles semblent se concentrer aux températures de carbonisation de 350°C et 450°C.

Enfin, les résultats des tests Kruskal-Wallis sur les $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{ab}}$ (variabilité circonférentielle) entre espèces à chaque température indiquent presque tous des différences non-significatives, à l'exception de trois p-value peu significatives ($<0,1^*$) : tests pour les cernes de 1994-1996 à 350°C et 450°C, tests pour les cernes de 2006-2008 à 25°C (Tableau C2.III.1-3). La non-significativité des résultats des différents tests ne permet pas de rejeter l'hypothèse H_0 , ainsi, aucune différence significative entre les espèces n'est observable dans les conditions de l'étude. La significativité (faible) des résultats observés à 350°C et 450°C pour les groupes de cernes 1994-1996 est sans doute à relier au peu de variabilité et aux basses valeurs pour *Pinus nigra* à ces températures. Au contraire, la significativité du test sur les cernes de 2006-2008 à 25°C semble justifier une réelle différence interspécifique sur ces données.

Température de Carbonisation (°C)	Kruskal Wallis cernes 1994-1996		Kruskal Wallis cernes 2006-2008	
	chi ²	p-value	chi ²	p-value
25	2,54	0,28	5,02	0,0814*
350	5,68	0,0584*	0,92	0,63
450	5,72	0,0572*	0,42	0,81
550	3,47	0,18	1,53	0,47

Tableau C2.III.1-3) Résultats du test Kruskal-Wallis entre espèces pour les différences circonférentielles entre deux carottes paires, calculées pour chaque température de carbonisation. Avec : * peu significatif ($<0,1$), ** significatif ($<0,05$), *** très significatif ($<0,01$).

Dans l'ensemble, ces résultats concordent avec les études de variabilité inter-individus sur le bois, qui observent une variabilité en moyenne inférieure à 1‰ pour un $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{ab}}$ maximum compris entre 1-2‰ (à la fois sur *Pinus* spp. et sur d'autres espèces) (Leavitt, 2010 ; Leavitt and Long, 1984, 1986 ; Mazany et al., 1980 ; Ramesh et al., 1985 ; Tans and Mook, 1980). Toutefois, il apparaît que les échantillons de bois (non-carbonisés) du groupe 2006-2008 présentent des différences vraisemblablement supérieures aux valeurs attendues. Une possible contamination de ces échantillons est donc proposée. Le contaminant disparaît ensuite sous l'effet de la température pendant la combustion.

III.1.3.c. Signal isotopique et variabilité isotopique intra-espèce et inter-espèces du bois au charbon de bois

L'étude des variabilités isotopiques intra- et inter-espèces a été réalisée dans un premier temps sans carbonisation, puis étendue, dans un second temps, pour l'ensemble des températures de carbonisation. Cette procédure a été appliquée aux deux groupes de cernes (1994-1996 et 2006-2008) pour rendre compte de l'effet de la constitution du bois (dépend des paramètres climatiques annuels) sur la variabilité intra- et inter- spécifiques. Les résultats sont synthétisés dans le tableau C2.III.1-4 et représentés graphiquement dans la figure C2.III.-10 (1994-1996) et figure C2.III.1-11 (2006-2008).

Température de Carbonisation (°C)	<i>Pinus halepensis</i>		<i>Pinus nigra</i>		<i>Pinus sylvestris</i>		<i>Pinus spp</i>		Années des cernes
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max	
	(‰)	(‰)	(‰)	(‰)	(‰)	(‰)	(‰)	(‰)	
25	-23,70	1,32	-24,16	0,33	-23,82	1,59	-23,87	1,83	1994 - 1996
350	-24,11	1,51	-24,47	0,31	-24,05	1,55	-24,16	1,84	
450	-24,67	1,06	-24,74	0,71	-24,46	1,49	-24,57	1,49	
550	-24,95	1,50	-25,22	0,47	-24,79	1,91	-24,93	1,91	
25	-23,18	1,15	-24,01	2,41	-25,06	3,10	-24,39	3,53	2006 - 2008
350	-23,17	0,73	-23,85	0,52	-23,36	1,76	-23,43	1,76	
450	-23,74	0,55	-24,16	0,70	-23,76	2,13	-23,85	2,13	
550	-23,96	0,73	-24,71	2,10	-23,83	1,96	-24,08	3,21	

Tableau C2.III.1-4) Tableau synthèse des données isotopiques

La variabilité isotopique intra-espèce des groupes de cernes 1994-1996 (années favorables) non brûlés (25°C) est similaire entre *Pinus sylvestris* et *Pinus halepensis*. La différence maximum de $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ entre deux arbres est trouvée chez *Pinus sylvestris* avec des valeurs isotopiques allant de -24,82 à -23,23‰ (différence de 1,59‰) pour un $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen de -23,82‰, tandis que les valeurs isotopiques pour *Pinus halepensis* s'étalent de -24,31 à -22,99‰ (différence de 1,32‰), pour un $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen de -23,70‰. La variabilité isotopique intra-espèce la plus faible est obtenue pour *Pinus nigra*, avec des $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ entre -24,36 and -24,02‰ (différence of 0,34‰) et une valeur moyenne de -24,16‰.

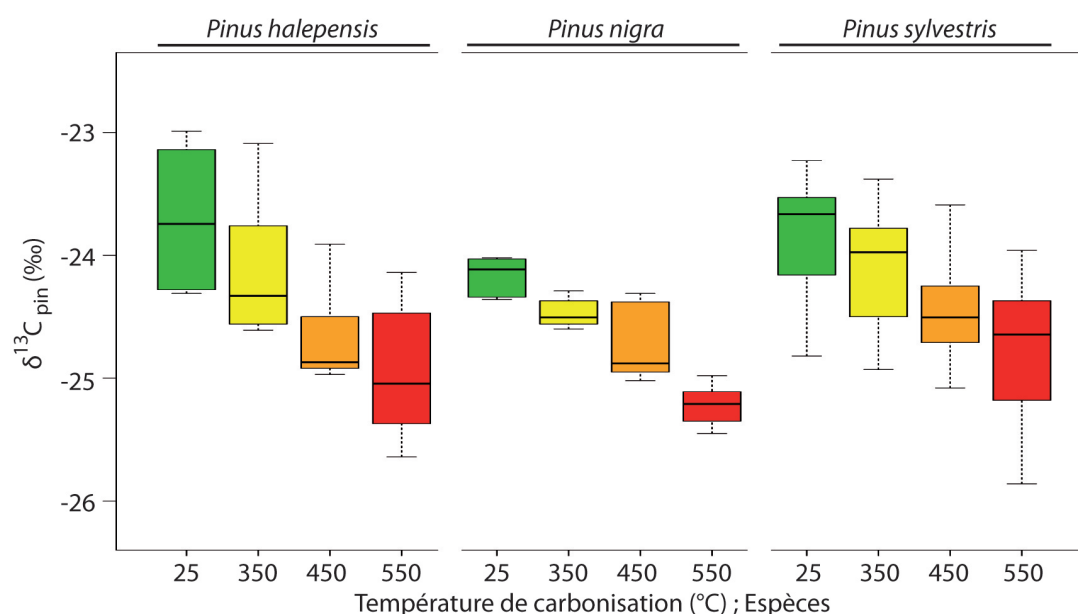


Figure C2.III.1-10) Distribution en *Boxplot* des valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ absolue en fonction de la température de carbonisation et des espèces de pin, pour les groupes de cernes de 1994 à 1996.

Comparés au matériel non carbonisé (25°C), les charbons soumis à de hautes températures (>350°C) montrent une diminution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ quand la température augmente. On observe, entre les échantillons non brûlés et le charbon de bois à 350 °C, une différence moyenne de $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ de -0,29‰. Une diminution similaire est ensuite observée tous les 100°C, avec de 350 °C à 450 °C une baisse du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ de -0,41‰, et de 450 °C à 550 °C une baisse de -0,35‰. La variabilité isotopique n'est pas affectée par la carbonisation et les différences de valeurs maximales pour chaque température s'étalent de 1,49 à 1,9‰ (pour tous les pins combinés).

La variabilité isotopique intra-espèce des groupes de cernes 2006-2008 (années climat sec/chaud défavorable à la croissance de la plante) non brûlés (25°C), montre, à l'exception *Pinus halepensis*, que la variabilité intra-espèce (inter individus) est bien plus importante en comparaison des années 1994-1996. Ainsi, *Pinus halepensis* donnent des valeurs isotopiques standards allant de -23,76 à -22,60‰ (différence de 1,16‰) pour un $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen de -23,18‰, alors que les valeurs de *Pinus nigra* s'étendent de -25,37 à -22,96‰ (différence de 2,41‰) pour un $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen de -24,01‰. Enfin les analyses isotopiques de *Pinus sylvestris*, en plus de donner le plus grand écart de valeurs avec des $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ entre -26,14 and -23,04‰ (différence of 3,1‰), sont représentées par une valeur moyenne très basse de -25,06‰.

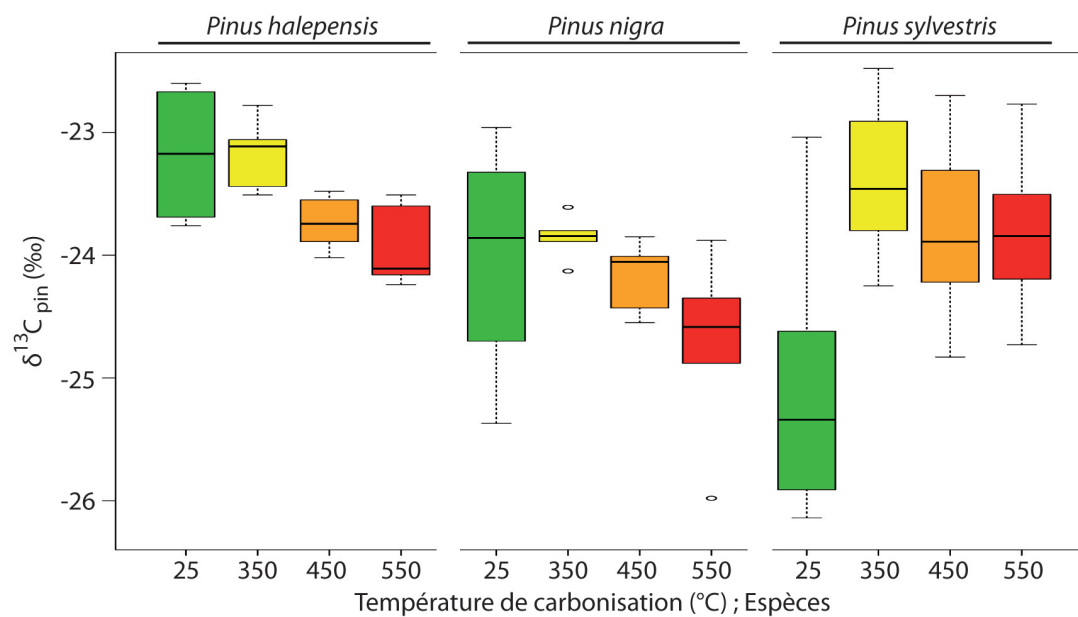


Figure C2.III.1-11) Distribution en *Boxplot* des valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ absolue en fonction de la température de carbonisation et des espèces de pins, pour les groupes de cernes de 2006 à 2008.

Au contraire du bois, les valeurs isotopiques des charbons issus des cernes de 2006-2008 présentent des variabilités intra-espèce plus faibles. Ainsi, on observe que pour *Pinus halepensis* et *Pinus nigra*, l'écart maximum ne dépasse pas 1‰ (si on exclut une valeur très faible pour *Pinus nigra* à 550°C). Pour *Pinus sylvestris* la variabilité intra-espèce du signal isotopique des charbons est plus grande que pour les deux autres espèces, mais plafonne aux alentours de 2‰. Malgré ces différences, on peut voir pour l'ensemble des espèces, une diminution générale du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ entre

350°C à 550°C. Toutefois, sans doute due à la forte variabilité isotopique chez *Pinus sylvestris*, la diminution isotopique entre 450°C et 550°C n'est pas observée. Considéré dans son ensemble, l'effet de la carbonisation sur les pins (*Pinus* sp.) se traduit par une baisse de 0,42‰ de 350°C à 450°C et de 0,23‰ de 450°C et 550°C.

Température de Carbonisation (°C)	Kruskal Wallis cernes 1994 à 1996		Kruskal Wallis cernes 2006 à 2008	
	chi ²	p-value	chi ²	p-value
25	4,31	0,12	11,27	0,0035***
350	3,54	0,17	8,49	0,0143**
450	3,27	0,20	3,81	0,15
550	2,76	0,25	7,28	0,0262**

Tableau C2.III.1-5) Résultats du test Kruskal-Wallis sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ entre espèces, calculés pour chaque température de carbonisation. Avec : * peu significatif (<0,1), ** significatif (<0,05), *** très significatif (<0,01).

Les résultats des tests de Kruskal-Wallis sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ entre espèces et à chaque température donnent des valeurs non-significatives pour les cernes de 1994-1996 (Tableau C2.III.1-5). Il n'est donc pas possible de rejeter l'hypothèse d'un signal climatique équivalent entre les espèces de pins. Au contraire, les mêmes tests de Kruskal-Wallis pour les cernes de 2006-2008 montrent une dépendance significative entre les variables $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ et « espèces » pour le bois non carbonisé (25°C) et les charbons formés à 350°C et 550°C (Tableau C2.III.1-5). Ces résultats montrent qu'au moins deux espèces enregistrent des signaux isotopiques statistiquement différents. À la vue des données isotopiques absolues, il semble que les valeurs relativement faibles de *Pinus nigra* peuvent être responsables de cette différence à 350°C et 550°C (il se démarque ainsi des autres pins et surtout *Pinus halepensis*). Au contraire, la nette différence à 25°C du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ entre les espèces expliquent la forte significativité du test statistique (p-value < 0,01).

Rank – lme (Variables)	ANOVA cernes 1994 à 1996		ANOVA cernes 2006 à 2008	
	F-value	p-value	F-value	p-value
($\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ & T° de Carbonisation)	0,48	0,75	0,81	0,56

Tableau C2.III.1-6) Résultats du test d'ANOVA sur les modèles de régression linéaire de rangs (lme-rank) pour chaque espèce ($\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ selon la température), calculés pour chaque groupe de cernes (données isotopiques de 2006-2008 à 25°C exclues). Avec : * peu significatif (<0,1), ** significatif (<0,05), *** très significatif (<0,01).

Enfin, pour chaque groupe de cernes, les résultats du test ANOVA entre les modèles de régression linéaire de rangs (lme-rank) de chaque espèce ($\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ selon la température) ne sont pas

significatifs (Figure C2.III.1-12, Tableau C2.III.1-6). On précise que pour les cernes de 2006-2008, considérant l'incertitude des résultats à 25°C, les modèles de régressions linéaires comprennent uniquement les données isotopiques des charbons (350°C à 550°C). La non significativité des résultats, avec de fortes p-value, indique qu'il n'est pas possible, dans l'état actuel de nos données, de pouvoir observer un effet différent de la carbonisation sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ entre les espèces de pins.

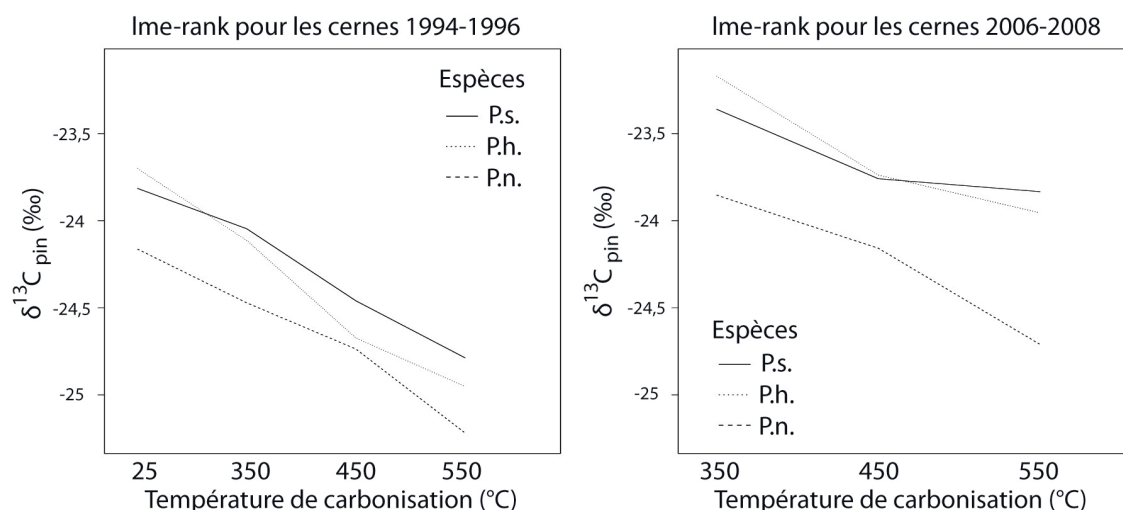


Figure C2.III.1-12) modèles de régression linéaire de rangs (lme-rank) pour chaque espèce ($\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ selon la température), pour les groupes de cernes de 1994 à 1996 et 2006 à 2008. Avec P.s. pour *Pinus sylvestris*, P.h. pour *Pinus halepensis* et P.n. pour *Pinus nigra*.

En somme, les résultats sont cohérents avec le reste de la littérature (pour *Pinus* sp.), à l'exception des données pour le bois témoin du groupe de 2006-2008. La variabilité inter-individus maximum du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ par espèce (intra-espèce) est d'environ de 2‰, quand les études précédentes donnent une différence isotopique maximum inter-individus comprise entre 1 et 3‰ pour une même espèce de pin (Gagen et al., 2006; Leavitt, 2010; Leavitt and Long, 1984; McCarroll and Pawellek, 1998).

L'écart important (jusqu'à 3‰) entre les valeurs isotopiques des échantillons témoins (25°C), pour 2006 à 2008, chez toutes les espèces (moins marqué pour *Pinus halepensis*) se démarque du reste des résultats. Considérant ces données et les données intra-individu mentionnées précédemment (III.1.3.c), il semble possible que ces échantillons aient subi une contamination avant l'analyse. Dans cette hypothèse, la nature du contaminant serait de nature organique, non-soluble dans le toluène/éthanol (correspond au prétraitement) et thermosensible (disparition du fort écart isotopique à 350°C).

Enfin, l'effet de la carbonisation sur le signal isotopique est cohérent avec les précédentes études (diminution du $\delta^{13}\text{C}$ avec la température croissante de 0,5 à 2‰ à 550°C) (Czimczik et al., 2002; Ferrio et al., 2006; Turney et al., 2006). Cet effet est semblable entre les espèces. On notera toutefois, que les valeurs isotopiques des charbons de *Pinus nigra* pour le groupe 2006-2008 sont

légèrement inférieures à celles des deux autres pins et que le modèle linéaire de régression présente un effet plus important de la combustion sur le signal isotopique (entre 450 et 550°C).

III.1.3.d. Conservation du signal climatique après combustion

Afin de tester l'effet de la carbonisation sur la conservation du signal climatique, l'écart entre la valeur isotopique moyenne du groupe 1994-1996 et 2006-2008 a été calculé pour chaque carotte à chaque température de combustion avec :

$$\Delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 07-95} = \delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 2006 \text{ à } 2008} - \delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 1994 \text{ à } 1996}$$

Considérant l'incertitude des valeurs pour des échantillons de bois (25°C) de 2006-2008, le calcul pour les échantillons témoins a volontairement été exclu de l'analyse.

L'ensemble des résultats indique un effet positif sur le signal isotopique entre les groupes de cernes (1994-1996 vers 2006-2008) (Tableau C2.III.1-7, Figure C2.III.1-13). Cet effet unidirectionnel est d'autant plus significatif, que la correction linéaire de l'augmentation en CO₂ atmosphérique, utilisée ici (0,007‰/ppm), reste faible et peut avoir sous-estimé l'impact négatif sur le signal isotopique. Ainsi, le choix d'un facteur de correction de 0,02‰/ppm proposé par (Feng and Epstein, 1995) entraîne une augmentation du $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 07-95}$ de 0,3‰.

Température de Carbonisation (°C)	<i>Pinus halepensis</i>	<i>Pinus nigra</i>	<i>Pinus sylvestris</i>	<i>Pinus spp</i>
	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 07-95}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 07-95}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 07-95}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 07-95}$ moyen (‰)
350	0,94	0,62	0,69	0,73
450	0,93	0,58	0,68	0,72
550	1,00	0,51	0,97	0,86

Tableau C2.III.1-7) Tableau synthèse de la différence entre le signal isotopique du groupe de cernes de 2006-2008 et celui de 1994-1996 calculé pour chaque carotte ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 07-95}$).

L'effet de la carbonisation est faible, voire négligeable. L'écart isotopique varie au maximum de 0,1‰ entre 350°C et 550°C pour *Pinus halepensis* et *Pinus nigra*. On note toutefois que le $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 07-95}$ moyen à 550°C de *Pinus nigra* est bas en raison d'une valeur extrêmement faible (correspond également à la valeur responsable de la valeur $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{ab}}$ extrême de 1,34‰ à 550°C). Ainsi, si on écarte cette valeur, une légère augmentation de $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 07-95}$ est observable (<0,1‰). Pour *Pinus sylvestris*, un écart moyen négligeable est observé entre 350°C et 450°C (0,01‰), mais l'écart moyen augmente de près de 0,2‰ entre 450°C et 550°C. Somme toute, l'effet de la carbonisation sur l'écart moyen reste très faible comparé à la variabilité naturelle du signal isotopique.

La différence du $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 07-95}$ moyen entre espèces et pour chacune des températures est toujours inférieure à 0,5‰ (0,35‰, si on exclut la valeur négative anecdotique du *Pinus nigra* à 550°C). Toutefois, *Pinus halepensis* se démarque des deux autres espèces de pins (*Pinus nigra*, *Pinus*

sylvestris) avec des valeurs plus importantes de l'écart moyen entre les groupes de cernes. Ainsi, Le $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin 07-95}}$ moyen du *Pinus halepensis* est plus enrichi en Carbone 13 d'environ 0,34‰ que *Pinus nigra* et de 0,25‰ que *Pinus sylvestris*.

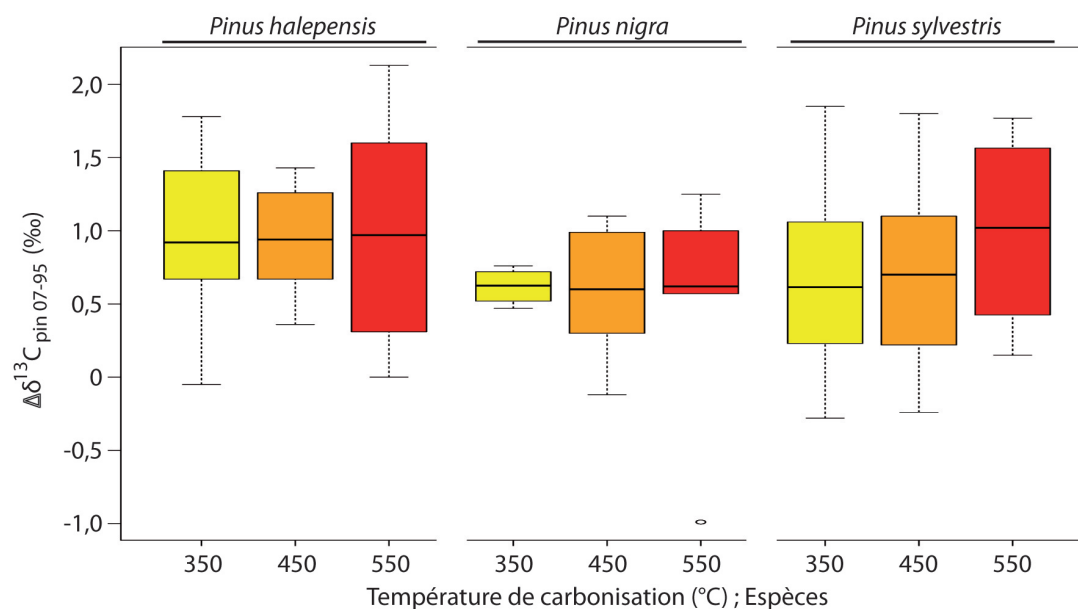


Figure C2.III.1-13) Distribution en *Boxplot* des valeurs $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin 07-95}}$ absolues en fonction de la température de carbonisation et des espèces de pins.

Malgré tout, les résultats des tests de Kruskal-Wallis, entre les espèces et pour chaque température, ne permettent pas d'observer un effet statistiquement significatif de l'espèce sur le $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin 07-95}}$ (Tableau C2.III.1-8).

Température de Carbonisation (°C)	Kruskal Wallis $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin 07-95}}$	
	chi ²	p-value
350	1,38	0,50
450	1,67	0,43
550	0,71	0,70

Tableau C2.III.1-8) Résultats du test Kruskal-Wallis sur le $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin 07-95}}$ entre espèces, calculés pour chaque température de carbonisation. Avec : * peu significatif (<0,1), ** significatif (<0,05), *** très significatif (<0,01).

Considérant les similarités entre les données isotopiques des charbons, une dernière analyse des données est réalisée sans prendre en compte les différences entre espèces. Cette dernière a pour objectif de comparer l'effet de la carbonisation sur le genre *Pinus* sp. selon les conditions de croissance du bois d'origine (Figure C2.III.1-14). Les données obtenues indiquent clairement une

différence entre les données isotopiques absolues des deux groupes de cernes d'environ 0,75‰ (à 350°C et 450°C) à 0,85‰ (550°C). De plus, l'effet de la carbonisation apparaît identique entre les deux groupes de cernes, avec une diminution d'environ 1‰ (données précédemment présentées ; III.1.3.c). Le test ANOVA entre les modèles de régression linéaire de rangs (lme-rank) de chaque groupe de cernes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ selon la température) n'est pas significatif (F-value = 0,36 et p-value = 0,55) (Figure C2.III.1-14).

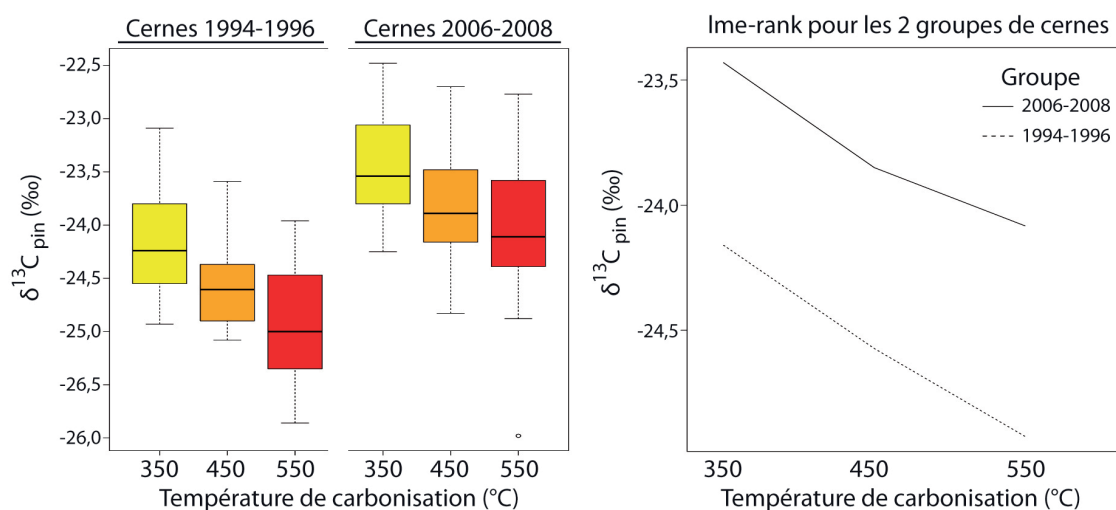


Figure C2.III.1-14 À gauche ; Distribution en *Boxplot* des valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ (*Pinus* sp.) absolues en fonction de la température de carbonisation et des groupes de cernes. A droite ; modèles de régression linéaire de rangs (lme-rank) pour chaque groupe de cernes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ de *Pinus* sp. selon la température). NB : ici les espèces ne sont pas prises en compte.

Enfin, à ces observations, s'ajoute la variabilité relativement homogène entre les groupes pour toutes les températures de carbonisation. L'ensemble des distributions des valeurs isotopiques (variabilité inter-individus/intra-genre) est compris dans un écart maximum d'environ 2‰ (1,49 à 2,13‰) pour une différence maximum des quartiles inférieurs à 1‰ (0,53 à 0,88‰).

III.1.3.e. Evolution du %C avec la combustion

L'effet de la carbonisation sur le pourcentage est présenté ci-dessous (Tableau C2.III.1-9, Figure C2.III.1-15). L'intérêt de cette analyse était de vérifier d'une part, dans quelles mesures l'évolution du taux de carbone peut servir à déterminer la température de carbonisation, puis d'autre part, si la corrélation entre ces deux paramètres peut évoluer selon le bois d'origine (modification de la xylogénèse en fonction des paramètres climatiques).

Pour l'ensemble des groupes de cernes, on observe une augmentation similaire du taux de carbone avec la température de combustion. La différence maximale du taux de carbone moyen, entre groupes, est inférieure à 3,1% (toute température comprise). Cette différence s'avère beaucoup plus faible que les gaps de taux de carbone entre chaque température de combustion, avec une différence moyenne tous groupes confondus de 13,09% de 25°C à 350°C, 8,53% de 350°C à 450°C et 7,82 de 450°C à 550°C.

Température de Carbonisation (°C)	1946	1962	1972	1980	Tout
	% Carbone	% Carbone	% Carbone	% Carbone	% Carbone
25	54,85	53,04	53,21	52,28	52,85
350	63,27	66,38	66,11	66,05	65,94
450	73,31	72,46	74,66	75,25	74,47
550	80,12	82,56	82,53	82,25	82,29

Tableau C2.III.1-9) Tableau synthèse des pourcentages de carbone selon les groupes de cernes analysés

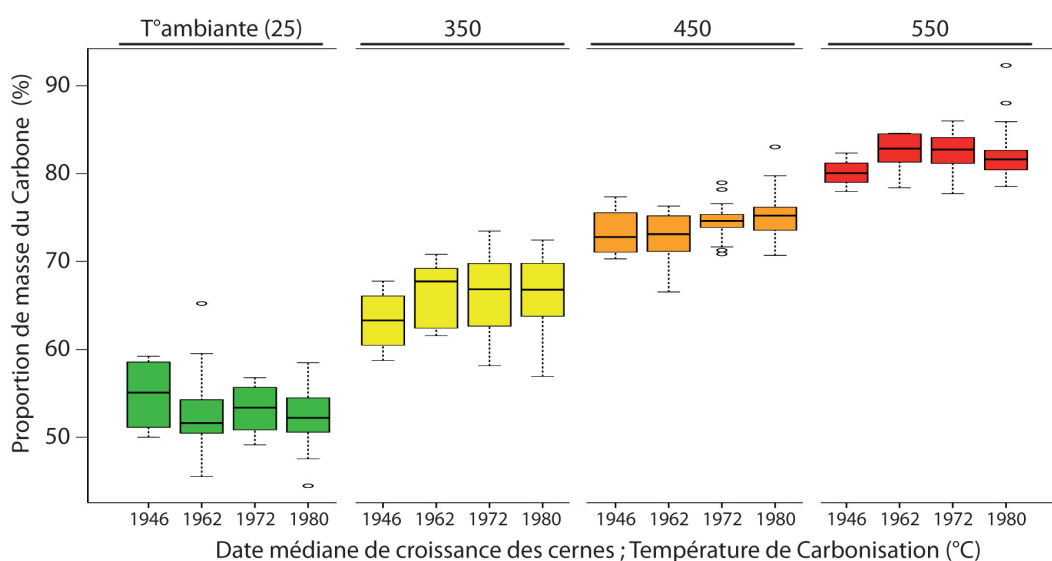


Figure C2.III.1-15) Distribution en *Boxplot* des valeurs du taux de carbone en fonction de la période de croissance des cernes et de la température de carbonisation. Avec : 1946 pour 1945-1944, 1962 pour 1961-1963, 1972 pour 1971-1973 et 1980 pour 1979 à 1981.

Malgré une variabilité importante du pourcentage de carbone (jusqu'à 15%), la stabilité des moyennes entre les groupes, comparée aux différences du taux de carbone selon la température de carbonisation, atteste de la possibilité d'utiliser le taux de carbone comme marqueur de pyrolyse (température). La non-juxtaposition des quartiles de taux de carbones en fonction de la température de combustion appuie cette dernière proposition.

III.1.4. Discussion

III.1.4.a. *Variabilité du signal $\delta^{13}C$ intra-genre (Pinus sp.) du bois*

L'un des principaux objectifs de cette analyse était d'étudier les différences du signal $\delta^{13}C$ entre plusieurs espèces de pins issus de la même zone géographique. Cet effet du « choix de l'espèce » devait être étudié à la fois sur bois et sur charbons (pour plusieurs températures fixes).

Nos résultats ont montré que les variations du signal isotopique du bois semblent être principalement liées à des variations intra- et inter-individus plutôt qu'à des variations spécifiques liées aux espèces de pins. Cette observation est illustrée par la différence moyenne de $\delta^{13}\text{C}$ entre les arbres, pour les groupes de cernes de 1994-1996 et toutes espèces confondues, qui augmente à seulement 1,83‰ par rapport à une valeur de *Pinus sylvestris* de 1,59‰ (espèce avec le gap le plus élevé). Plus encore, l'écart des moyennes entre les espèces est inférieur à 0,5‰ avec au minimum 3 individus analysés pour une espèce (6 carottes). Dans une étude, fondée sur un jeu de données isotopiques montrant une normalité des données $\delta^{13}\text{C}$ entre 100 individus de *Pinus sylvestris* L. d'un même site d'échantillonnage, les auteurs obtiennent, par un calcul statistique *bootstrap*, une déviation standard à la moyenne de $\pm 0,23\%$ (0,46‰ de marge) pour 6 échantillons *bootstrap* avec un intervalle de confiance (95%) à 0,92‰ (Loader et al., 2013). Ainsi, notre écart de moyenne ($\approx 0,5\%$) est similaire à la marge générale de déviation standard à la moyenne obtenue pour 6 échantillons *bootstrap* calculés à partir d'une distribution normale du $\delta^{13}\text{C}$. Somme toute, sur les données de 1994-1996 (période de croissance favorable), on peut suggérer que, dans des conditions environnementales (sol, topographie, etc.) identiques et un climat tempéré/humide, le fractionnement isotopique et l'assimilation du carbone entre les espèces de pins sont similaires et le $\delta^{13}\text{C}$ est indépendant de l'espèce. Ces résultats sont cohérents avec d'autres études selon lesquelles une variabilité significative n'apparaît qu'au niveau du genre (Gagen et al., 2006; Leavitt, 2010; Ramesh et al., 1985). Des travaux antérieurs sur le signal isotopique inter-genres ont montré que la variabilité isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) pouvait atteindre jusqu'à 3‰ (Leavitt and Lara, 1994; Leavitt and Long, 1984; McCarroll and Pawellek, 1998). Plus encore, cette différence atteint 4‰ dans une étude qui comparait $\delta^{13}\text{C}$ des angiospermes aux gymnospermes (Leavitt, 2002).

Toutefois, cette hypothèse n'est pas vérifiée pour les données isotopiques des cernes issus d'une période de croissance chaud/sec (2006-2008). En effet, la forte variabilité circonférentielle (jusqu'à 2‰), ainsi que la variabilité inter-individus (jusqu'à 3‰), suggèrent qu'une contamination est intervenue. Sans analyse supplémentaire et afin d'éviter la surinterprétation, ces résultats ont été écartés de l'interprétation. Néanmoins, cette contamination ne semble intervenir que pour le bois (pas visible pour les charbons) et suggère un contaminant thermosensible non-soluble dans le toluène-éthanol (pré-traitement). La possibilité d'une contamination par la colle à bois, au moment de fixer l'extrémité de la carotte (au niveau du cambium) pour l'interdatation, a été proposée.

III.1.4.b. Variabilité du signal $\delta^{13}\text{C}$ intra-genre (*Pinus sp.*) des charbons

Dans cette partie, nous nous intéressons principalement à l'effet de la carbonisation, à une température donnée, sur la variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ par espèce. Il apparaît que l'effet de la carbonisation semble homogène entre les espèces, avec une même évolution isotopique entre chaque pallier de température de pyrolyse. Ces similarités dans les modèles de carbonisation pour chaque espèce sont, entre autres, appuyés par le résultat non-significatif du test MANOVA non-paramétrique, appliqué sur les modèles de régression linéaire de rangs du signal isotopique en fonction de la température de pyrolyse. Ainsi, l'effet de la carbonisation n'influe pas sur les écarts isotopiques entre les échantillons de bois de départ. La variabilité isotopique est alors conservée pour chaque groupe de cernes et à toutes les températures de combustion.

Les observations et hypothèses proposées pour le signal isotopique du bois peuvent donc être reformulées pour les charbons. La différence moyenne de $\delta^{13}\text{C}$ entre les arbres, pour les groupes de cernes de 1994-1996 et 2006-2008, toutes espèces confondues, ne dépasse jamais les 2‰ ; elle est soit égale à l'écart isotopique maximum de *Pinus sylvestris* (1,49‰ à 450°C, 1,91‰ à 550°C), soit très proche (1,84‰ pour *Pinus* sp. et 1,55‰ pour *Pinus sylvestris* à 350°C). Plus encore, l'écart des moyennes entre les espèces est également inférieur à 0,5‰ à chaque température de combustion. Ainsi, sur les mêmes arguments que pour le bois, on peut suggérer qu'ici, l'enregistrement isotopique est indépendant de l'espèce et que, par ailleurs, aucun biais supplémentaire n'est ajouté pendant une carbonisation uniforme (même température de pyrolyse).

Au contraire du bois, la variabilité du signal isotopique a pu être étudiée pour les charbons issus des cernes de 2006-2008. Pour la suite de la discussion, la valeur anecdotique très faible pour *Pinus nigra* à 550°C est écartée. L'hypothèse d'une contamination ponctuelle pendant l'analyse est proposée (poussière, etc.). La variabilité circonférentielle pour les charbons de bois des cernes de 2006-2008 est similaire à celle des charbons de bois de 1994-1996, avec des valeurs $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{ab}}$ inférieures à 1‰. Cependant, la différence moyenne de $\delta^{13}\text{C}$ entre les arbres, pour les groupes de cernes de 2006-2008 et toutes espèces confondues, ne dépasse jamais les 2,13‰ ; elle est soit égale à l'écart isotopique maximum de *Pinus sylvestris* (2,13‰ à 350°C, 1,76‰ à 450°C) soit très proche (2,13‰ pour *Pinus* sp. et 1,96‰ pour *Pinus sylvestris* à 350°C). La véritable différence entre les charbons de cernes de 1994-1996 et 2006-2008 concerne l'écart des moyennes $\delta^{13}\text{C}$ pour chaque espèce. En effet, si l'écart des moyennes entre *Pinus halepensis* et *Pinus sylvestris* ne dépasse pas les 0,2‰ (toutes températures confondues) et reste concordant avec les observations de 1994-1996, les faibles valeurs isotopiques obtenues pour *Pinus nigra* éloignent considérablement son $\delta^{13}\text{C}$ moyen de ceux des autres pins jusqu'à 1,02‰ à 450°C (0,68‰ à 350°C, 0,88‰ à 450°C). Cette différence entre *Pinus nigra* et *Pinus halepensis*/*Pinus sylvestris* est, par ailleurs, responsable des résultats positifs (significatif, H0 rejeté) du test de Kruskal Wallis entre les valeurs isotopiques des charbons de 2006-2008 brûlés à 350°C et 550°C.

Dans cette étude, *Pinus nigra* présente une faible variabilité isotopique, que ce soit pour la variabilité circonférentielle ou la variabilité absolue du $\delta^{13}\text{C}$, et ceci à la fois pour les cernes de 1994-1996 et 2006-2008. Cette différence avec les deux autres espèces de pins peut s'expliquer par le biais de l'échantillonnage. En effet, on observe un spectre de taille (hauteur, circonférence) moins grand pour *Pinus nigra* que pour les deux autres pins. Plus encore, les individus de *Pinus nigra* présentent une faible gamme d'âge comparée aux deux autres pins. On rappelle qu'ici, l'effet juvénile a été écarté de l'étude (impact maximum inférieur à 0,2‰ pour les cernes de 1994-1996 et inférieur à 0,1‰) (Gagen et al., 2007; Gagen et al., 2008). Cependant, une différence de la réponse physiologique aux changements du climat, selon l'âge, peut être intervenue sur nos valeurs (McKenzie et al., 2018). La divergence de la réponse physiologique entre jeunes ou vieux arbres est observée, par exemple, suite à un incendie et se retrouve alors dans le signal $\delta^{13}\text{C}$ (Battipaglia et al., 2014). Ces biais d'échantillonnage peuvent partiellement être responsables des valeurs isotopiques, relativement basses, observées sur les charbons des cernes de 2006-2007.

En somme, si le signal isotopique des charbons issus des cernes de 1994-1996 (condition tempérée/humide favorable à la croissance du pin) suggère que le $\delta^{13}\text{C}$ est indépendant de l'espèce (en conditions environnementales identiques), les données isotopiques obtenues pour les charbons issus des cernes de 2006-2008 indiquent une possible dépendance entre le signal isotopique et l'espèce. Malgré tout, l'effet de carbonisation est homogène (pour chaque température de pyrolyse) et la variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ intra-espèce maximum est toujours équivalente ou similaire à la variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ inter-espèces (pour chaque température et chaque groupe de cernes). L'utilisation d'un signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ de *Pinus* sp., indépendant de l'espèce, serait donc justifiée.

III.1.4.c. Discussion autour de l'effet de la combustion sur le signal climatique du $\delta^{13}\text{C}$ intra-genre (*Pinus* sp.) des charbons

L'effet de la carbonisation sur le signal climatique n'a pu être observé qu'entre 350°C et 550°C compte tenu du risque de contamination des échantillons témoins des cernes de 2006-2008. Toutes espèces confondues, l'effet de la carbonisation conserve l'information climatique (représenté ici par $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 07-95}$). On note toutefois une légère augmentation de l'écart isotopique entre les groupes de cernes à 550°C pour *Pinus sylvestris* et *Pinus nigra* (<0,2‰). La conservation du signal climatique pour une même température de combustion s'accorde avec les précédentes études sur le sujet pour plusieurs espèces (*Pinus* sp., *Quercus* sp., *Eucalyptus* sp., *Podocarpus* sp., et autres angiospermes) et autres angiospermes (Aguilera et al., 2012; Ferrio et al., 2006; Hall et al., 2008; Resco et al., 2011; Turney et al., 2006; Voltas et al., 2008).

Le signal climatique observé entre les groupes de cernes de 1994-1996 et 2006-2008 indique une dégradation du climat qui concorde avec les données dendrologiques et météorologiques (diminution de la disponibilité en eau et augmentation de la température). Si dans l'ensemble les données indiquent tous un $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin } 07-95}$ moyen positif supérieur ou égal à 0,6‰, on observe une légère différence entre *Pinus halepensis* et les deux pins « montagnards », avec des valeurs moyennes plus faibles pour *Pinus nigra* et *Pinus sylvestris* (-0,34‰ et -0,25‰ respectivement). Cette disparité tend à montrer une moins forte sensibilité de *Pinus halepensis* à l'augmentation de la chaleur et/ou de la sécheresse. Une récente étude sur différentes pinèdes (suivant un gradient altitudinal) a montré une sensibilité isotopique similaire à la sécheresse pour différentes espèces de pins issus de la même ceinture altitudinale de végétation (dont *P. nigra* et *P. sylvestris*) (Shestakova et al., 2017a). Plus encore, les différences de sensibilité aux variations climatiques entre les espèces issues d'étages de végétation distincts (basse altitude et moyenne altitude) tendent à s'estomper, plus le réchauffement climatique augmente (sensibilité à la sécheresse accrue et dominant dans la croissance des plantes). Toutefois, *Pinus halepensis* se démarque, malgré tout, par une tolérance à la sécheresse plus importante (ceinture altitudinale plus basse que les autres pins dans cette étude), qui subit de longues périodes de stress hydrique (Shestakova et al., 2017a).

Somme toute, considérant la faible différence entre les valeurs absolues du $\delta^{13}\text{C}$ inter-espèces dans notre étude, nous proposons que la différence de la réponse isotopique aux changements climatiques, entre les espèces de pins originaires d'une même zone géographique, est négligeable. Cette hypothèse est également proposée dans une étude de l'impact de la disponibilité en eau sur le signal isotopique du *Pinus radiata* et *Pinus pinaster*. Cette étude montre des variations similaires

ente le $\delta^{13}\text{C}$ des pins avec un potentiel hydrique (Ψ) commun. Une différence isotopique entre espèces de 0,5‰ est toutefois observée et est assimilée à une plus grande pénétration potentielle des racines de *Pinus pinaster* (Warren et al., 2001). Enfin, une autre étude réalisée dans les alpes arrive également aux mêmes conclusions entre *Pinus uncinata* et *Pinus sylvestris* (Gagen et al., 2006).

III.1.4.d. Synthèse de l'effet de la combustion sur le signal isotopique et le potentiel d'un signal $\delta^{13}\text{C}$ mixte « Pinus sp. » comme proxy climatique

L'effet de la carbonisation est similaire pour tous les échantillons et pour toutes les températures de pyrolyse testées. L'effet de la carbonisation sur la variabilité intra-individu ou même inter-individus est négligeable et apparaît indépendant de l'espèce de pin échantillonné. Dans le cas où les charbons sont issus de bois ayant eu des croissances différentes (2006-2008 et 1994-1996), l'évolution de l'effet de la carbonisation sur le signal isotopique reste négligeable. Ainsi, la pyrolyse, à une température fixe, ne déforme pas l'enregistrement climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ qui peut être utilisé.

D'un point de vue chimique et isotopique, ces résultats reflètent le modèle général de carbonisation préétablie, où l'importance des différences chimiques du bois selon les espèces et les saisons de croissances sont négligeables. L'appauvrissement général en ^{13}C avec l'augmentation de la température (jusqu'à 550 °C) peut s'expliquer par différentes phases de la pyrolyse du bois, modélées par les températures de combustion des composants du bois (Bird and Gröcke, 1997; Czimeczik et al., 2002; Hall et al., 2008; Jones and Chaloner, 1991; Rousset, 2004; Steinbeiss et al., 2006; Turney et al., 2006). Jusqu'à environ 150-200 °C, la perte de substances volatiles telles que les lipides appauvrit le ^{13}C et entraîne une faible hausse de $\delta^{13}\text{C}$. Alors qu'à des températures plus élevées, le $\delta^{13}\text{C}$ diminue sous l'effet de la perte de polymères enrichis en ^{13}C (hémicellulose au-dessus de 180 °C, cellulose au-dessus de 340 °C). Ce phénomène est accentué par l'enrichissement de la lignine appauvrie en ^{13}C (Czimeczik et al., 2002; Turekian et al., 1998; Turney et al., 2006). Cette dernière étape, correspond à la diminution d'environ 0,8‰ entre 0°C et 450°C observée pour les échantillons 1994-1996 et 0,37‰ entre 350°C et 450°C pour les échantillons 2006-2008. Enfin, pendant la dernière étape, entre 500 °C à 600 °C, la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ s'affaiblit et correspond à une élimination de la cellulose résiduelle et d'une partie de la lignine (Czimeczik et al., 2002). Elle correspond, dans notre étude, à une diminution entre -0,07 et -0,36‰ (2006-2008 et 1994-1996 respectivement) entre 450°C et 550°C.

De plus, la pyrolyse à haute température induit une diminution de la masse relative et une augmentation du taux de carbone avec la température indépendante de la masse de bois de départ, de l'espèce et des conditions dans lesquelles s'est formé le bois. Les proportions relatives de carbone reflètent ainsi la température de carbonisation à laquelle le bois a été soumis. Selon Ferrio et al (2006), les différences induites par la pyrolyse (jusqu'à 1,5‰ à 500 °C en moyenne) peuvent être corrigées en fonction de la concentration de carbone dans le charbon de bois (%C = température de combustion). Par ailleurs, les données obtenues sur *Pinus halepensis* dans la dépression de l'Èbre (péninsule ibérique NE) (Ferrio et al., 2006), et nos résultats montrent la même tendance du signal isotopique et du taux de carbone. Toutefois, on note dans l'absolu une diminution plus faible du signal isotopique ici (-1,05‰ entre 25°C à 550°C) avec également

des valeurs de %C plus élevées à 25 °C par rapport à Ferrio (*Ibid*) (peuvent être attribuées au prétraitement de nos échantillons). Ainsi, nos résultats apportent des données complémentaires à celles de Ferrio (*Ibid*) et complètent le modèle basé sur le %C pour corriger le $\delta^{13}\text{C}$ de l'effet de la carbonisation. Plus encore, les résultats de notre étude suggèrent que le modèle de correction peut s'appliquer pour l'ensemble des charbons de pins (*Pinus* sp.). Malgré tout, l'effet de la combustion reste inférieur pour nos valeurs au-dessus de 400°C et questionne la précision du modèle pour des températures plus élevées.

III.1.5. Conclusions

La compréhension de la variabilité isotopique propre à un individu (de la même espèce ou non), par rapport à la variabilité isotopique liée aux climats, est préalable à l'application de la méthode. Ainsi dans cette partie, nous nous sommes focalisés sur la création d'un référentiel actuel du $\delta^{13}\text{C}$, fondée sur une approche méthodologique rigoureuse. Cette dernière renferme à la fois des données issues du bois, mais aussi, par l'intermédiaire d'un protocole de carbonisation à plusieurs paliers fixes, des données originales sur le signal isotopique enregistré par les charbons de bois.

Les données issues de cette étude ont ainsi permis de faire ressortir plusieurs points essentiels dans l'objectif d'une utilisation du signal isotopique des charbons archéologiques :

(i) les variations isotopiques du signal (hors climat) sont davantage dues à des variations naturelles intra- et inter-individus plutôt qu'à des différences entre espèces (*Pinus* sp.). La réponse isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ (relative et absolue) aux changements climatiques est identique entre les espèces de pins issus d'une même zone géographique.

(ii) l'effet de la carbonisation est identique entre les espèces testées. Ainsi une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ spécifique à chaque pallier de carbonisation (350°C, 450°C, 550°C) est observée pour tous les échantillons. Cette uniformité dans la réponse à la carbonisation, permet de conserver l'enregistrement climatique obtenu pour le $\delta^{13}\text{C}$ du bois lors de la carbonisation, à condition que cette dernière soit mono-paramétrique (mêmes conditions de pyrolyse).

(iii) enfin, nos résultats confortent la proposition d'un modèle de correction du $\delta^{13}\text{C}$ fondé sur l'augmentation du taux de carbone dans le charbon de bois (%C) au cours de la pyrolyse.

La question des températures de carbonisation et de leurs effets sur le signal isotopique est cruciale pour l'étude des charbons de bois archéologiques. Le modèle de correction du $\delta^{13}\text{C}$ fondé sur le % de carbone permet de s'affranchir de cette première limite pour l'application de la méthode aux contextes archéologiques, toutes périodes confondues. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus sur d'autres taxons (*Pinus* sp, *Quercus* sp.) (Aguilera et al., 2012; Ferrio et al., 2006). L'homogénéité des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ obtenues pour quatre espèces de pins testés, permet de s'affranchir de l'impossibilité de discriminer anatomiquement les espèces issues genre *Pinus*, taxon majoritaire des assemblages anthracologiques pléistocènes. Ainsi, si l'on considère

les similarités entre les réponses isotopiques des différentes espèces de pins issus d'une même zone géographique, aux changements climatiques, mais aussi l'évolution uniforme du $\delta^{13}\text{C}$ sous l'effet de la carbonisation, il est possible d'utiliser le signal isotopique « mixte » issu des charbons archéologiques de plusieurs espèces de pins (*Pinus* sp.) comme proxy climatique.

Toutefois, avant de pouvoir être appliqué systématiquement aux vestiges archéologiques, il sera nécessaire d'élargir le référentiel dans l'espace pour tenir compte d'autres contextes biogéographiques. Plus encore, nous rappelons ici que seule la variabilité circonferentielle a été prise en compte comme variabilité inter-individus. Or, la variabilité isotopique pourrait être plus élevée en tenant compte des autres parties de l'arbre (comme les racines ou les branches). En effet, l'assimilation du carbone dans la plante peut différer entre les organes et à l'intérieur des organes eux-mêmes (Hall et al., 2008; Leavitt, 2010). Une étude de variabilité intra-individu tenant compte de toutes les parties anatomiques devra être envisagée.

Enfin, ici, la question du bois juvénile n'a pas été prise en compte (étude d'échantillons de plus de 30 ans). Cependant, ce dernier provoque une diminution connue du signal isotopique pour les premiers cernes formés par l'arbre (Gagen et al., 2006). De plus, la composition chimique de ces mêmes cernes est différente (plus riche en cellulose et en minéraux) et peut jouer un impact sur la carbonisation (Van Lith et al., 2008; Yeh et al., 2006). L'étude de l'impact du bois juvénile dans un signal $\delta^{13}\text{C}$ mixte devra également être approfondie.

III.2. Etude de la réponse climatique du $\delta^{13}\text{C}$ dans les charbons de différentes populations de Pins sylvestres issues de zones géographiques hétéroclites

III.2.1. Corpus d'étude

III.2.1.a. *Choix des sites et échantillonnage*

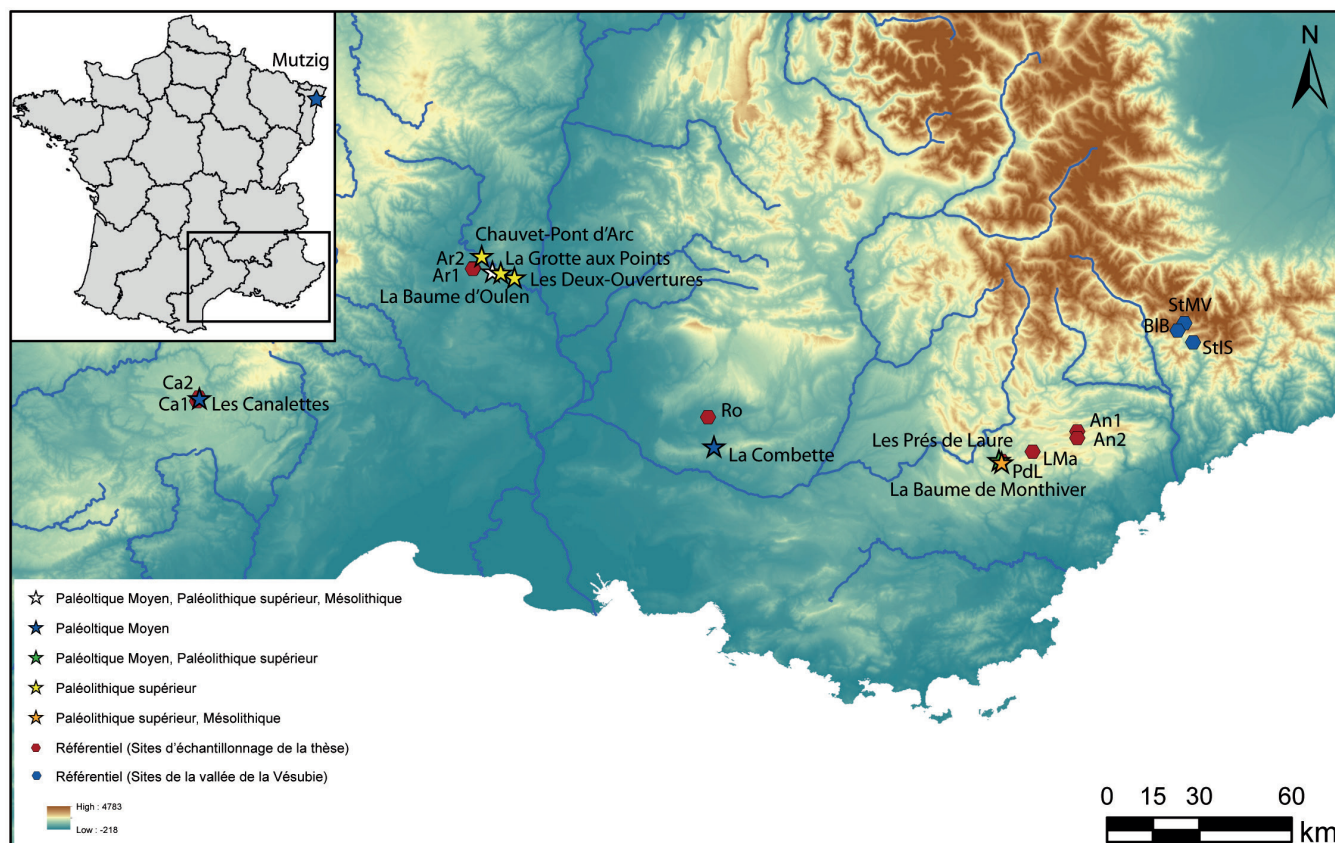


Figure C2.III.2-1) Carte représentant les sites du référentiel (sites de la thèse et sites de l'étude dans la vallée de la Vézère), avec les sites archéologiques étudiés dans le cadre de cette thèse en complément.

Dans cette partie, nous avons élargi notre référentiel à 5 zones géographiques supplémentaires, dont 3 divisées en 2 sous-zones géographiques (Figure C2.III.2-1). Ce qui monte le nombre total de sites d'échantillonnage à 9, le site Roussillon compris. Les nouvelles zones d'échantillonnage se répartissent sur une grande partie du Sud-Est de la France. Elles ont été sélectionnées pour leurs particularités environnementales et climatiques, mais aussi pour leurs proximités avec plusieurs sites archéologiques (étudiés dans le cadre de cette thèse) :

- Sud de l'Ardèche, Bas Vivarais (Ar) : la zone d'échantillonnage se situe dans le département de l'Ardèche, entre les communes de Vagnas (07150) et Labastide-de-Virac (07150). La zone géographique sélectionnée est représentée par une pinède méso-méditerranéenne dominée par le

Pin sylvestre (*Pinus sylvestris* L.), quand l'essentiel du Bas Vivarais (surtout Sud) est majoritairement représenté par des taillis de chênes verts (*Quercus ilex*) associés, dans les milieux forestiers les mieux protégés, à du chêne pubescent (*Quercus pubescens* Willd.). Les quelques futaies de conifères retrouvées sont généralement d'origine artificielle et représentées par du pin noir d'Autriche (*Pinus nigra* subsp. *nigra* Arn.) ou du pin laricio (*Pinus nigra* subsp. *Larico* Maire). La zone d'étude est divisée en deux sites d'échantillonnage séparés par 300m de distance. Ces deux sites sont situés sur le même plateau de calcaire Eocène et se distinguent principalement par leurs positions dans la pinède. Le premier site est situé au milieu du boisement (44°21'07"N 4°22'47"E ; 210m) alors que le deuxième site se trouve à la lisière Est à 5m du ruisseau de la Planche (44°20'58"N 4°22'38"E ; 210m).

Dans le cadre de notre référentiel, cette zone d'échantillonnage se démarque par son environnement xérique et chaud (type méditerranéen), qui induit une contrainte climatique importante pour le Pin sylvestre. La zone est située à proximité de l'ensemble des sites archéologiques des « gorges de l'Ardèche » (à moins de 5km de la Grotte de Chauvet et de la Baume d'Oullen, à moins de 10km de la Grotte des Deux Ouvertures et de la Grotte aux Points).

- Les Causses du Larzac (Ca) : La zone d'échantillonnage se situe dans le département de l'Aveyron, à l'Est de l'Hospitalet-du-Larzac (12230) et en hauteur de la vallée du Nant. Deux sites d'échantillonnage en zone supra-méditerranéenne ont été sélectionnés, séparés par plus d'1km. Le premier site, se situe sur le plateau, à la bordure Est de la forêt domaniale (43°58'17" N 3°15'03"E ; 690m). Soumise aux influences montagnardes, la végétation est relativement ouverte avec un boisement lâche de Pins sylvestres (*Pinus sylvestris* L.) et quelques chênes pubescents (*Quercus pubescens* Willd.), entourés par un paysage austère de pelouses sèches. Située sur des dolomies du Bathonien, la zone est favorable à l'érosion karstique et le sol y est peu développé et caillouteux. Le deuxième site d'échantillonnage est situé au cœur de la forêt (43°58'55"N 3°15'33"E ; 690m), dans une zone à dolines avec l'incision principale réalisée par le Durzon. L'environnement est plus humide avec une forêt de Pins (*Pinus sylvestris* L.) plus développée et associée à une proportion de chênes (*Quercus pubescens* Willd.) plus importante que précédemment. Le sol y est plus développé et repose sur des argiles issues de la décarbonation des calcaires du jurassique et/ou de la décomposition des dolomies.

Dans le cadre de notre référentiel, cette zone d'échantillonnage est à l'interface des influences méditerranéennes, atlantiques et montagnardes. Elles permettent de rendre compte d'un climat relativement froid, où les précipitations sont irrégulières. De plus, la géologie de la zone favorise la formation de Karsts (érosion et infiltration des eaux importantes) et diminue la disponibilité en eau. Malgré tout, cette plateforme, à relief tubulaire, est bordée par des dépressions ou dolines favorables à la formation des sols. Elle permet alors la comparaison, dans une même zone géographique, de deux sites aux potentiels hydriques différents. Les deux sites d'échantillonnage sont situés, respectivement, à moins de 500m et moins d'1,5 km du site moustérien de la Combette.

- La commune d'Andon (An) : la zone d'échantillonnage se situe dans les Alpes-Maritimes, sur la partie nord de la commune d'Andon (06750). Elle appartient aux Préalpes et est enclavée

dans une vallée dont l'altitude varie d'environ 700m (911-1649m) à l'étage de végétation supra-méditerranéenne. L'ensemble de la zone est dominé par le Pin sylvestre (*Pinus sylvestris* L.). Une nouvelle fois, la zone est divisée en deux sites d'échantillonnage, séparés par environ 1km. Le premier site d'échantillonnage se situe sur le col de Bleine, au nord d'Andon, à la lisière de la forêt domaniale de Bleine (43°48'59"N 6°48'21"E ; 1450m). Le site est en pente (environ 30°) sur un substrat calcaire du Jurassique et le sol est peu développé et caillouteux. Représenté par un milieu ouvert, il est particulièrement soumis aux influences montagnardes des Alpes venues du nord. Le deuxième site se situe en fond de vallée, à l'intérieur de la forêt, à proximité de deux lacs et d'une rivière (43°47'49"N 6°48'22"E ; 1120m). Ce site est relativement plus humide que le précédent et renferme plus d'essences secondaires (chênes et ripisylve aux abords de la rivière et des lacs). Le sol y est développé et se forme sur des dépôts limoneux issus des débordements de la rivière qui incisent des calcaires crétacés.

Dans le cadre de notre référentiel, cette zone d'échantillonnage permet de rendre compte d'un milieu de moyenne altitude avec des influences montagnardes et méditerranéennes. De plus, le relief de la zone permet de varier les paramètres climatiques et environnementaux des sites d'échantillonnage, entre fond de vallée plus humide et relativement tempéré, puis haut de vallée associé à un climat et un environnement plus rigoureux (froid, vent, pente, etc.).

- La commune de La Martre (LMa) : la zone d'échantillonnage se situe également dans les Préalpes varoises, à une quinzaine de kilomètres à l'Est de la précédente zone, sur la commune de La Martre (83840) et dans l'étage de végétation supra-méditerranéenne. Cette fois-ci, la zone n'est représentée que par un site d'échantillonnage. Le site se situe le bord de la rivière, dans la zone de la ripisylve de l'Artuby (43°45'49.5"N 6°37'20.5"E ; 1010m). Le site est donc composé, en grande partie, d'essences ripicoles (*Salix* sp., *Populus* sp.) et d'autres angiospermes (ex : *Quercus* sp.). Mais le pin sylvestre est également bien représenté sur les berges en pente (40° à 60°). Le sol est très caillouteux et moyennement développé.

Dans le cadre de notre référentiel, cette zone d'échantillonnage, avec les mêmes influences méditerranéennes et montagnardes que la précédente, se démarque par sa forte proximité de la rivière avec un échantillonnage à moins de 10m dans la ripisylve. La présence d'une essence à tendance xérophile, dans un milieu humide, souligne l'importance des propriétés édaphiques des pentes de berge. La zone se situe à environ à 5km du site moustérien de la Chapelle Sainte-Pétronille (non étudiée dans le cadre de la thèse).

- Les Prés de Laure (PdL) : la zone d'échantillonnage se situe une nouvelle fois dans les Préalpes varoises, à environ une dizaine de kilomètres à l'Est du précédent site d'échantillonnage, sur le lieu-dit du Jabron de la commune de Comps sur Artuby (83840), à l'étage de végétation supra-méditerranéenne. La zone est représentée par un seul site d'échantillonnage situé sur le bas des flancs de monts des baumes, surplombant les Prés de Laure et le site archéologique éponyme du Paléolithique supérieur (43°44'19"N 6°29'44"E ; 800m). La végétation sur les flancs est principalement représentée par du pin sylvestre (*Pinus sylvestris* L.), complétée par quelques feuillus sporadiques (*Quercus* sp., *Buxus* sp., *Acer* sp.). Le site d'échantillonnage est représenté par un bas de

pente de faible inclinaison (20°), avec un sol moyennement développé et fortement caillouteux. Le substrat correspond à des colluvions issues du massif de calcaire jurassique sus-jacent.

Dans le cadre de notre référentiel, cette zone d'échantillonnage, située aux abords de la plaine alluviale de la moyenne vallée du Jabron, est une nouvelle fois l'occasion de consolider l'étude d'un environnement aux influences montagnardes et méditerranéennes, avec ici, des pentes douces et une vallée plus basse que les précédents sites préalpins. En plus de surplomber le site des Prés de Laure (Paléolithique supérieur) précédemment mentionné, la zone se situe sur le relief où se trouve la Baume de Monthiver (Paléolithique supérieur – Mésolithique).

Dans cette étude, l'accent a été mis sur le nombre de sites échantillonnés. Le nombre d'individus échantillonnés par site a donc été réduit à deux pins sylvestres (*Pinus sylvestris* L.), eux-mêmes représentés par deux séries dendritiques (carottes). Les carottes sont une nouvelle fois prélevées à la tarière (5mm de diamètre) et un échantillon représentatif du sol est récolté sur chaque site d'échantillonnage. Les carottes sont stockées et maintenues dans des demi-pailles en plastique à l'air libre.

III.2.1.b. Données météorologiques et choix des cernes étudiés

Au total, les données météorologiques ont été obtenues pour 8 stations de Météo-France. Comme pour l'étude du site de Roussillon, ces stations sont regroupées en deux grandes catégories : (i) les stations locales, qui sont à proximité des zones étudiées, mais qui possèdent un enregistrement météorologique récent ; (ii) les stations subrégionales à régionales, qui sont plus éloignées des sites d'échantillonnage, mais qui possèdent un enregistrement météorologique plus complet et sur des temps plus longs. Tous les sites d'échantillonnage n'ont pas de station locale et plusieurs sites présentent les mêmes stations régionales. Les données obtenues, dans le cadre de cette étude, sont focalisées sur la pluviométrie (mm/m²/mois ou mm/m²/an) et la température moyenne (°C).

Les stations météorologiques utilisées pour chaque site sont : (i) pour l'Ardèche (Ar), une station unique à Bessas (Bes), station régionale à proximité du site), (ii) pour les Causses (Ca), les stations de Millau-Larzac (M-L, station locale) et de Millau (Mil, station régionale), (iii) pour Andon (An), les stations de Le Mas (Mas, station locale) et de Castellane (Cas, station régionale), (iv) pour La Martre (LMa), les stations de La Martre (LMa, station locale) et de Castellane (Cas, station régionale), (v) pour les Prés de Laure (PdL), les stations de Comps sur Artuby (CsA, station locale), de La Martre (LMa, station locale) et de Castellane (Cas, station régionale).

Au contraire de l'étude sur Roussillon, les cernes ont été sélectionnés uniquement sur la base des données météorologiques, avant l'étude dendrochronologique. Le choix s'est réalisé de sorte que, les cernes récoltés aient poussé dans des conditions pluviométriques comparables, en absolu ou en relatif. Dans de nombreux exemples, la disponibilité en eau est l'un des facteurs majeurs qui impactent le $\delta^{13}\text{C}$. Ainsi, la lecture de la variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ entre les sites peut s'affranchir de l'effet des précipitations et se concentrer sur les paramètres annexes (environnement du site, température, etc.). Afin d'inclure le site de Roussillon dans l'étude, les paramètres pluviométriques ont été calculés à partir de ce dernier : (i) la pluviométrie de 1994-1996 pour les conditions optimales, soit

environ 1050mm/m²/an pour la pluviométrie absolue (médiane entre les deux moyennes locales de la pluviométrie, à 2 stations et 4 stations) et environ 1,2 pour une pluviométrie relative calculée par rapport aux précipitations des 50 dernières années (données obtenues à l'échelle régionale, station de Marignane), (ii) la pluviométrie de 2006-2008 pour les conditions sèches, soit environ 700 mm/m²/an pour la pluviométrie absolue (médiane entre les deux moyennes locales de la pluviométrie, à 2 stations et 4 stations) et environ 0,8 pour une pluviométrie relative calculée par rapport aux précipitations des 50 dernières années (données obtenues à l'échelle régionale, station de Marignane).

Pour chaque site, 4 groupes de trois cernes consécutifs sont récoltés. Ces derniers sont choisis, de sorte que la moyenne pluviométrique des années sélectionnées (absolue ou relative) correspondant au mieux à celle calculée pour le site Roussillon. Comme pour ce dernier, la moyenne absolue de la pluviométrie est obtenue à partir des données de la station météorologique la plus proche, alors que la moyenne relative est obtenue à partir de la station régionale (nécessité des données sur au moins 50ans). On précisera que pour la zone d'échantillonnage d'Andon, le manque de valeurs météorologiques locales, a conduit à utiliser les données de la station de Castellane à une dizaine de kilomètres au nord-est. Malgré tout, le groupe de trois cernes sélectionnés (2004-2006) recoupe chronologiquement les groupes récoltés pour les autres stations (2005-2007 ou 2006-2008).

Les choix des cernes sont représentés dans le tableau ci-dessous (Tableau C2.III.2-1) pour chacun des sites et chacune des valeurs pluviométriques recherchées.

Condition recherché	Données	Ardèche (Ar)	Causse (Ca)	Andon (An)	La Martre (LMA)	Prés de Laure (PdL)	Roussillon (Ro)
Humide (valeur absolue) -> mm/m ² /an	Année	2009-2011	2012-2014	2007-2009	1991-1993	1991-1993	1996-1998
	Pluviométrie	999,7	1084,9	1081,0	1047,9	1047,9	1050,0
	Station	Bes	M-L	Mas	LMA	LMA	local
Humide (valeur relative) -> 3ans / 50ans	Année	2014-2016	1998-2000	1995-1997	1995-1997	1995-1997	1996-1998
	Pluviométrie	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
	Station	Bes	Mil	Cas	Cas	Cas	Mar
Sec (valeur absolue) -> mm/m ² /an	Année	2005-2007	2005-2007	2004-2006	2005-2007	2005-2007	2006-2008
	Pluviométrie	805,2	769,9	753,4*	750,9	754,0	700,0
	Station	Bes	M-L	Cas	LMA	Comps	local
Sec (valeur relative) -> 3ans / 50ans	Année	2005-2007	2005-2007	1989-1991	1987-1989	1987-1989	2006-2008
	Pluviométrie	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,8
	Station	Bes	Mil	Cas	Cas	Cas	Mar

Tableau C2.III.2-1) Tableau synthèse des groupes de cernes sélectionnés pour chaque site et des données météorologiques obtenues pour ces mêmes chronologies. « * » correspond à une valeur régionale absolue de la pluviométrie (valeur locale approchante).

En complément des données de pluviométrie utilisées pour la sélection des cernes, plusieurs données météorologiques ont été calculées pour chacun des groupes de cernes. Ainsi, pour donner un aperçu de la variabilité de la pluviométrie au cours des trois années, l'écart maximum entre les trois moyennes annuelles est calculé, à la fois à partir des données météorologiques locales et régionales. Dans le même temps, la pluviométrie moyenne au printemps (mars à juin) est calculée en complément, à l'aide des données régionales (pour avoir une donnée comparable sur l'ensemble des années sélectionnées). Par ailleurs, on calcule également la différence entre la température moyenne annuelle sur les trois années par rapport à la normale des 30 dernières années. Ce calcul est réalisé avec les données météorologiques régionales (données continues nécessaires sur 30 années). Dans la même logique, la différence entre la température moyenne des années sélectionnées et celle sur 30 ans a été calculée, pour les températures en été (juin à septembre) et pour les températures en hiver (décembre à mars).

III.2.2. Protocole d'étude

III.2.2.a. État des carottes et dendrochronologie

Comme il a été mentionné précédemment, les carottes ont été séchées sur des demi-pailles en plastique à l'air libre. À la suite de ce stockage, un début de formation de champignons visibles à l'œil nu a été observé sur plusieurs carottes. L'étanchéité des pailles a pu favoriser le mauvais séchage des carottes et l'apparition de ces champignons. Ce phénomène a été considéré comme d'origine naturelle (séchage à l'air libre) et pris en compte dans l'étude. Un ponçage prononcé sur l'ensemble de la surface exposée des carottes a toutefois été réalisé pour supprimer les champignons. Seule une carotte (prélevée sur le site de la Martre) a été retirée de l'étude, en raison d'un développement trop important des champignons (plus de matière).

Comme pour le site de Roussillon, un ponçage abrasif important a été réalisé sur le plan supérieur de la carotte (avec trois tailles de grains ; 240, 400, 600) (Chapitre 2 ; III.1.2.a). Le comptage des cernes et l'interdatation (Briffa and Jones, 1989) est ensuite réalisé avec le banc de mesure de dendrochronologie LINTAB équipé d'un stéréoscope et connecté au logiciel TSAP Win (Rinntech, 2007).

III.2.2.b. Préparation, combustion et Prétraitement des échantillons avant l'analyse isotopique

Tous les groupes de cernes présentés précédemment sont prélevés avec un scalpel, puis chacun des groupes est divisé en deux sous-échantillons dans le sens de la longueur (les trois cernes sont représentés dans chaque sous-échantillon). Compte-tenu de la régularité de l'effet de la combustion au-dessus de 350°C dans l'étude précédente (site de Roussillon), nous avons décidé dans cette étude de nous focaliser sur le premier pallier de carbonisation (transformation du bois en charbon). Ainsi, le premier sous-échantillon est conservé comme témoin alors que le deuxième est utilisé pour obtenir un charbon par pyrolyse. Cette dernière est réalisée avec la même instrumentation que dans la première étude (« four à moufle », dans de l'aluminium, dans du sable) (Chapitre 2 ; III.1.2.b). Le bois est chauffé à 350°C pendant 30 min. Le protocole de

broyage est également le même que pour l'étude précédente, avec un broyage au mortier et au pilon pour les charbons, ou un broyage à l'aide d'un broyeur à bille MM400 à l'INRA Sophia Agrobiotech (précision à 10µm) (Chapitre 2 ; III.1.2.b).

Dans l'objectif d'obtenir des données comparables avec le site de Roussillon, le même protocole de prétraitement a été mis en place. Pour rappel, ce dernier consiste en l'extraction de l'ensemble des volatiles (Cires, esters, huiles) pour se focaliser sur la cellulose et la lignine, tout en éliminant de possibles contaminations (manipulation manuelle, etc.). Le protocole, inspiré par (Green, 1963), est appliqué sur les échantillons de bois et de charbons. Ce dernier consiste en une extraction par solvant organique à l'aide d'un Soxhlet sur 1mg d'échantillon (dans un filtre de fibre en verre Whatman-1825-025). Deux étapes d'extraction successives sont réalisées, la première avec un mélange toluène/éthanol 2 : 1 (20-30 min à ébullition), puis la seconde étape d'extraction à l'éthanol également pendant (20-30 min à ébullition) (Chapitre 2 ; III.1.2.c).

III.2.2.c. Méthode d'analyses, Nomenclature des échantillons et base de données

Tous les échantillons (avec filtres) sont ensuite directement placés dans une petite feuille d'aluminium et transformés en pastille. Les analyses isotopiques sont effectuées avec le même équipement que pour Roussillon (Chapitre 2 ; III.1.2.e) : spectromètre de masse isotopique à flux continu Isoprime 100 (IRMS), couplé à un analyseur élémentaire à pyrolyse Elementar Vario Pyrocube (EA) ; laboratoire d'Océanographie de Villefranche sur mer (LOV, UMR7093 UPMC-CNRS). La procédure de calibration interne est effectuée avec des blancs et des standards certifiés de caféine (certified, AIEA-600) et calibrés au V-PDB, puis un standard secondaire calibré avec la caféine (Merck, CAS 103-84-4). En fin de run, les $\delta^{13}\text{C}$ des échantillons sont corrigés à l'aide des valeurs des standards et reportés en per mille.

L'ajout de filtres de verre pendant les manipulations complique la mesure de masse (perte fibre, incertitude sur la masse). La proportion de carbone (%C) a donc été calculée à partir des masses avant l'extraction. Les extractibles du bois (lipides, esters, etc.) ne représentent qu'une faible proportion de la masse du bois et donc des échantillons (Trouy, 2015).

La nomenclature pour les échantillons s'intègre à celle proposée pour le site Roussillon. Toutefois, l'utilisation de la dominance pour distinguer les arbres entre eux n'est pas utilisée ici (lettre « v » pour vieux ou « j » pour jeune). La nomenclature se présente donc sous la forme :

Ex : CaPs2b06 – 3

Où, « Ca » correspond au site d'échantillonnage (Ca pour Causse, Ar pour Ardèche, An pour Andon, LMa pour La Martre, PdL pour les Prés de Laure), « Ps » correspond à l'espèce de l'arbre source (ici, *Pinus sylvestris*), « 2 » correspond au numéro de l'arbre échantillonné, « 07 » correspond au groupe de cernes échantillonnés (ici, le groupe 2005 à 2007) et « 3 » correspond à la température de carbonisation (0 pour le témoin, 3 pour 350°C).

L'ensemble des données obtenues a été ajouté à la base de données isotopiques créée pour le référentiel, pendant l'étude du site Roussillon :

➤ <https://fms.cepam.cnrs.fr/fimi/webd/d13C> (code Annexe 3)

III.2.2.d. *Corrections du $\delta^{13}\text{C}$ de l'effet de l'industrialisation*

L'effet de l'industrialisation sur le $\delta^{13}\text{C}$ de la plante a été corrigé suivant la même logique que pour le site de Roussillon (Chapitre 2 ; III.1.2.g). Ainsi, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ est corrigé par comparaison du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ au moment de la croissance de la plante, avec le $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ préindustriel ($\approx -6,4\%$). On obtient (McCarroll and Loader, 2004) :

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{cor}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{plant}} - (\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} + 6.4)$$

Avec $\delta^{13}\text{C}_{\text{cor}}$, le rapport isotopique corrigé de l'effet industriel sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$.

Comme précédemment, les données isotopiques de l'étude sont des données discrètes et ne permettent pas de faire des corrections à modèle non-linéaire (McCarroll et al., 2009). La correction de l'effet de l'augmentation du CO_2_{atm} par rapport au CO_2_{atm} préindustriel (ca ; 280 ppm en 1850) est donc concentrée sur les modèles linéaires (Feng and Epstein, 1995; Kürschner, 1996; Treydte et al., 2001). Ces derniers proposent des facteurs de corrections différents de 0,007 à 0,2‰/ppm. Nous utilisons le facteur de Treydte et ses collaborateurs (2001) de 0,007‰/ppm. En plus de suivre la même correction utilisée sur le site de Roussillon, ce choix a pour objectif d'éviter une trop grande correction du $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$. Après correction, le rapport isotopique corrigé de l'effet du *ca* industriel est appelé $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ (nomenclature modifiée et adaptée de McCarroll et al., 2009). On obtient :

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{cor}} - ([\text{CO}_2]_{\text{atm}} \times 0.007)$$

III.2.3. Résultats

Dans cette partie, nous présenterons dans un premier temps les résultats bruts des données isotopiques obtenues pour les différentes populations sans combustion (25°C), puis dans un second temps, nous observerons l'impact que la combustion provoque sur ces données en les comparant avec le signal isotopique obtenu après combustion (à 350°C) des mêmes échantillons. Les résultats sont représentés par sites d'échantillonnage (ex : Ca1) et par période climatique (ex : Humide, pluviométrie « relative »). De plus, pour faciliter la lecture, ces différents climats sont représentés par 4 abréviations et 4 couleurs pour tous les « boxplots » des données obtenues : HA et bleu foncé (humide, données absolues), HR et bleu clair (humide, données relatives), SA et jaune (sec, données absolues) puis SR et orange (données relatives). Pour finir, les données moyennes par sites seront comparées avec d'autres données précédemment collectées dans le sud de la France.

III.2.3.a. *Variabilité naturelle et réponse du $\delta^{13}\text{C}$ du bois entre différents milieux*

Les premiers résultats présentés correspondent aux sites d'échantillonnage d'Andon (An) (Tableau C2.III.2-2, Figure C2.III.2-2).

Pluviométrie «recherché» (valeur relative ou absolue)	25°C			
	An1		An2	
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)
Humide «absolue» (HA)	-22,47	1,72	-23,51	0,76
Humide «relatif» (HR)	-22,71	1,64	-23,85	0,26
Sec «absolue» (SA)	-22,33	0,73	-23,58	0,64
Sec «relatif» (SR)	-22,46	0,79	-23,88	1,97

Tableau C2.III.2-2) Tableau synthèse des données isotopiques pour le site d'Andon à 25°C.

Les résultats montrent une différence de la réponse isotopique entre les sites d'échantillonnage. Cette différence se retrouve pour l'ensemble des groupes de cernes étudiés avec des valeurs isotopiques du site de An1 plus élevés de 1,04 à 1,42‰ que celles de An2. Cette différence est d'autant plus marquée que la variabilité inter-individus n'excède pas les 2‰ (1,72‰ sur le site de An1 pour les cernes des années « HA »). On précisera que cette différence semble s'intensifier entre les cernes des années « humides » et ceux des années « sèches », avec une différence de 1,04 et 1,14‰ pour 1,25 et 1,42‰ respectivement.

De plus, on observe que l'évolution du signal isotopique entre les groupes de cernes est similaire entre les deux sites, avec un $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ faible pour les cernes des années HR et un $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ relativement élevé pour les cernes des années SA. La différence entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ des cernes des années HR et SA est de 0,38 et 0,27‰ pour les sites de An1 et An2 respectivement. On note également que le signal isotopique des cernes des années HA est plus élevé que celles des années HR et que le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen des cernes des années SA est en moyenne plus faible que celui des cernes des années SR. Au contraire, la différence isotopique entre les cernes des années HA et SR est similaire sur le site d'An1 alors qu'il est relativement plus faible sur le site d'An2 (avec le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen le plus faible pour le site). On précisera que l'ensemble des différences susmentionnées est relativement faible (<0,5‰) en comparaison avec la différence du signal isotopique entre sites.

Les résultats présentés ci-dessous ne semblent pas, ou peu, être impactés par la différence de pluviométrie des années sélectionnées, à l'exception de la différence entre HR et SA. Les données climatiques complémentaires ne semblent pas corrélées avec les évolutions du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ observées. On note toutefois que l'écart de la pluviométrie annuelle est très important pour les années HR (avec une différence de près de 800mm/mm² en local).

Enfin, on remarque que les $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyens correspondant aux années 1990 (HR, SR) sont représentés par des valeurs relativement faibles, alors que les $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ relativement élevés correspondent à des cernes issus des années 2000 (HA, SA).

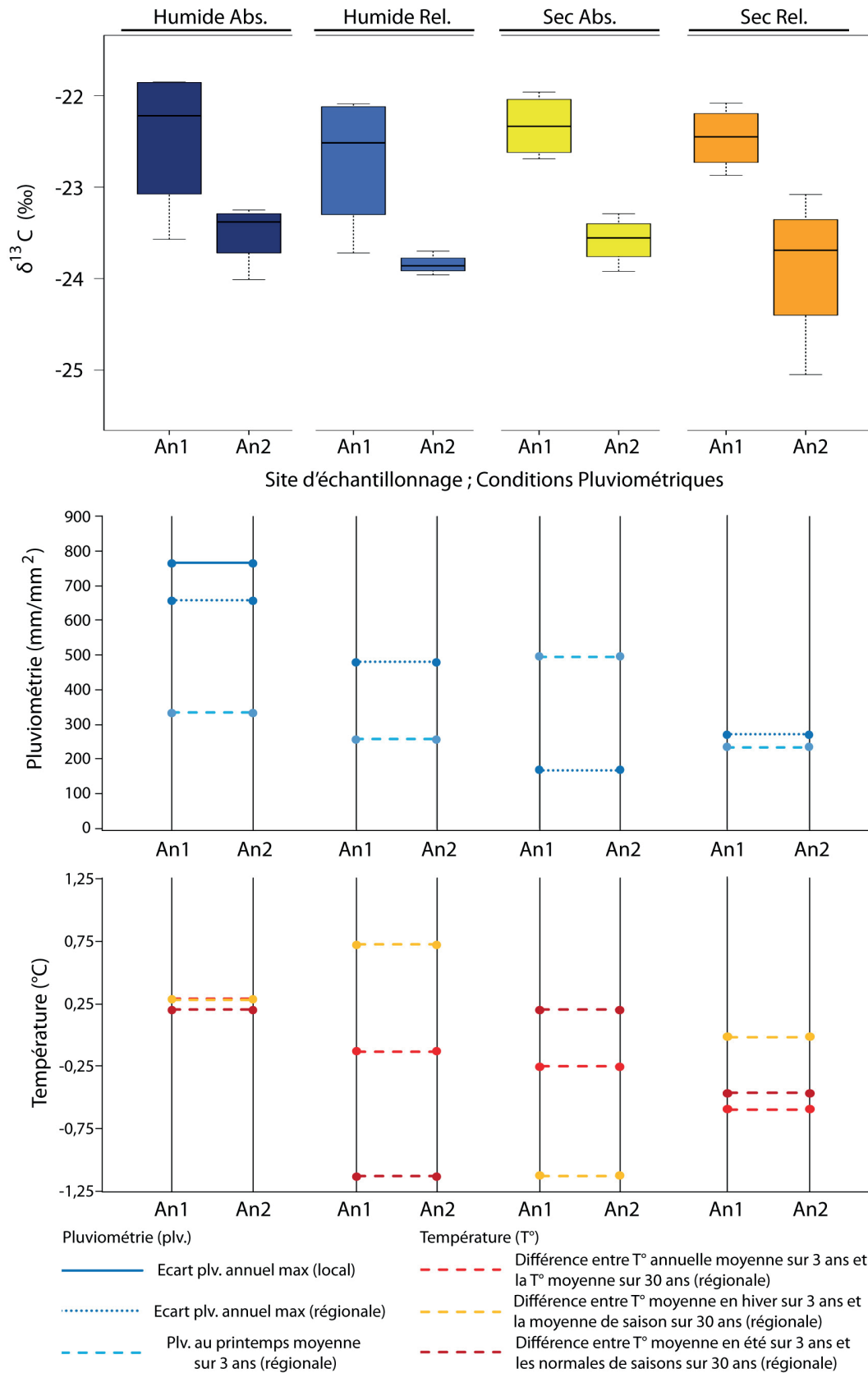


Figure C2.III.2-2) Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de bois (25°C) pour le site d'Andon (An) avec les données climatiques complémentaires relatives au site.

Les prochains résultats correspondent à ceux du site d'échantillonnage d'Ardèche (Ar) (Tableau C2.III.2-3, Figure C2.III.2-3). On rappelle que les valeurs des cernes des années SA et SR sont issues du même groupe de cernes (noté ici, années « SA/R ») ; le répliquât de la valeur n'a pour objectif que d'illustrer les conditions sèches recherchées (relatives et absolues).

Pluviométrie «recherché» (valeur relative ou absolue)	25°C			
	Ar1		Ar2	
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)
Humide «absolue» (HA)	-22,68	1,01	-23,35	1,51
Humide «relatif» (HR)	-23,06	1,61	-22,98	1,06
Sec «absolue» (SA)	-23,12	1,76	-23,16	1,57
Sec «relatif» (SR)	-23,12	1,76	-23,16	1,57

Tableau C2.III.2-3) Tableau synthèse des données isotopiques pour le site d'Ardèche à 25°C.

Au contraire du précédent site, les résultats ne montrent pas une différence récurrente entre les $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ des deux sites pour plusieurs conditions de croissance. En effet, à l'exception des cernes qui ont poussé en condition « HA », on note des valeurs isotopiques plus élevées pour le site d'Ar1 (de 0,67‰) : les différences entre sites des $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyens pour les cernes des années « HR » et « SA/R » sont négligeables (<0,1‰). On notera que dans le même temps, on observe une nouvelle fois que la variabilité inter-individus n'excède pas les 2‰ (1,76‰ sur le site de Ar1 pour les cernes des années « SA/R »).

Une nouvelle fois, le signal isotopique des cernes des années « humides » ne se démarque pas de la valeur moyenne du groupe de cernes des années « sèches ». Toutefois, on note que les valeurs météorologiques indiquent d'une part que la pluviométrie au printemps ne diffère que très peu entre les groupes de cernes et que l'écart pluviométrique sur les trois années échantillonnées est entre 400 mm/m² et plus de 500 mm/m². Par ailleurs, les températures moyennes annuelles et estivales sont plus hautes que les normales (sur 30 ans). Enfin, on note également que si les années « HR » et « SA/R » présentent des températures moyennes hivernales anormalement faibles, celles des années « HA » est presque à 1°C au-dessus de la moyenne normale de saison.

On rappelle qu'ici, l'écart entre les cernes échantillonnés n'excède pas les 11 ans, avec le groupe de cernes le plus jeune pour les années « HR » (2014-2016) et le plus vieux pour les années « SA/R » (2005-2007).

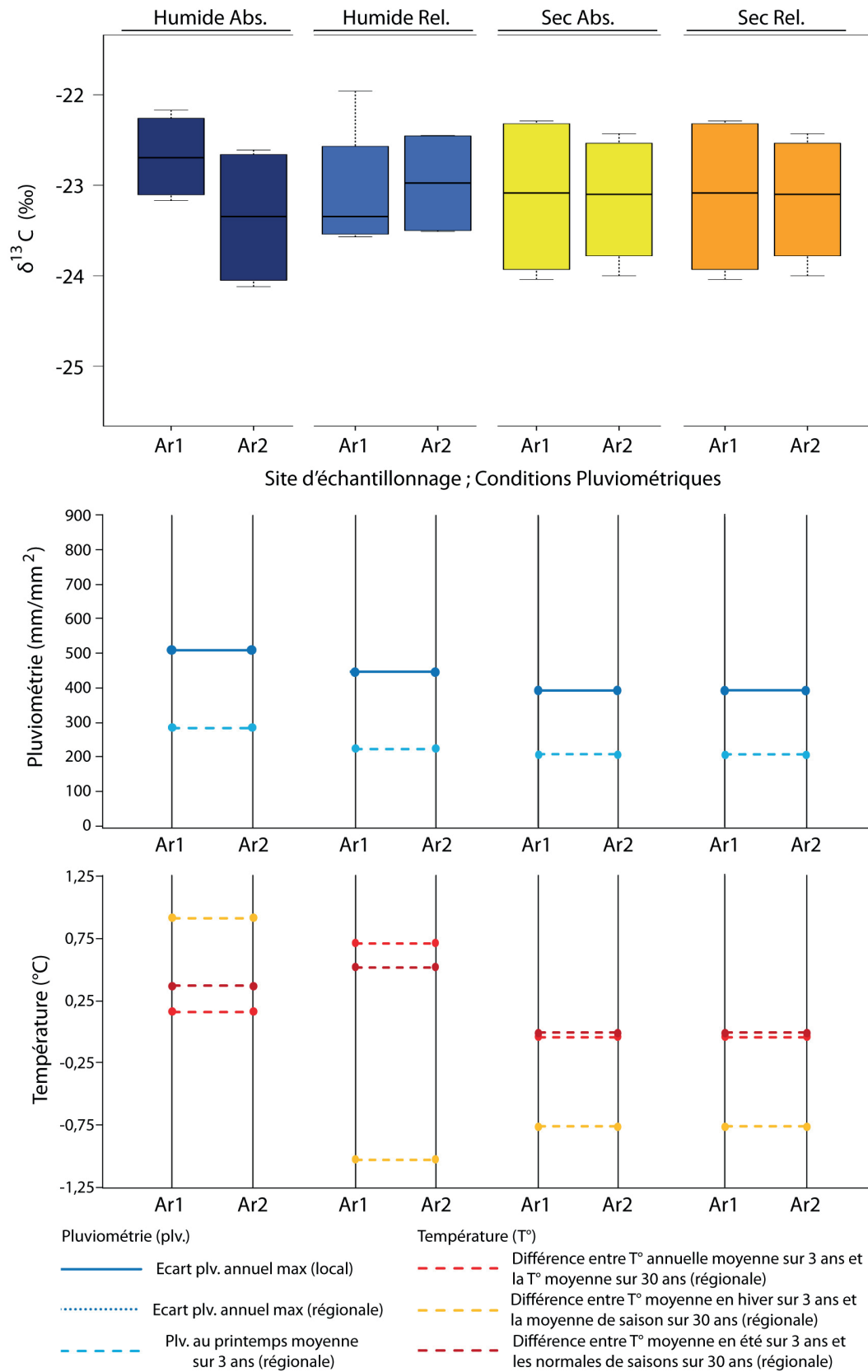


Figure C2.III.2-3) Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de bois (25°C) pour le site d'Ardèche (Ar) avec les données climatiques complémentaires relatives au site.

Les résultats suivants correspondent aux sites d'échantillonnage des Causses (Ca) (Tableau C2.III.2-4, Figure C2.III.2-4).

Pluviométrie «recherché» (valeur relative ou absolue)	25°C			
	Ca1		Ca2	
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)
Humide «absolue» (HA)	-22,59	1,54	-22,84	0,89
Humide «relatif» (HR)	-22,81	2,10	-23,65	1,86
Sec «absolue» (SA)	-22,93	1,73	-23,56	2,09
Sec «relatif» (SR)	-22,41	1,27	-23,42	2,06

Tableau C2.III.2-4) Tableau synthèse des données isotopiques pour le site des Causses à 25°C.

Les résultats montrent une nouvelle fois une différence de la réponse isotopique entre les sites d'échantillonnage. Cette différence se retrouve pour l'ensemble des groupes de cernes étudiés, avec des valeurs isotopiques du site de Ca1 plus élevées de 0,25 à 1,01‰ que celles de Ca2 (avec trois écarts au-dessus de 0,6‰). La variabilité inter-individus, elle, plafonne aux alentours des 2‰ (2,10‰ sur le site de Ca1 pour les cernes des années « HR »).

Par ailleurs, on observe plusieurs similitudes entre les tendances du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen entre les sites. Ainsi, sur les deux zones étudiées, les analyses des groupes de cernes des années « HR » et « SA » ont révélé un signal isotopique plus faible que celui pour les cernes des années « HA » et « SR ». Plus encore, la différence du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen des cernes des années « HR » et « SA » avoisine à peine les 0,1‰ (0,12 et 0,9‰ pour Ca1 et Ca2 respectivement). Au contraire, la différence isotopique entre les cernes des années HA à SR est inversée entre les deux sites, avec un décalage de 0,16 à -0,58‰ pour Ca1 et Ca2 respectivement. Cette haute différence chez Ca2 est d'autant plus étonnante que la différence maximum du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen chez Ca1 dépasse faiblement les 0,5‰ (0,52‰ pour « SR »). On précisera que la majorité des différences sus-mentionnées est relativement faible (<0,5‰) en comparaison avec la différence du signal isotopique entre site (majoritairement supérieur à 0,6‰).

Les résultats pour le site des Causses n'apparaissent pas significativement liés aux valeurs moyennes de la pluviométrie. Plus encore, les différences entre groupes de cernes restent tenues entre sites à l'exception des valeurs du groupes de cernes des années « HR » de Ca2. Si la faible évolution de la pluviométrie au printemps pourrait être une piste d'interprétation, aucune variation importante des données météorologiques complémentaires ne corrèle avec une forte évolution climatique focalisée sur les années « HR ». Enfin, on note qu'au contraire des sites précédents, l'écart de la pluviométrie annuelle entre les trois années étudiées est faible pour l'ensemble des groupes de cernes (<300 mm/m²)

Enfin, on remarque que les $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyens correspondant aux années 2010 (HA, SR) sont représentés par des valeurs relativement fortes, alors que les $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ relativement faibles correspondent à des cernes issus des années 2000 (HA, SA).

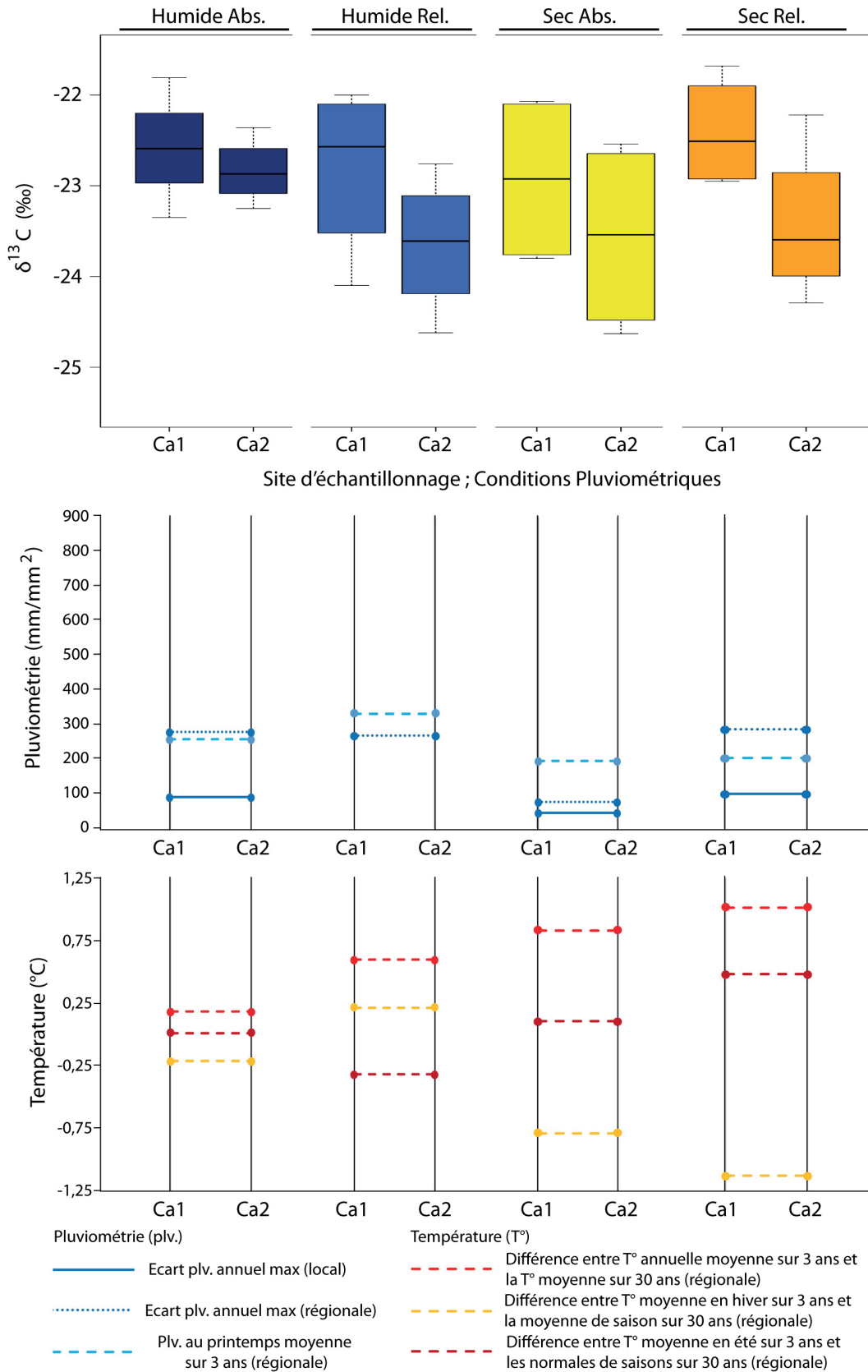


Figure C2.III.2-4) Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de bois (25°C) pour le site des Causses (Ca) avec les données climatiques complémentaires relatives au site.

Pour la partie suivante, nous avons décidé de présenter ensemble les résultats correspondant aux sites d'échantillonnage de La Martre (LMa) et des Prés de Laure (PdL) (Tableau C2.III.2-5, Figure C2.III.2-5). Ces deux sites sont non seulement relativement proches, mais ont également été échantillonnés sur la base des mêmes données météorologiques (manque de données locales).

Pluviométrie «recherché» (valeur relative ou absolue)	25°C			
	LMa		PdL	
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)
Humide «absolue» (HA)	-23,13	1,60	-24,07	0,69
Humide «relatif» (HR)	-23,79	1,28	-24,06	0,53
Sec «absolue» (SA)	-22,61	1,03	-24,08	1,11
Sec «relatif» (SR)	-24,18	0,50	-24,49	0,54

Tableau C2.III.2-5) Tableau synthèse des données isotopiques pour le site de La Martre et de Prés de Laure à 25°C.

Les deux sites d'échantillonnage présentent une réponse isotopique différente. Cela se traduit, pour l'ensemble des groupes de cernes étudiés, par des valeurs isotopiques du site de LMa plus élevées de 0,27 à 1,47‰ que celles du site des PdL. Dans le même temps, la différence isotopique entre deux échantillons d'un même groupe de cernes ne dépasse pas les 1,60 ‰ (site de LMa pour les cernes des années « HA »).

Toutefois, dans l'ensemble, l'évolution du signal isotopique entre groupes de cernes diverge selon les sites. En effet, le site de LMa présente des variations significatives du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen entre les groupes de cernes (avec un écart minimum de 0,39‰ entre les cernes des années « HR » et « SR »), avec dans l'ordre décroissant, les cernes des années « SA », « HA », « HR » et « SR ». Au contraire, pour le site des PdL, au moins trois groupes de cernes présentent un $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen équivalent (écart maximum < 0,02‰). On remarque néanmoins, que pour les deux sites, les données isotopiques des cernes des années « SR » sont les plus faibles.

Un nouvelle fois, la variation du signal isotopique entre groupe de cernes ne semble pas, ou peu, être corrélée avec l'évolution de la pluviométrie annuelle. Aucune corrélation évidente n'est observable entre les données climatiques secondaires et l'évolution du signal isotopique pour les deux sites. On note toutefois que le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ élevé pour les cernes des années « SR », sur le site de LMa, correspond à la pluviométrie printanière la plus faible et les températures estivales les plus hautes. Au contraire, le faible signal isotopique retrouvé pour les cernes des années SA, pour les deux sites, ne correspond pas aux données météorologiques les plus inconvenantes (température plus faible, pluviométrie plus élevée pour les années HA). Par ailleurs, on précisera que pour l'ensemble des groupes de cernes, l'écart maximum de la pluviométrie annuelle entre les trois années est relativement élevé, avec des différences maximums comprises entre environ 300 et 500 mm/m2 (données régionales).

Enfin, on remarque que les $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyens correspondant aux années les plus anciennes (1988, SR) sont représentés par des valeurs relativement faibles, alors que le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ relativement élevé pour les cernes des années SA de LMa correspond aux cernes les plus jeunes (2006).

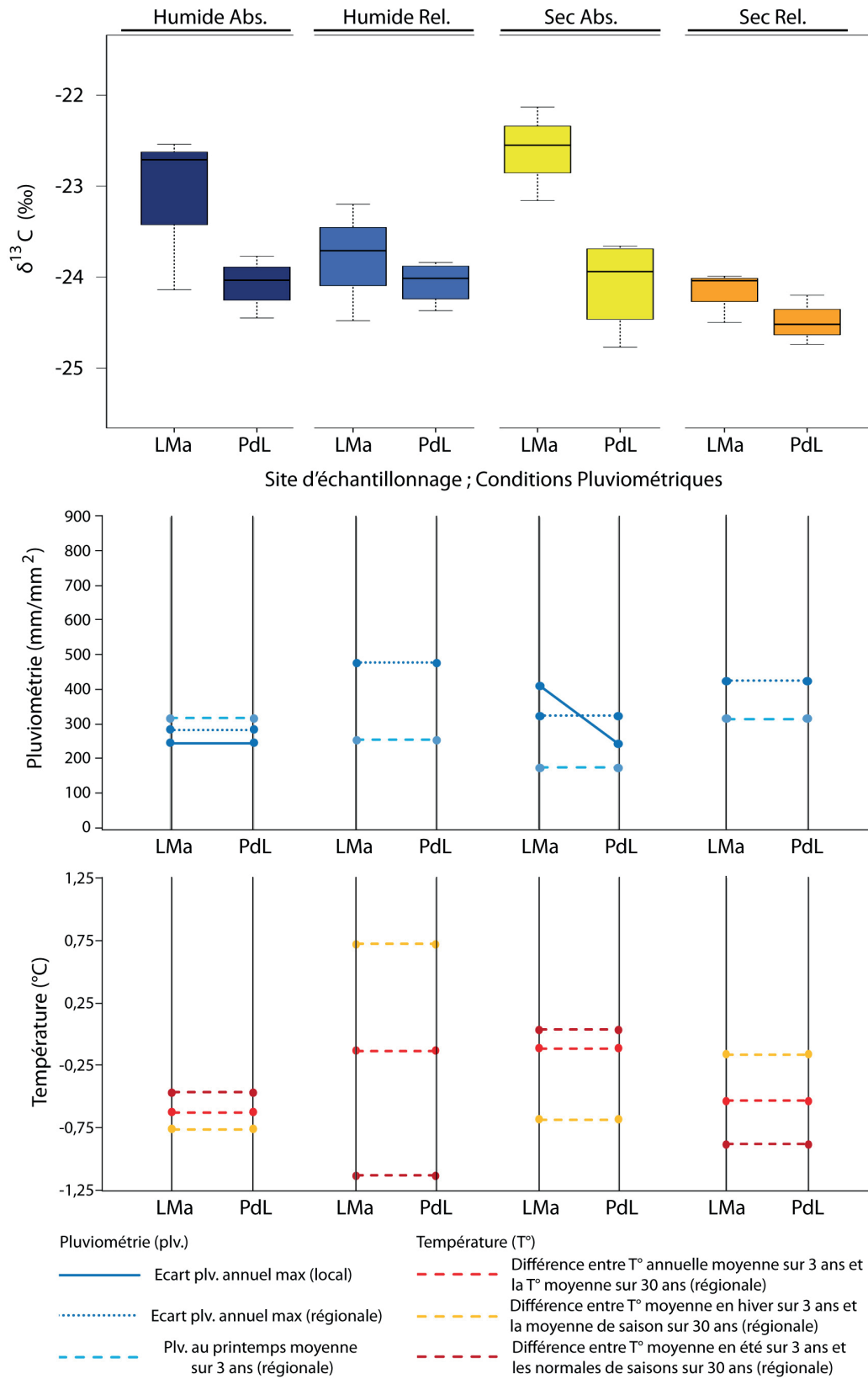


Figure C2.III.2-5) Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de bois (25°C) du site de La Martre (LMa) et celui des Prés de Laure (PdL) avec les données climatiques complémentaires relatives au site.

III.2.3.b. *Impact général de la combustion sur le signal $\delta^{13}C$ pour différentes origines du bois*

Le premier impact de la carbonisation est l'évolution élémentaire de l'échantillon (Tableau C2.III.2-6, Figure C2.III.2-6. Dans la partie qui suit, plusieurs valeurs incohérentes ont été retirées pour le calcul des moyennes/écart max et la représentation boxplot, ces dernières étant soit supérieures à 100%, soit inférieures à 25% (valeurs retrouvées chez les charbons).

Sites	25°C		350°C	
	C% moyen	$\Delta C\%$ max (‰)	C% moyen	$\Delta C\%$ max (‰)
An1	49,0	6,9	73,9	35,9
An2	50,5	37,9	73,5	11,9
Ar1	48,8	4,7	73,5	30,3
Ar2	48,4	5,1	73,8	22,3
Ca1	49,2	13,5	73,0	21,8
Ca2	52,5	16,4	69,7	42,3
LMa	49,2	9,6	73,3	48,9
PdL	50,7	17,5	74,0	18,8
Total	49,8	37,9	73,2	48,9
Ro	52,8	19,7	65,9	15,5

Tableau C2.III.2-6) Tableau synthèse du pourcentage de carbone de la masse totale d'échantillons pour les différents sites d'échantillonnage de bois et de charbons (pyrolyse à 350°C).

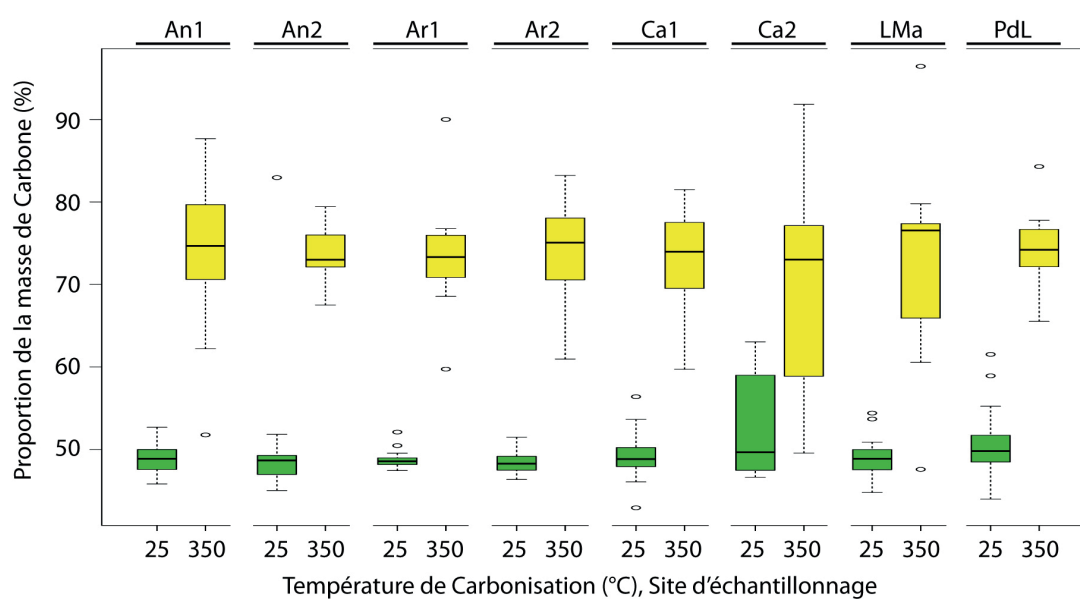


Figure C2.III.2-6) Représentation en boxplot des compositions en carbone des échantillons de bois (25°C) et de charbons (350°C) pour chacun des sites d'échantillonnage étudié.

D'un point de vue général, on remarque que les moyennes du %C sont similaires entre tous les sites d'échantillonnage pour le bois et les charbons, avec des valeurs comprises entre 48,4 et 52,5% (écart max de 4,1%) pour le bois et entre 69,7 et 74,0% pour les charbons (écart max de 4,3%). En comparaison avec le site de Roussillon, les valeurs pour le bois sont légèrement inférieures (49,8 pour 52,8% sur Ro) et celles pour les charbons sont supérieures (73,2 pour 65,9% sur Ro). Ainsi, l'enrichissement moyen de 23,4%, retrouvé ici, est supérieur de plus de 10% à celui obtenu pour Roussillon, pour les mêmes températures (soit 13,1%).

Toutefois, l'effet de la carbonisation sur les proportions de carbone peut largement varier d'un échantillon à l'autre. En effet, si pour le bois les écarts de %C maximum n'excèdent pas les 20% (la valeur extrême - 83% - du site d'An2 est écartée ici), les écarts maximums retrouvés pour les charbons varient plus largement et dépassent dans plusieurs cas les 30%. On note toutefois, qu'à l'exception des données du site d'échantillonnage des Causses, tous les interquartiles du C% sont inférieurs à 15%.

Enfin, on précise que les valeurs de %C obtenues pour le site Ca2 se démarquent de toutes les autres, à la fois pour les échantillons de bois et ceux de charbons. Cela se traduit par un %C moyen plus important que celui des autres sites pour les échantillons de bois et inversement pour les échantillons de charbons. De plus, en comparaison des autres sites, le site Ca2 possède une variabilité parmi les plus importantes de l'étude, avec un écart qui atteint 16,4% pour le bois et 42,3 pour les charbons. Enfin, les interquartiles du même site sont également les plus larges de l'étude, dépassant les 10% pour le bois et se rapprochant des 20% pour les charbons. Par comparaison avec le site de Roussillon, les écarts maximums pour le bois concordent (inférieurs à 20%), mais ceux pour les charbons sont beaucoup plus élevés ici que pour Ro (48,9 pour 15,5%).

Sites	25°C - 350°C		
	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$ moyen (‰)	« σ » $\Delta\delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$ (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$ max (‰)
An1	-0,44	0,29	1,02
An2	-0,49	0,25	0,67
Ar1	-0,47	0,46	1,72
Ar2	-0,62	0,27	0,85
Ca1	-0,73	0,36	1,06
Ca2	-0,48	0,54	2,67
LMa	-0,74	0,48	0,53
PdL	-0,59	0,53	1,93
Total	-0,54	0,46	2,67
Ro	-0,23	0,32	0,76

Tableau C2.III.2-7) Tableau synthèse des écarts isotopiques entre les échantillons de bois (25°C) et ceux de charbons (350°C) pour les différents sites d'échantillonnage étudiés (complété avec les données du site de Ro).

L'impact de la carbonisation sur le $\delta^{13}\text{C}$ est présenté ci-dessous par l'écart des valeurs isotopiques entre les échantillons de bois et ceux des charbons ($\Delta\delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$) (Tableau C2.III.2-7, Figure C2.III.2-7). On observe, dans un premier temps, que les $\Delta\delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$ moyens sont relativement similaires sur l'ensemble des sites nouvellement étudiés, avec des écarts moyens entre -0,47 et -0,74‰ (-0,54‰ en moyenne). Les données obtenues ici se démarquent ainsi de celles obtenues pour le site de Roussillon (Ro) qui ne présentait un écart moyen que de -0,23‰.

Toutefois, l'effet de la carbonisation sur le signal isotopique peut considérablement varier d'un échantillon à l'autre. Ainsi, nous retrouvons des $\Delta\delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$ max pouvant atteindre plus de 1,5‰ (2,67 pour le site de Ca2, 1,93 pour le site de PdL et 1,72 pour le site d'Ar1). Tous sites confondus, l'écart isotopique type moyen (« σ » $\Delta\delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$) est de 0,46‰. En comparaison, la variabilité maximum de l'écart isotopique type entre bois et charbon sur le site de Roussillon (Ro), pour les mêmes températures, ne dépasse pas les 1‰ (0,76‰) pour un écart type de 0,32‰.

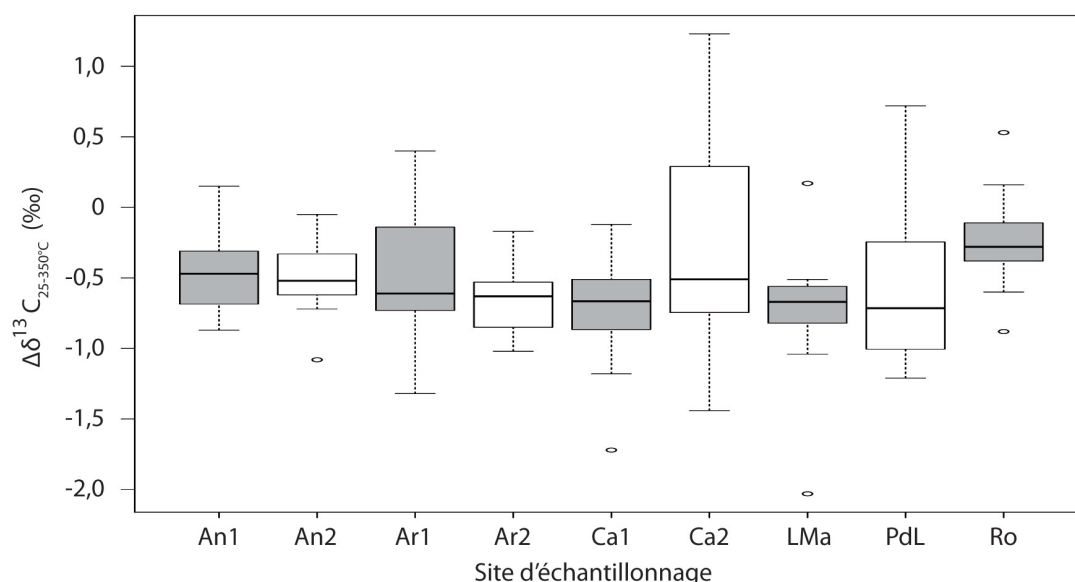


Figure C2.III.2-7) Représentation en boxplot des écarts isotopiques entre les échantillons de bois (25°C) et ceux de charbons (350°C) pour chacun des sites d'échantillonnage étudiés (complété avec les données du site de Ro).

Enfin, si on compare l'évolution entre les $\Delta\delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$ et les $\Delta\text{C}\%$ (Figure C2.III.2-8), on remarque que la majorité des données obtenues est concentrée autour de 20 et 30% pour la différence du pourcentage de carbone et 0 à -1,0‰ pour l'écart entre les valeurs isotopiques du bois et des charbons. Cependant, dans un second temps, on note la présence d'un nombre conséquent de valeurs $\Delta\delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$ inférieures aux -1,0 et mêmes supérieures à 0. On rappelle que des valeurs positives étaient également observables pour les données de Roussillon (Ro).

Si on calcule une courbe de tendance affine, on obtient une courbe à tendance décroissante ($y = -0,0079x - 0,3729$) soit une diminution du $\Delta\delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$ plus le $\Delta\text{C}\%$ augmente. On précise toutefois que cette tendance est associée à un coefficient de détermination très bas ($R^2 = 0,0205$)

et montre que cette régression reste faible et n'explique que très peu la variabilité et l'évolution des valeurs isotopiques en fonction du %C.

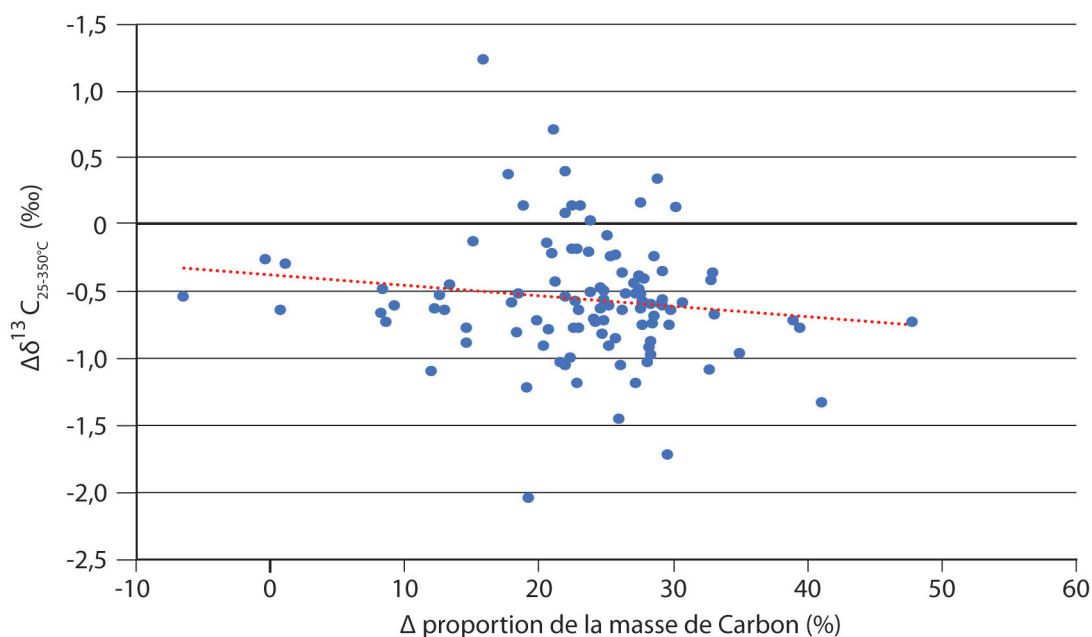


Figure C2.III.2-8) Représentation graphique des écarts isotopiques entre les échantillons avant et après carbonisation ($\Delta\delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$) et l'écart de la concentration en carbone pour les mêmes échantillons ($\Delta\text{C}\%$), avec la courbe de tendance des valeurs calculées ($R^2= 0,0205$; en rouge pointillé).

III.2.3.c. *Impact de la combustion sur le signal isotopique et l'enregistrement climatique site par site*

Pour la suite, les données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) sont représentées par site et par climat. De plus, pour favoriser la comparaison avec les échantillons de bois, l'écart moyen entre les données isotopiques à 25°C et 350°C est calculé et ajouté dans les tableaux de synthèse, et en complément, la médiane des valeurs à 25°C est tracé sur les figures de boxplot (en rouge).

Les premiers résultats présentés correspondent aux sites d'échantillonnage d'Andon (An) (Tableau C2.III.2-8, Figure C2.III.2-9).

La différence de la réponse isotopique entre les sites d'échantillonnage observée pour le bois (25°C) est retrouvée pour les charbons (350°C). Cette différence est conservée sur l'ensemble des groupes de cernes étudiés, avec des valeurs isotopiques du site de An1 plus élevées de 1,05 à 1,65‰ que celles de An2. On précisera toutefois, que la différence entre sites pour les cernes des années SA augmente d'environ 0,2‰ avec la combustion. Par inférence, on note également que la variabilité inter-individus n'excède pas les 2‰ (1,97‰ sur le site de An2 pour les cernes des années « SR ») et que celle-ci présente le même schéma d'intensification entre les cernes des années « humides » et des années « sèches », avec une différence de 1,05 et 1,08‰ pour 1,23 et 1,65‰ respectivement.

Pluviométrie «recherché» (valeur relative ou absolue)	350°C				350°C - 25°C	
	An1		An2		An1	An2
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)
Humide «absolue» (HA)	-22,83	1,38	-23,89	0,40	-0,36	-0,39
Humide «relatif» (HR)	-23,30	1,02	-24,38	0,78	-0,59	-0,54
Sec «absolue» (SA)	-22,79	1,10	-24,02	0,48	-0,46	-0,44
Sec «relatif» (SR)	-22,83	1,50	-24,48	1,97	-0,37	-0,60

Tableau C2.III.2-8 : Tableau synthèse des données isotopiques pour le site d'Andon à 350°C et comparaison avec les données isotopiques à 25°C.

L'évolution du signal isotopique est similaire à celle observée pour les échantillons de bois (25°C) pour les deux sites, avec un écart isotopique entre ces derniers compris entre 1,06 et 1,65‰ (de An1 à An2). Ainsi, les cernes des années « HR » et « SR » présentent toujours des $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyens relativement élevés, tandis que les cernes des « HA » et « SA » présentent les $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyens relativement plus faibles. On précise, toutefois que l'écart isotopique entre les cernes des années « HA » et « SR » du site de An1 reste nul (également observé pour les échantillons de bois). Par ailleurs, on note que certains écarts de valeurs entre groupes de cernes se sont accentués. Ainsi la différence entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ des cernes des années « HR » et « SA » est passé de 0,38 à 0,51‰ et de 0,27 à 0,36‰ pour les sites de An1 et An2 respectivement. De même, l'écart isotopique entre les valeurs des cernes des années « HA » et « HR » est passé de 0,24 à 0,47‰ et de 0,24 à 0,49‰ pour les sites de An1 et An2 respectivement. Enfin, la différence la plus notable de l'évolution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ est retrouvée entre les cernes des années « SA » et « SR » avec, d'un côté une diminution de l'écart isotopique pour An1 de 0,13 à seulement 0,04‰, et de l'autre côté, une augmentation de 0,30 à 0,46‰ pour An2. On précisera néanmoins que l'ensemble des différences susmentionnées est relativement faible (<0,5‰) en comparaison avec la différence du signal isotopique entre site.

Compte-tenu de la bonne conservation du signal isotopique, les interactions avec les signaux climatiques restent les mêmes. Ainsi, aucun lien notable n'est observé avec la pluviométrie annuelle (choix des cernes) à l'exception de la différence entre HR et SA. De même, aucun lien particulier ne ressort en comparaison avec les données météorologiques complémentaires. Toutefois, on précise une nouvelle fois que l'écart de la pluviométrie annuelle est très important pour les années HR (avec une différence de près de 800mm/mm² en local), et que les années de prélèvement sont relativement en lien avec les $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ obtenus, avec les cernes des années 1990 (HR, SR) pour les valeurs faibles et les années 2000 (HA, SA) pour les valeurs hautes.

En somme, le signal isotopique entre les sites et entre les groupes de cernes est majoritairement conservé pendant la combustion. Cette conservation résulte de l'effet homogène de la combustion sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ compris entre -0,36 et -0,60‰. On notera, que dans l'ensemble, les groupes de cernes avec le signal isotopique le plus haut (années « HR », « SR » uniquement pour An2) ont subi un impact plus important de la combustion (-0,54 à -0,60‰) que les groupes de cernes avec le signal isotopique le plus faible (-0,36‰ à -0,46‰ pour les années « HA », « SA » et « SR » uniquement pour An1). Ce dernier phénomène a eu pour impact d'accentuer les différences isotopiques entre les groupes de cernes.

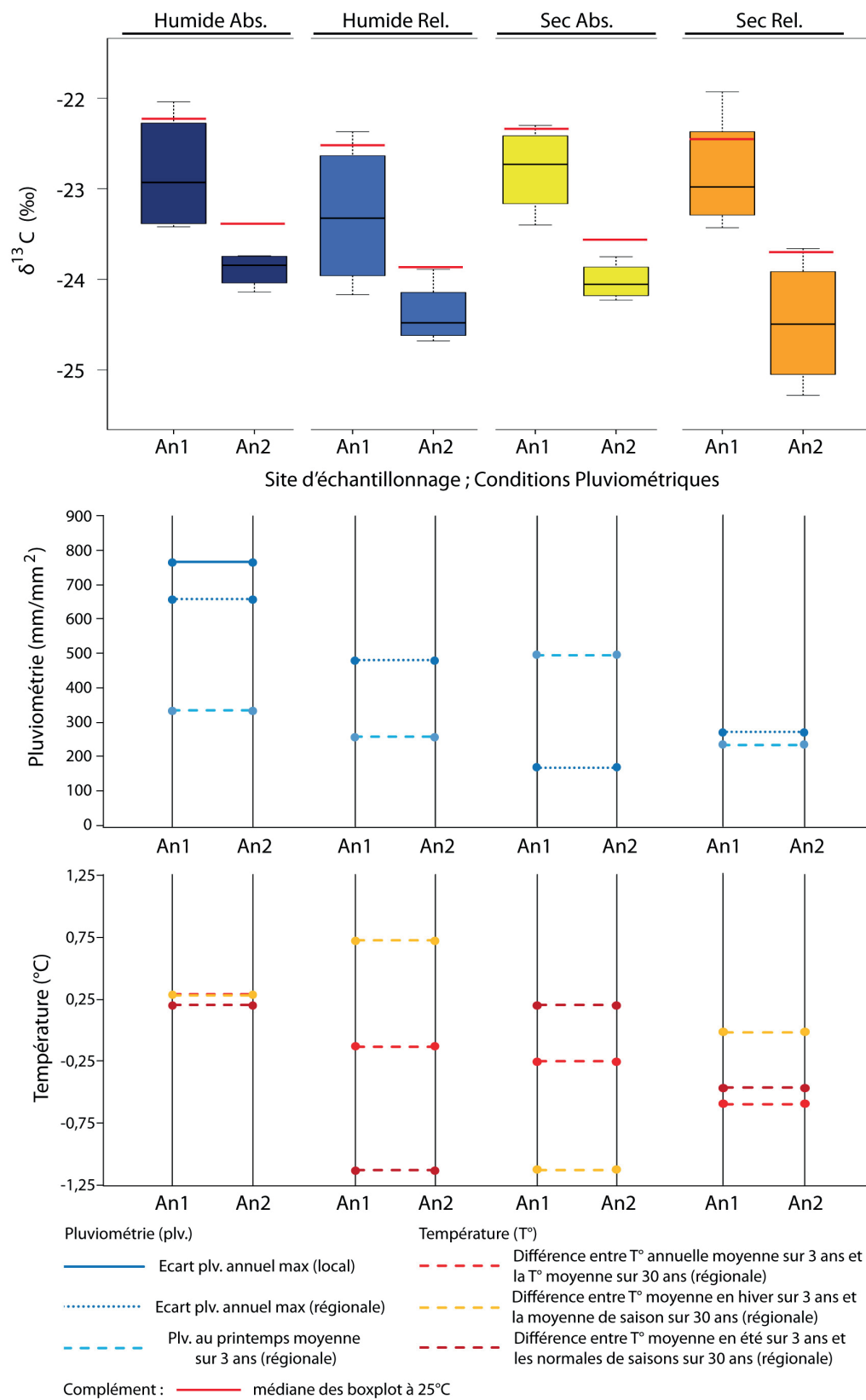


Figure C2.III.2-9 : Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) pour le site d'Andon (An) avec les données climatiques complémentaires relatives au site (+ médiane des données à 25°C).

Les prochains résultats correspondent à ceux des sites d'échantillonnages d'Ardèche (Ar) (Tableau C2.III.2-9, Figure C2.III.2-10). On rappelle que les valeurs des cernes des années SA et SR sont issues du même groupe de cernes (notés ici, années « SA/R ») ; le répliquât de la valeur n'a pour objectif que d'illustrer les conditions de sèche recherchées (relatives et absolues).

Pluviométrie «recherché» (valeur relative ou absolue)	350°C				350°C - 25°C	
	Ar1		Ar2		Ar1	Ar2
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)
Humide «absolue» (HA)	-23,41	1,94	-23,99	2,19	-0,73	-0,64
Humide «relatif» (HR)	-23,17	1,37	-23,43	1,59	-0,11	-0,45
Sec «absolue» (SA)	-23,69	1,41	-23,93	1,57	-0,57	-0,77
Sec «relatif» (SR)	-23,69	1,41	-23,93	1,57	-0,57	-0,77

Tableau C2.III.2-9 : Tableau synthèse des données isotopiques pour le site d'Ardèche à 350°C et comparaison avec les données isotopiques à 25°C.

Au contraire du précédent site, on observe une évolution du signal isotopique entre les échantillons de bois (25°C) et les charbons (350°C). En effet, sur le bois, l'écart moyen $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ entre les deux sites variait d'un groupe de cernes à l'autre (positif, négatif ou nul pour les cernes des années « HA », « HR » et « SA/R » respectivement), alors que pour les charbons de bois un écart continu est observé sur tous les groupes de cernes. Il se traduit par des valeurs plus hautes pour le site d'Ar2 que celles d'Ar1 (entre -0,24 et -0,58‰). Par ailleurs, sur les échantillons de bois, on observait une nette différence entre les signaux isotopiques des deux sites pour les cernes des années « HA », avec le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen le plus élevé de tous les groupes de cernes pour Ar1 et le plus faible pour Ar2. Or ici, l'impact de la combustion semble diminuer cette opposition, avec des valeurs isotopiques pour Ar1 plus faible par comparaison avec celles des autres groupes de cernes (l'écart entre les valeurs des années « HA » et « SA/R » diminue de 0,44 à 0,28‰). On précisera que malgré le fort impact de la combustion la variabilité isotopique n'excède pas les 2,19‰ (avec 5 des $\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max sur 6 en-dessous de 2‰)

Les variations de l'effet de la combustion sur le signal isotopique ont pour conséquence de modifier les observations faites sur les interactions entre le signal isotopique du bois et les données climatiques. Ainsi, si toujours aucun lien net avec la pluviométrie annuelle n'est observé, l'évolution du signal isotopique paraît suivre les évolutions de la température moyenne annuelle et la température moyenne estivale. On précise que la pluviométrie saisonnière moyenne (printemps) n'évolue que très peu pendant les années sélectionnées et de même pour l'écart maximum de la pluviométrie annuelle (400 mm/m² et plus de 500 mm/m²). Enfin, on rappelle que l'écart des cernes sélectionnés n'excède pas les 1 l ans ici.

En somme, le signal isotopique pour le site d'Ardèche est remodelé sous l'effet de la carbonisation. Ce changement résulte de l'effet hétérogène de la combustion sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ compris entre -0,11 et -0,77‰. Aucune raison nette ne semble expliquer cette différence. Toutefois, il en ressort une homogénéité de la réponse isotopique entre les deux sites avec un écart $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen continu entre ces derniers. Enfin, il semble également que le signal isotopique obtenu ait une meilleure corrélation avec les données climatiques (température).

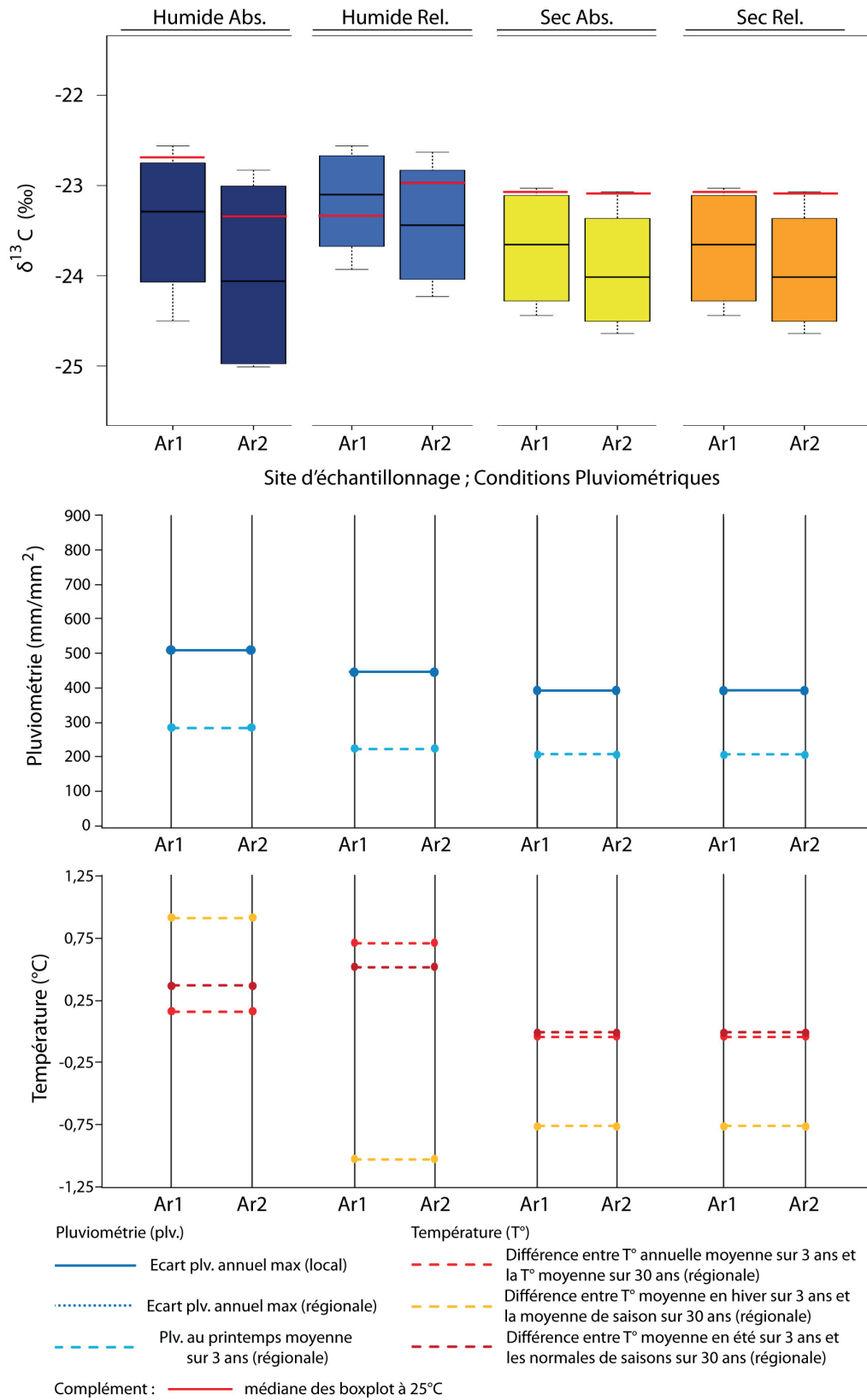


Figure C2.III.2-10 : Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) pour le site d'Ardèche (Ar) avec les données climatiques complémentaires relatives au site (+ médiane des données à 25°C).

Les résultats suivants correspondent aux sites d'échantillonnage des Causses (Ca) (Tableau C2.III.2-10, Figure C2.III.2-11).

Pluviométrie «recherché» (valeur relative ou absolue)	350°C				350°C - 25°C	
	Ca1		Ca2		Ca1	Ca2
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)
Humide «absolue» (HA)	-23,29	0,92	-23,62	1,14	-0,70	-0,78
Humide «relatif» (HR)	-23,92	1,86	-23,86	1,26	-1,11	-0,21
Sec «absolue» (SA)	-23,44	1,32	-23,39	0,97	-0,50	0,17
Sec «relatif» (SR)	-23,00	0,94	-23,34	1,20	-0,59	0,09

Tableau C2.III.2-10 : Tableau synthèse des données isotopiques pour le site des Causses à 350°C et comparaison avec les données isotopiques à 25°C.

Les valeurs isotopiques du site des Causses sont impactées par la carbonisation. En effet, si l'écart continu entre les deux sites, observé pour le bois, est retrouvé pour les groupes de cernes des années « HA » et « SR » (0,33‰ et 0,34‰ respectivement de Ca1 à Ca2), il disparaît pour les groupes de cernes des années « HR » et « SA » (0,06 et 0,05‰ respectivement). La variabilité inter-individus reste en-dessous des 2‰ (1,86‰ sur le site de Ca1 pour les cernes des années « HR »).

Malgré cette hétérogénéité des écarts inter-sites entre les groupes de cernes, on observe plusieurs similitudes notables du signal isotopique entre les deux sites. Dans un premier temps, on observe pour les deux sites, que le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen maximum est retrouvé pour les cernes des années « SR », alors que le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen minimum est retrouvé pour les cernes des années « HR ». La principale divergence dans le signal isotopique s'observe sur les valeurs des cernes des années « SA ». Pour le bois, on notait une différence du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen des cernes des années « HR » à « SA » proche (environ 0,1‰), alors qu'ici, l'écart atteint pour les deux sites 0,48 et 0,47‰ (Ca1 et Ca2 respectivement). Enfin, on note un écart inversé entre les groupes des cernes des années « HA » à « SA », avec des différences de -0,11 à 0,23‰ (Ca1 et Ca2 respectivement).

Les changements du signal isotopique moyen pour les Causses permettent de faire ressortir des corrélations avec certaines valeurs météorologiques. En effet, si le lien direct avec la pluviométrie annuelle moyenne est encore peu visible (lien possible avec les valeurs des cernes « HR » et « SR »), il semble que les données corrélaient bien avec l'évolution de la pluviométrie printanière moyenne et la température moyenne estivale. On rappelle que l'écart de la pluviométrie annuelle entre les trois années étudiées est relativement faible pour l'ensemble des groupes de cernes (<300 mm/m²).

En somme, le signal isotopique pour le site des Causses est remodelé par l'effet de la carbonisation. Ce changement résulte de la forte hétérogénéité de l'impact de la combustion sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ compris entre -1,11 et +0,17‰. On note en particulier que les valeurs des Ca2 sur les cernes des années « HR », « SA » et « SR » présentent des $\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyens relativement haut en comparaison des valeurs pour Ca1. On note en particulier les deux $\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyens positifs pour les cernes des années « SA » et « SR ». Aucune explication météorologique ne semble être la cause principale de cet effet original de la carbonisation. On note toutefois, que la carbonisation a permis d'acquérir une meilleure corrélation entre le signal isotopique et les données climatiques (pluviométrie de printemps, température d'été).

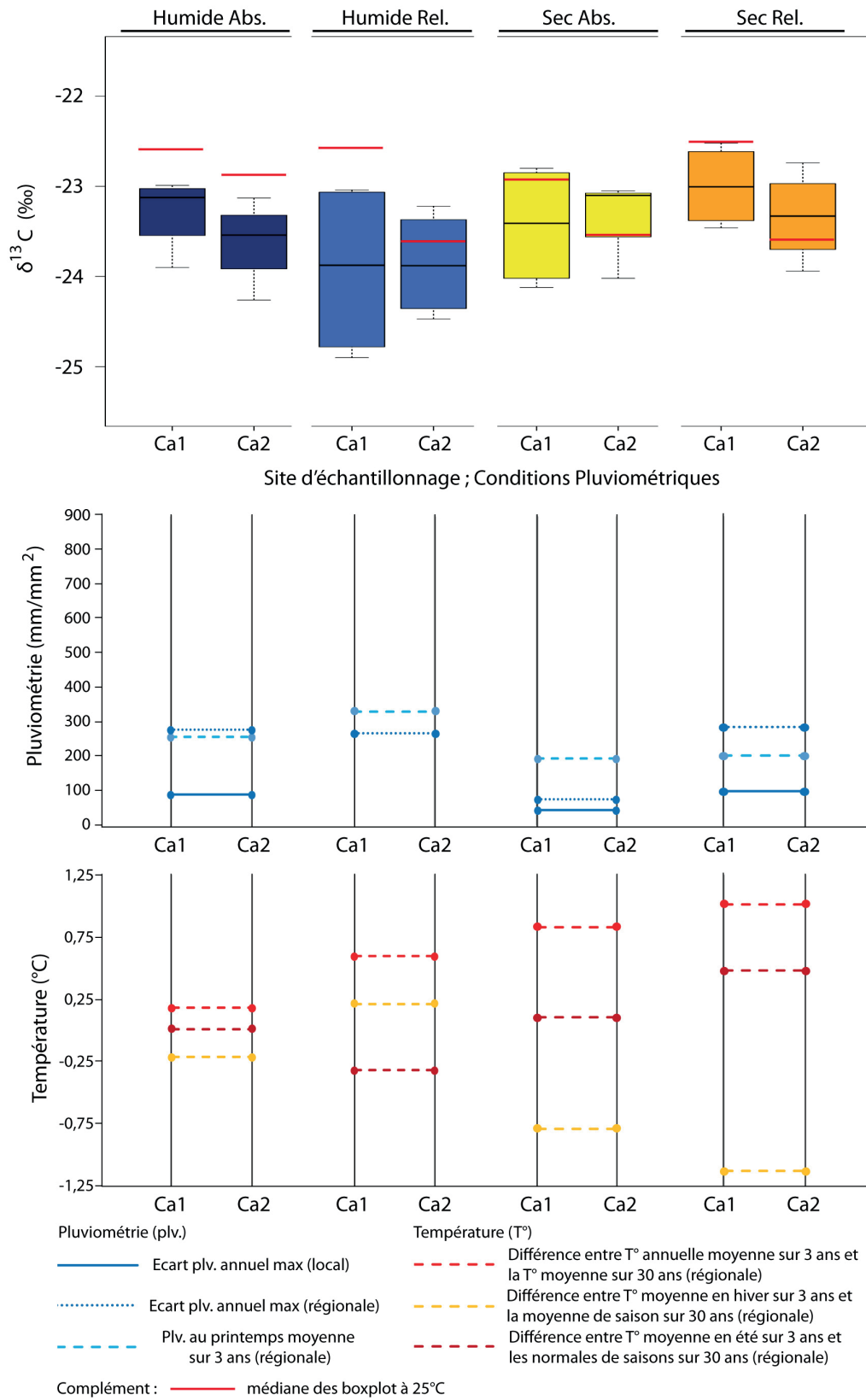


Figure C2.III.2-11 : Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) pour le site des Causses (Ca) avec les données climatiques complémentaires relatives au site (+médiane des données à 25°C).

Pour la partie suivante, nous présentons les résultats correspondant aux sites d'échantillonnage de La Martre (LMa) et des Prés de Laure (PdL) (Tableau C2.III.2-11, Figure C2.III.2-12). Pour rappel, ces deux sites sont, non seulement relativement proches, mais ont également été échantillonnés sur la base des mêmes données météorologiques (manque de données locales).

Pluviométrie «recherché» (valeur relative ou absolue)	350°C				350°C - 25°C	
	LMa		PdL		LMa	PdL
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ max (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)	$\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen (‰)
Humide «absolue» (HA)	-23,84	1,59	-24,87	0,46	-0,71	-0,80
Humide «relatif» (HR)	-24,55	1,60	-24,90	0,41	-0,76	-0,84
Sec «absolue» (SA)	-23,47	1,17	-23,90	1,25	-0,86	0,17
Sec «relatif» (SR)	-24,81	0,40	-25,37	0,64	-0,63	-0,88

Tableau C2.III.2-11 : Tableau synthèse des données isotopiques pour le site de La Martre (LMa) et celui des Prés de Laure (PdL) à 350°C et comparaison avec les données isotopiques à 25°C.

Ici, l'évolution du signal isotopique est similaire à celle observée pour les échantillons de bois (25°C) pour les deux sites, avec un écart isotopique entre ces derniers compris entre 0,35 et 1,03‰ (de LMa à PdL). Ainsi, les cernes des « SR » présentent les $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyens les plus faibles. De plus, comme observé sur les échantillons de bois, l'écart isotopique entre les cernes des années « HA » aux cernes des années « HR » restent négatif (0,71‰) pour le site de LMa et presque nul (<0,06‰) pour le site des PdL. Par ailleurs, on note que les cernes des années « SA » présentent les $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyens les plus élevés pour les deux sites, alors que pour les échantillons de bois, les mêmes cernes avaient montré des valeurs similaires aux cernes des années « HA » et « HR ». Dans le même temps, on note que la différence isotopique entre deux échantillons d'un même groupe de cernes ne dépasse pas les 1,60 ‰ (site de LMa pour les cernes des années « HR »).

Les faibles évolutions du signal isotopique au cours de la combustion ont pour conséquence de conserver les observations des interactions entre le signal isotopique et les données climatiques. Ainsi, les résultats ne permettent toujours pas de faire un lien direct avec l'évolution de la pluviométrie annuelle, ni de corrélation évidente avec les données climatiques secondaires.

On note toutefois pour les deux sites, que les $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ élevés pour les cernes des années « SA », correspondent à la pluviométrie printanière la plus faible et les températures estivales les plus hautes. A l'inverse, le faible signal isotopique retrouvé pour les cernes des années SR, correspond à une température estivale moyenne faible et une pluviométrie de printemps relativement haute. On rappelle que l'écart maximum de la pluviométrie annuelle entre les trois années est relativement élevé, avec des différences maximums comprises entre environ 300 et 500 mm/m2 (données régionales).

En somme, on observe une bonne conservation du signal climatique pendant la carbonisation. Ainsi, l'effet de combustion sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen est majoritairement compris entre -0,63 et -0,88‰. Seul l'effet moyen de la combustion des cernes des années « SA » du site des PdL se démarque, avec un $\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen de +0,17‰. Cet effet original est responsable de la hausse du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen et permet aux cernes des années « HA » d'avoir les plus hautes valeurs isotopiques comme pour le site de LMa. Enfin, on note que le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen le plus bas correspond aux années les plus anciennes (1987-1989, SR) et que le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ le plus élevé correspond aux cernes les plus jeunes (2005-2007, SA).

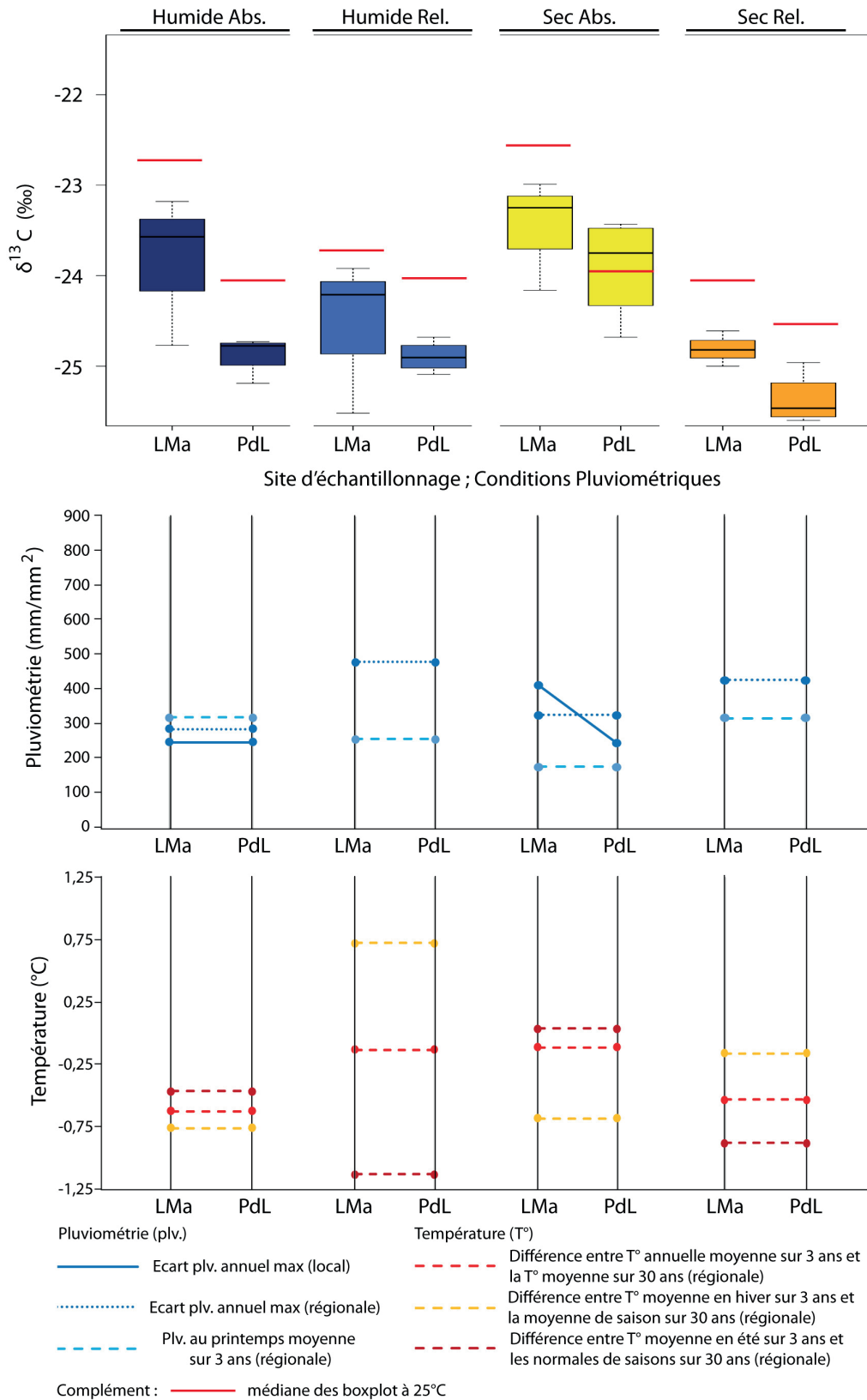


Figure C2.III.2-12 : Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) pour le site de La Martre (LMa) et celui des Prés de Laure (PdL) avec les données climatiques complémentaires relatives au site (+médiane des données à 25°C).

III.2.3.d. Comparaison du signal isotopique des charbons entre les sites du référentiel et des données annexes obtenues précédemment sur la vallée de la Vésubie

Dans cette partie nous comparons les résultats par site, sans prendre en considération les conditions climatiques dans lesquelles les cernes ont crû. Les données comparées sont toutes issues des charbons brûlés à 350°C (Tableau C2.III.2-12, Figure C2.III.2-13).

Condition recherchée	Données	Ardèche (Ar)	Causse (Ca)	Andon (An)	La Martre (LMa)	Prés de Laure (PdL)	Roussillon (Ro)
Humide (valeur absolue) -> mm/m2/an	Année	2009-2011	2012-2014	2007-2009	1991-1993	1991-1993	1996-1998
	Pluviométrie	999,7	1084,9	1081,0	1047,9	1047,9	1050,0
	Station	Bes	M-L	Mas	LMa	LMa	local
Humide (valeur relative) -> 3ans / 50ans	Année	2014-2016	1998-2000	1995-1997	1995-1997	1995-1997	1996-1998
	Pluviométrie	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
	Station	Bes	Mil	Cas	Cas	Cas	Mar
Sec (valeur absolue) -> mm/m2/an	Année	2005-2007	2005-2007	2004-2006	2005-2007	2005-2007	2006-2008
	Pluviométrie	805,2	769,9	753,4*	750,9	754,0	700,0
	Station	Bes	M-L	Cas	LMa	Comps	local
Sec (valeur relative) -> 3ans / 50ans	Année	2005-2007	2005-2007	1989-1991	1987-1989	1987-1989	2006-2008
	Pluviométrie	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,8
	Station	Bes	Mil	Cas	Cas	Cas	Mar

Tableau C2.III.2-12 : Tableau synthèse des données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) des différents sites étudiés (toutes conditions de croissance confondues).

En plus des données obtenues dans le cadre de cette thèse, nous comparons avec celles récoltées au cours d'une étude préliminaire dans la vallée de la Vésubie (arrière-pays niçois), réalisées dans le cadre d'un Master au CEPAM (Cardelli, 2014). Ces données supplémentaires sont issues de trois sites distincts : (i) Sup. Madone, Saint-Martin-Vésubie (StMV) à 1248 m d'altitude (44°04'59.0"N ; 7°16'48.2"E) dans le vallon de Fenestre ; (ii) Saint-Martin-la Stèle (StMIS) à 1144 m d'altitude (44°04'51.4"N ; 7°16'09.9"E), à environ 500m à l'Est de StMV dans le même vallon de Fenestre ; (iii) Berthemont-les-Bains (BIB) à 983 m d'altitude (44°02'49.6"N ; 7°18'29.5"E), à environ 5km au sud des deux autres sites dans le vallon de Figuière (dans la commune de Roquebillière). Les échantillons correspondent à des branches de faible diamètre, carbonisées dans un four à moufle à 450°C. Pour obtenir des données comparables, on réalise une correction des données atmosphériques similaire à celle réalisée dans notre étude (voir chapitre 2, III.2.2.d). Compte-tenu de la nature « pluri-cernes » des échantillons (branches), un âge moyen des cernes est défini (environ 10 ans) et les corrections sont donc réalisées à partir des données atmosphériques

de 2010 (année de croissance à environ la moitié de l'âge de la branche). Le choix de cette date présente le risque d'une sous-représentation des valeurs. De plus, une correction de l'effet de la carbonisation (de 450°C au lieu de 350°C) sur le signal isotopique est réalisée. On applique donc une correction de -0,44‰, correspondant à la déviation moyenne du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ entre 350 et 450°C pour le site de Roussillon.

La majorité des sites étudiés montrent un écart maximum des valeurs isotopiques compris environ entre 2 et 2,5‰. Seul le site de StMIs possède un écart maximum qui atteint les 3‰. Malgré la présence de cernes issus de conditions climatiques très différentes, on note que la variabilité intra-site (tout cernes confondus) n'augmente pas beaucoup comparée à la variabilité inter-individus (maximum à environ 2‰). Par ailleurs, on observe des valeurs isotopiques moyennes semblables entre sites, qui permettent de classer les sites entre eux et par groupes. Des sites avec le $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen le plus faible au plus élevé, on observe : (i) les sites des PdL et les deux sites de la vallée de la vésubie StMV et StMIS ; (ii) les sites de An2 et LMa ; (iii) les sites de Ar2 et de Ro ; (iv) les sites de Ar1 et des Causes Ca1 et Ca2 (avec des valeurs relativement plus faibles pour Ca2) ; (v) les sites de An1 et de BIB.

On note que les sites des Préalpes et des Alpes, représentés par une pluviométrie relativement élevée et des températures relativement basses, donnent les valeurs isotopiques les plus faibles (à l'exception des sites d'An1 et BIB). Ces mêmes sites se situent dans un environnement où les influences montagnardes se substituent en partie, ou totalement, aux influences méditerranéennes, et où *Pinus sylvestris* domine l'environnement forestier. Au contraire, on note que les sites aux fortes influences méditerranéennes (Ar1, Ar2, Ro) et les sites des Causses (Ca1, Ca2) présentent des valeurs isotopiques relativement hautes. Les sites aux influences méditerranéennes présentent en particulier des températures relativement hautes (14,1° et 13,3°C) et les sites des Causses présentent une pluviométrie moyenne relativement faible (731 mm/m²). Dans le même temps, on note l'importance de la végétation xérique autour des pinèdes échantillonnées. Enfin, les sites qui présentent des valeurs isotopiques plus basses que leurs voisins sont associés à un développement du sol plus important (favorisé par une plus faible pente). Ce point est retrouvé entre Ar1 et Ar2, Ca1 et Ca2 et surtout entre An1 et An2, avec le site de An2 qui présentent finalement les valeurs isotopiques les plus fortes des sites du référentiel de la thèse (faible développement du sol et pente relativement plus forte). De même la différence isotopique entre les sites de LMa et des PdL est corrélée avec l'hétérogénéité des sols (développement plus faible du sol et plus forte pente pour le site de LMa). Enfin, il est possible que cette différence du développement du sol et/ou de l'intensité de la pente soit en partie responsable des fortes valeurs de BIB. Toutefois, on rappelle que l'âge moyen des cernes analysés, pour les sites de la Vésubie, présente des incertitudes et qu'une mauvaise correction atmosphérique pourrait en partie expliquer les fortes valeurs de BIB et inversement (faibles valeurs de StMIS et StMV).

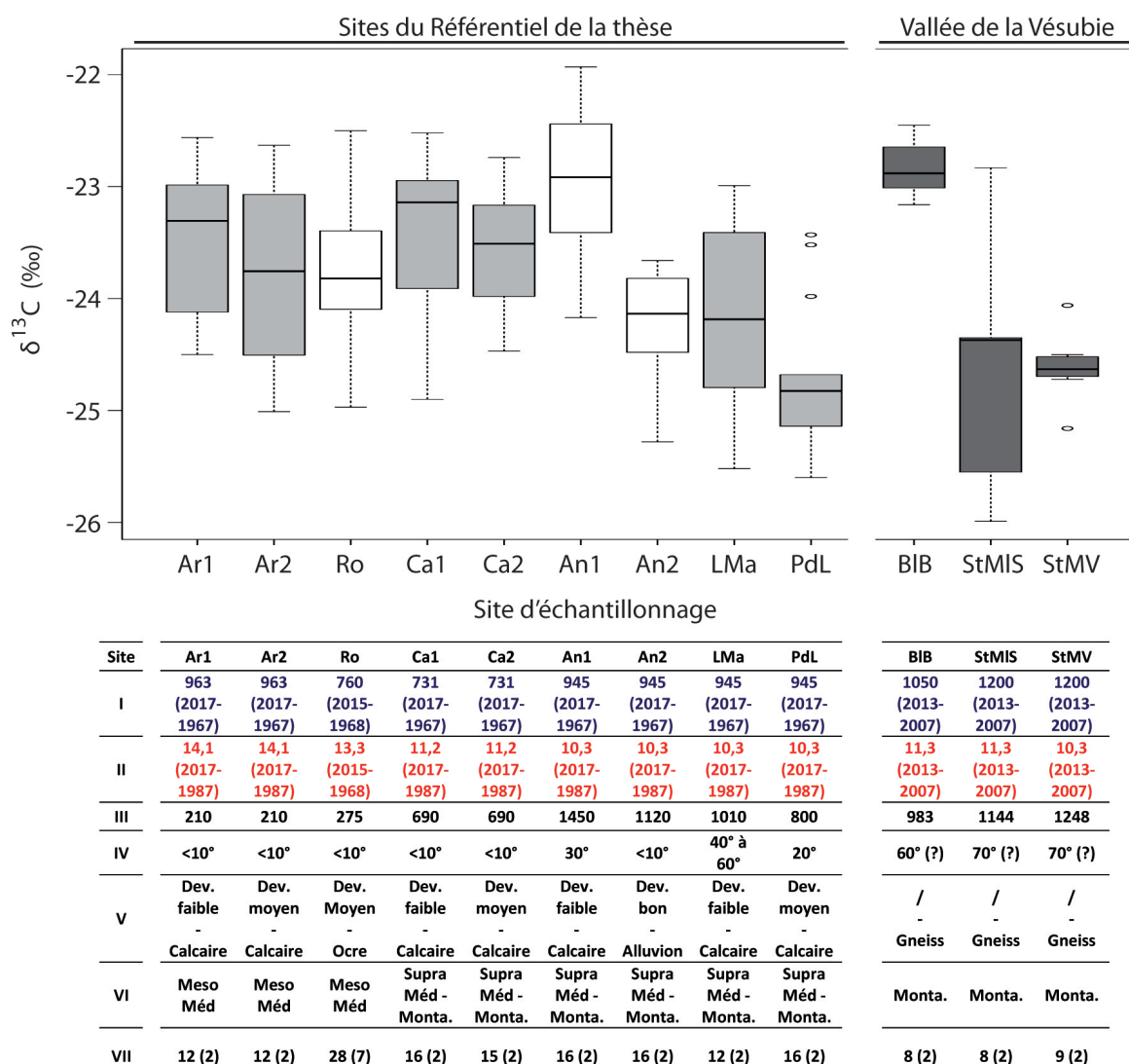


Figure C2.III.2-13 : Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) des différents sites étudiés (toutes conditions de croissance confondues) selon les températures moyennes décroissantes, complétées par les données environnementales et descriptives des différents sites : (I) moyenne précipitation (mm/m2) (période pour le calcul de la moyenne) ; (II) température (période pour le calcul de la moyenne) ; (III) altitude (m) ; (IV) pente (? = incertitude sur la mesure) ; (V) sol développement – substrat (avec dev. = développement) ; (VI) type de climat (avec Meso Méd. = Meso Méditerranéen ; Supra Méd. = Supra Méditerranéen & Monta. = Montagnard) ; (VII) nombre d'individus, nombre d'échantillons analysés (nombre d'individus). [NB : Les données météorologiques moyennes sont obtenues : (i) à partir des stations régionales pour les sites de An, Ar, Ca, LMa et PdL ; (ii) à partir des stations locales pour Ro, StMV, StMIS et BIB].

III.2.4. Interprétation et discussion

III.2.4.a. Effet du territoire sur la réponse isotopique et enregistrement du signal climatique

L'effet du milieu apparaît primordial dans la réponse isotopique sur le bois. En effet, on observe une différence récurrente entre les sites voisins (mêmes variabilités climatiques), où les sites

aux conditions les plus favorables (disponibilité en eau, développement du sol, faible pente, etc.) montrent un $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen plus faible. Ces observations sont, en général, continues sur l'ensemble des groupes de cernes échantillonnés et donc dans des climats différents. Par exemple, on observe que le site Ar2 plus proche de la rivière, dans une zone géographique soumise à de fortes chaleurs et faibles précipitations, possède un signal isotopique plus faible que son voisin Ar1. De même, les sites des An2 et Ca2, situés dans des zones où la végétation est plus humide, avec un meilleur développement du sol et de faibles pentes que leurs analogues An1 et Ca1, présentent un $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen plus bas que ces derniers. On précisera également que le site d'An1 est à plus de 300m de Ar2, la position de haut de vallée peut donc également avoir favorisé le site d'An2. Enfin, on note que malgré la proximité des pins de la rivière, pour site de LMa, les fortes pentes et faibles développements du sol de ce dernier dominant dans l'effet du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen par comparaison avec le site des PdL (faible pente, développement du sol moyen).

L'importance des conditions environnementales du site de sélection est évoquée dans de nombreuses études isotopiques sur cernes d'arbres (del Castillo et al., 2015; Esper et al., 2018; Esper et al., 2015; Leavitt, 2007; Leavitt and Long, 1986; Michelot, 2011; Saurer et al., 1995a; Shestakova et al., 2017a; Treydte et al., 2001). Dans une étude de Saurer et ses collaborateurs (2005) sur trois essences d'arbres (*Fagus sylvatica*, *Picea abies*, *Pinus sylvestris* ; 6 essences par espèces et par sites ; analyses d'un groupe de 50 cernes par arbre), il est noté une nette diminution du signal isotopique avec l'indice d'humidité du sol du site choisi pour toutes les essences (sites séparés au maximum par une trentaine de km) (Saurer et al., 1995a). Plus encore, dans l'étude de Treydte et ses collaborateurs sur *Picea abies*, les auteurs observent une différence dans la réponse isotopique entre les 6 sites répartis dans la vallée de Lötschental en suisse (élévation, exposition et disponibilité en eau du sol varié), en particulier entre l'Ubac et l'adret ($\delta^{13}\text{C}$ moyen plus faible de 0,5‰ en moyenne pour les sites de l'Ubac) (Treydte et al., 2001). On ajoute, que dans ces deux études, les auteurs ont vérifié que la conservation de la corrélation entre le signal isotopique et climatique pour tous les sites est toujours présente (conditions différentes) (Saurer et al., 1995a; Treydte et al., 2001).

L'objectif de l'échantillonnage de cette partie était de vérifier, dans des conditions pluviométriques tri-annuelles identiques (en absolu ou en relatif), si le signal isotopique était homogène ou non entre plusieurs sites d'échantillonnage. Or, on a pu observer que le signal $\delta^{13}\text{C}$ obtenu sur le bois n'apparaît pas toujours corrélé avec la pluviométrie annuelle moyenne. Si des corrélations avec des données météorologiques secondaires peuvent alors être envisagées, elles restent toutefois difficiles dans certains cas à affirmer. Plus encore, certains sites voisins présentent des évolutions du signal climatique divergentes. On note par exemple, une corrélation positive du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ des sites d'Ar2 et LMa avec les températures estivales, alors que cette corrélation disparaît avec les données isotopiques de Ar1 et PdL.

Plusieurs hypothèses explicatives et indépendantes les unes des autres (possibilité d'un impact conjoint) peuvent alors être avancées. On rappelle avant tout, que la variabilité du signal isotopique entre les groupes de cernes est étudiée à partir d'un nombre d'échantillons assez faible et que la variabilité naturelle intra-site peut à priori expliquer en partie certaines variations.

La première hypothèse implique l'évolution des valeurs climatiques au cours des trois années correspondant au groupe de cernes prélevé. La répétition d'années, avec les mêmes conditions de croissances, n'aura pas le même effet sur le signal isotopique que la succession de deux années sévères et une année très clémente. Les forts écarts de la pluviométrie annuelle entre les années des groupes de cernes des sites d'Andon (An1 et An2) peuvent, par exemple, être responsables des fortes valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ des groupes de cernes d'années humides (« HA » et « HR »). Ce point est d'autant plus important que plusieurs études révèlent que la répétition d'années à climat défavorables (chaux, sec) intensifie l'augmentation du signal isotopique au cours des années successives (Aucour et al., 2002; Konter et al., 2014; Linderholm et al., 2002; McKenzie et al., 2018; Shestakova et al., 2017a). Une période d'années climatiquement sévère peut alors affecter le signal isotopique des cernes des années suivantes. Dans la même logique, l'évolution du signal climatique au sein de l'année peut jouer davantage si un impact climatique est fortement ressenti pendant certaines saisons. On note par exemple que, de nombreuses études obtiennent une meilleure corrélation entre le signal isotopique et la pluviométrie au printemps plutôt que la pluviométrie annuelle (Liu et al., 2004; Saurer et al., 1995a; Shestakova et al., 2017a). Dans un autre cadre, un hiver de forte chaleur intensifiera les effets de la température de l'été suivant (Linderholm, 2002). Dans la même logique, un printemps avec des bonnes conditions de pluviométrie peut atténuer l'effet des températures estivales, si le sol n'a pas eu le temps de s'assécher complètement (Saurer et al., 2008).

La deuxième hypothèse concerne les changements de paradigmes entre la réponse du signal climatique et l'évolution des facteurs climatiques. En effet, plusieurs études soutiennent l'hypothèse que la température estivale devient le facteur principal de corrélation avec le signal $\delta^{13}\text{C}$ plutôt que les facteurs liés à la disponibilité en eau (Ferrio and Voltas, 2005; Gagen et al., 2007; Robertson et al., 1997; Seftigen et al., 2011). Le signal climatique enregistré dans notre étude correspond à la somme des facteurs climatiques et environnementaux discontinus à travers les trois années sélectionnées pour chaque échantillon. Toutefois, le changement de paradigme, avec l'importance croissante de la température dans l'évolution du signal isotopique des cernes d'arbres, semble se vérifier dans nos zones géographiques échantillonnées, puisque les corrélations les plus fortes sont faites avec les températures estivales.

La troisième hypothèse s'articule autour des causes non climatiques mais naturelles, qui ont pu affecter la variabilité moyenne du signal $\delta^{13}\text{C}$ et donc d'effacer les corrélations avec les facteurs climatiques. Outre le problème d'échantillonnages susmentionnés, on peut proposer un risque de contamination fongique, ante- ou post-mortem. Ce point est d'autant plus important que des traces de champignons avaient été observées sur plusieurs carottes avant le traitement. Une étude sur plusieurs champignons, affectant le pin sylvestre, montre que la croissance de ces derniers est associée à un fractionnement isotopique avec un enrichissement du ^{13}C (Henn et al., 2002). Une étude similaire arrive aux mêmes conclusions, avec un $\delta^{13}\text{C}$ du champignon (ectomycorhizien) plus élevé de +1 à +1,5‰ par rapport au $\delta^{13}\text{C}$ du *Pinus sylvestris* (Högberg et al., 1999). Les valeurs des champignons sont alors différentes de celles du bois. A l'inverse, une étude d'attaque fongique ante-mortem de *Heterobasidion parviporum* sur du *Picea abies* montre une

diminution du signal isotopique du bois (Gori et al., 2014). De plus, la présence de champignon ou un autre type de contaminant pourrait expliquer la diminution relative du $\delta^{13}\text{C}$ sur nos sites secondaires (moyenne par site 48,4 à 52,5‰, moyenne totale de 49,8‰) par rapport au $\delta^{13}\text{C}$ du site principal de Ro (moyenne de 52,8‰). Toutefois, la forte sensibilité des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ à la pesée de la masse permet de relativiser ces données.

Enfin, la dernière hypothèse concerne le traitement des données. On rappelle que la correction des changements du CO_2 atmosphérique a été faite avec un modèle linéaire (+0,007‰/ppmv) (Treydte et al., 2001). Or, ce type de modèle est limité et peut sous-estimer l'évolution et l'impact réel de l'augmentation du CO_2 atmosphérique (McCarroll et al., 2009). Un autre modèle linéaire propose par exemple un facteur de correction beaucoup plus élevé de +0,02‰/ppmv (Feng and Epstein, 1995). La différence, sur à peine 10 ans, avec notre facteur de correction (ex : entre 1990 et 2000) est de presque 0,2‰. L'évolution du signal isotopique entre les groupes de cernes peut donc, en partie, résulter de la réponse mécanique et physiologique de l'augmentation du CO_2 atmosphérique. Ainsi, les évolutions du $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre les groupes d'échantillons d'Andon (<0,5‰) peuvent avoir été accentuées par la correction appliquée (années 90 représentées par des $\delta^{13}\text{C}$ moyens plus faibles, années 2000 par des $\delta^{13}\text{C}$ moyens plus élevés).

III.2.4.b. Conservation du signal environnemental pendant la combustion

Dans cette étude, l'impact de la combustion sur le $\delta^{13}\text{C}$ moyen semble relativement homogène (autour de -0,54‰), alors que, la variabilité de l'effet de la combustion est beaucoup plus importante (avec un écart maximum de 2,67‰ pour le site de Ca2, et deux autres $\Delta \delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$ max supérieur à 1‰). Par ailleurs, l'impact de la combustion sur le signal isotopique apparaît plus important que celui observé sur le site de Roussillon pour les mêmes températures (350°C), avec une diminution moyenne de -0,23‰ par rapport au -0,54‰ observé ici. Dans le même temps, l'évolution moyenne du taux de carbone sur notre site secondaire est plus importante que celle de Roussillon (49,8 à 73,2% contre 52,8 à 65,9% respectivement). Ainsi, par comparaison, il semble que les valeurs obtenues, pour nos sites secondaires, correspondent à une carbonisation plus importante que celle de Roussillon (valeurs intermédiaires à celles observées entre 350° et 450°C). Toutefois, cette diminution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ moyen reste inférieure à la baisse isotopique observée dans plusieurs études à 400°C (Czimczik et al., 2002; Ferrio et al., 2006; Resco et al., 2011; Rousset et al., 2006). On sait que l'évolution moléculaire la plus importante est observée entre 350° et 450°C. Elle correspond à une forte diminution de la cellulose enrichie en ^{13}C et induit une forte diminution du $\delta^{13}\text{C}$ du bois (Czimczik et al., 2002; Rousset et al., 2006; Turney et al., 2006). Ainsi, une légère augmentation de l'intensité de la combustion peut modifier rapidement les valeurs isotopiques et de %C. Si cette hypothèse concorde avec nos valeurs, la question de l'intensité de la combustion à une même température (350°C) est soulevée.

L'intensification de l'effet de la combustion sur les sites secondaires ($\Delta^{13}\text{C}$ plus important à la même température que pour Roussillon) peut être expliquée par deux hypothèses : (i) La première concerne une possible contamination fongique précédemment évoquée. Si les champignons peuvent être responsables d'un bulk $\delta^{13}\text{C}$ (champignon + bois) différents du $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ du bois seul, une attaque fongique intervient également dans les propriétés combustibles du bois. Plusieurs

études soulignent le changement de la cinétique de la combustion du bois dégradé par rapport à celle du bois sain (allumage à de plus faible température, combustion plus rapide) (Chravzev, 2013; Théry-Parisot, 2001; Théry-Parisot and Henry, 2012). (ii) La deuxième hypothèse concerne la période de prélèvement. Le prélèvement en août des échantillons des sites secondaires, par rapport au prélèvement en février des échantillons de Roussillon, correspond à des périodes d'activité physiologique différentes. Les composés secondaires du bois (résine, lipide, etc.) sont donc dans des proportions légèrement différentes (Heller et al., 2004b) et ainsi, peuvent jouer un rôle de catalyseur dans la combustion des échantillons des sites secondaires.

Si l'effet de la combustion apparaît homogène en moyenne entre site, une plus grande hétérogénéité est observée entre les groupes de cernes sur plusieurs sites. Cette hétérogénéité a pour conséquence de moduler les enregistrements isotopiques obtenus à 25°C. Toutefois, on observe que la différence isotopique entre sites d'échantillonnages voisins est conservée après combustion. Plus encore, on observe une plus grande uniformité de cet écart entre les groupes de cernes à 350°C plutôt qu'à 25°C (à l'exception du groupe de cernes des années « HR » et « SA » des causses qui montrent une différence nulle). Pour exemple, on observe l'inversement des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ du groupe de cernes des années « HR » et l'apparition du même écart pour celles des années « SA » et « SR » entre Ar1 et Ar2. Autre exemple, la forte variabilité isotopique qu'on pouvait observer entre LMa et PdL (0,31‰ pour les cernes des années « SR », à 1,47‰ pour les cernes des années « SA »). L'homogénéisation des écarts isotopiques entre sites voisins a également pour conséquence d'harmoniser leurs signaux isotopiques (ex : corrélation entre les signaux isotopiques de LMa et des PdL). Plus encore, les nouveaux signaux isotopiques obtenus semblent montrer une plus grande connexion avec les changements climatiques (Ex : les signaux de Ar1 et Ar2 avec les températures).

III.2.4.c. Signal environnemental et climatique moyen d'un site

Dans l'ensemble, et quelle que soit la température de carbonisation, le site est un élément central dans la lecture des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ moyennes obtenues. Les changements climatiques n'apparaissent alors que secondaires. Plus encore, lorsqu'on compare les données isotopiques obtenues pour les charbons (350°C) entre sites, et sans distinction des conditions climatiques dans lesquelles le bois d'origine a poussé, on remarque qu'il est possible de différencier les sites entre eux, entre environnement favorable à la croissance du pin ($\delta^{13}\text{C}$ faible) et inversement. Pour exemple, les sites issus des zones à fortes influences méditerranéennes et (Ar, Ro) présentent des conditions environnementales plus stressantes pour la croissance du pin (forte T°, faible disponibilité en eau) que la majorité des sites issus des Alpes/Préalpes avec de plus importantes influences montagnardes (An2, LMa, PdL, StMV, StMIS). On précisera toutefois, qu'au vu des interprétations faites sur la combustion, il est possible que les données de Ro et des sites de la Vésubie soient légèrement sur-représentées par rapport aux autres sites (combustions plus importantes, diminutions du $\delta^{13}\text{C}$ plus importantes). Par ailleurs, on note également que le faible développement des sols et des pentes (souvent associés) peut-être très défavorable à la croissance du pin (An2, Ca1, BIB).

A l'échelle de notre étude (différence maximum d'une trentaine d'années entre groupes de cernes, tous sites confondus), l'environnement et le climat moyen, qui définissent les sites

d'échantillonnage, sont des éléments fixes. Mais si on résonne sur des échelles beaucoup plus longues (siècle millénaire), l'environnement actuel des sites s'inscrit dans une évolution continue et succession de différents écosystèmes. Ces derniers sont, en particulier, conjugués avec l'évolution des sols (Duchaufour, 2001). Toutefois, l'évolution des éléments qui définissent ces derniers ne sont pas synchrones. Ainsi, on peut observer des évolutions relativement rapides de la chimie du sol (concentration en ions Ca^{2+} , Mg^{2+} , acidification du sol) (Richter, 2007; Richter et al., 1994). Dans son étude, Richter et ses collaborateurs montrent qu'après seulement une trentaine d'années, une forêt de *Pinus Taeda* L. recréait les conditions d'acidité (faible pH) favorable à sa croissance (Richter et al., 1994). Les éléments organiques, ou encore les minéraux lourds, peuvent rapidement évoluer, mais leur accumulation (fort taux) se réalise sur de longues périodes (Schwartz, 2012). Au contraire, les textures des sols sont le résultat de nombreux et longs processus de sédimentation, pédogénèse, ruissellement et bioturbation. On note ainsi, une évolution de ce dernier sur des périodes beaucoup plus longues allant de centaines d'années aux millions d'années (Duchaufour, 2001; Richter, 2007). Les développements du sol présentés ici comme facteur inféré au signal isotopique, se répartissent ainsi sur des échelles de temps relativement courtes (quelques décennies) à considérables (centaines d'années). On précisera qu'à travers ces évolutions, on distingue des phases progressives et régressives du sol. Suivant la même logique, le climat se transforme au cours du temps, en suivant des cycles plus ou moins longs et définis par des changements d'intensités variées (Pomerol et al., 2011). L'observation des changements climatiques peut donc se scinder en plusieurs signaux climatiques : hautes fréquences (saisons, années), moyennes fréquences (décennies), basses fréquences (siècle, millénaire, etc.).

Dans cette logique, les corrélations entre le signal isotopique moyen et les sites d'échantillonnage peuvent être considérées comme une réponse de basse fréquence (fixe à notre échelle de temps) alors que les variabilités du $\delta^{13}\text{C}$ en fonction des groupes de cernes est une réponse de haute fréquence (réponse au climat saisonnier/annuel). Ainsi, le fait que le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen, obtenu par site tous cernes confondus, permet de différencier les écosystèmes, justifie le potentiel du signal isotopique moyen issu de charbon comme marqueur climatique basse fréquence. Le signal haute fréquence est alors atténué et apparaît à travers la variabilité du signal. Cette hypothèse rejoint ainsi celle de plusieurs études sur le bois qui s'accordent sur le fait de pouvoir ressortir un signal climatique basse fréquence du signal $\delta^{13}\text{C}$ (Esper et al., 2010; Esper et al., 2015).

III.2.5. Synthèse

Dans cette seconde partie du référentiel, nous avons élargi ce dernier avec 8 nouveaux sites d'échantillonnage aux particularités environnementales et climatiques propres (en 5 zones d'échantillonnage à travers le Sud-Est de la France). L'objectif était alors double ; (i) étudier l'effet du terroir sur la réponse isotopique et son impact sur l'enregistrement du signal climatique, et (ii) étudier l'effet de la combustion sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ et la conservation du signal environnemental.

Nous avons ainsi observé que l'effet du terroir n'augmente pas la variabilité inter-individus (même site, même période climatique), avec des écarts isotopiques toujours inférieurs à 2%. Au

contraire, les écosystèmes échantillonnés donnent une réponse significativement différente. Elle se traduit par un écart isotopique significatif, entre sites voisins, pour chaque groupe de cernes échantillonnés. Cependant, si la réponse isotopique entre les différents groupes de cernes (climat différent) suit les mêmes tendances entre sites voisins, il est difficile de pouvoir attribuer ces fluctuations à des paramètres bien définis.

En comparaison avec le site de Roussillon, l'impact de la carbonisation est en moyenne plus important (diminution du $\delta^{13}\text{C}$ plus forte). Toutefois, l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ est également plus importante. Ainsi, l'évolution plus importante du $\delta^{13}\text{C}$ est certainement due à une combustion légèrement plus avancée. Les raisons évoquées sont une dégradation du bois ou bien la saison de collecte. Par ailleurs, on note que les effets pour certains groupes de cernes se démarquent (ex : augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ moyen).

Cette hétérogénéité a pour conséquence de modifier le signal $\delta^{13}\text{C}$ obtenu pour le bois. Les changements permettent alors d'obtenir ; (i) un signal avec un écart isotopique entre site plus homogène pour chaque groupe de cernes, (ii) des signaux climatiques identiques entre sites voisins et (iii) une meilleure corrélation avec les données environnementales. Une altération du signal isotopique (hypothèse fongique) disparaît ainsi à la carbonisation.

Enfin, la comparaison des signaux isotopiques moyens de tous les sites du référentiel, sans distinction des cernes sélectionnés, a permis de mettre en avant la possibilité d'obtenir du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen, un signal climatique basse fréquence (apparenté à la moyenne réponse du site), avec un signal climatique haute fréquence (apparenté aux changements saisonniers et annuels) représentée dans la variabilité du signal $\delta^{13}\text{C}$ autour de la moyenne.

IV. **PROTOCOLE D'ÉTUDES DES CHARBONS ARCHÉOLOGIQUES**

Dans cette partie, nous présentons la méthode générale appliquée à l'étude des charbons de bois des sites archéologiques de notre corpus. Cette méthode est adaptée en fonction des contraintes de chacun des sites (contexte de dépôts, préservation et nature des charbons, contamination, etc.). Les charbons proviennent de deux types de contextes : (i) les sites anciennement fouillés et pour lesquels l'étude anthracologique a déjà été réalisée (les Canalettes, la Combette, Chauvet-Pont d'Arc), et (ii) les sites en cours de fouille pour lesquels nous avons pu adapter notre méthode d'échantillonnage (la Grotte aux Points, la Baume d'Oulen, les Deux Ouvertures, les Prés de Laure, la Baume de Monthiver, Mutzig).

IV.1. **Prélèvements et analyses taxinomiques**

IV.1.1. **Sélection des charbons de bois**

Les prélèvements des charbons se sont fondés sur les méthodes classiques d'étude anthracologique (Chapitre 1 – III).

Ce protocole privilégie la collecte des charbons dispersés dans le sédiment, réalisée par tamisage à l'eau ou flottation. Ici, à l'exception du site de Mutzig (flottation + tamisage), le protocole de tamisage à l'eau a été privilégié. Dans la mesure du possible, une maille de 2mm a été utilisée sur l'ensemble du sédiment, accompagnée d'un tamisage à 500 µm d'une ou plusieurs colonnes sédimentaires (un carré ou sous-carré) comme témoins (permet de vérifier les proportions relatives des différentes essences utilisées). Concernant les charbons concentrés (structure foyère), le prélèvement de l'ensemble de la concentration a été réalisé (Baume d'Oulen).

Toutefois, dans certains cas l'utilisation de prélèvement manuel de charbons a tout de même été réalisée : (i) dans le cas d'un sédiment pauvre en charbons, avec une perte de ceux-ci au tamisage (Baume d'Oulen) ; (ii) dans le cas où la stratigraphie présentait une séquence complexe et le risque de mélange de charbons au tamisage (prélèvement manuel des charbons a été réalisé avec un recensement des coordonnées dans l'espace, tamisage général à 2mm tout même réalisé ensuite ; Grotte aux Points).

Dans la mesure du possible, les prélèvements sont séchés, triés, puis conditionnés de sorte à éviter des fractionnements supplémentaires (ex : utilisation de tube de stockage). De plus, les matières non-contaminantes doivent être favorisées (ex : favoriser l'aluminium et le verre au papier). On précisera que la contamination par certains plastiques (ex : tube en PVC) est, au vu des concentrations en carbone des charbons, négligeable.

IV.1.2. **Analyses taxinomiques des charbons**

L'identification taxinomique est réalisée avec la méthode classique, sous un microscope optique à réflexion (grossissement X100 et X200 à X500) selon les trois plans anatomiques du bois (transversal, tangentiel, radial). Les déterminations taxinomiques sont ensuite réalisées sur

le principe de l'anatomie comparée, avec des ouvrages de référence (sur bois actuel ou charbons archéologiques) (Schweingruber, 1990, 2007; Vernet, 2001) et l'anthracothèque du CEPAM-UMR 7264 (Chapitre 1 - III.1). Dans la mesure du possible, le nombre d'identifications doit se rapprocher de 250 à 400 fragments (dépend de la fréquence relative des taxons) pour parvenir à une interprétation paléoécologique et quantitative des données fiables (Chabal, 1992).

En complément des caractéristiques taxinomiques et non-taxinomiques classiques (fente de retrait, bois de réaction, vitrification, etc.), un regard supplémentaire a été porté aux marqueurs d'attaque fongique. Ces marqueurs ont été reportés en trois catégories de dégradation, basées sur les travaux expérimentaux sur du pin (*Pinus* sp.) (Henry and Théry-Parisot, 2014a; Théry-Parisot and Texier, 2006; Vidal-Matutano et al., 2017). Les traces d'attaques fongiques ont été définies pour les essences de pin (*Pinus* sp.) et également transposées au genévrier (*Juniperus* sp.).

IV.2. Préparations des échantillons et analyses élémentaires et isotopiques

IV.2.1. Sélection des échantillons : entre charbons individuels et charbons regroupés

À la suite de l'identification taxinomique, les échantillons de *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend également *Pinus mugo* et *cembra*) sont sélectionnés pour l'étude.

Les analyses isotopiques nécessitent une masse d'échantillons minimum de 1mg. Malheureusement, les charbons sont naturellement de très faible masse volumique (diminue avec la carbonisation) et sont généralement de très petite taille dans les séquences du Paléolithique. Sur plusieurs des sites considérés, la masse des charbons était insuffisante pour une étude individuelle. Pour cette raison, les analyses ont été réalisées selon deux modalités :

- Lorsque la masse des charbons était supérieure à 1mg : l'analyse individuelle a été réalisée. Elle permet de rendre compte à la fois de la valeur $\delta^{13}\text{C}$ moyenne et de la variabilité du signal.
- Lorsque la masse des charbons était inférieure à 1mg : l'analyse a été effectuée sur des regroupements de charbons, pour atteindre une masse suffisante (en moyenne des groupes de 5 charbons). L'utilisation de charbons regroupés nécessite donc un excellent contrôle stratigraphique. Les études montrent que la valeur moyenne issue d'un regroupement de charbons, indépendamment de leurs masses, ne diffère pas significativement de la valeur moyenne calculée à partir des valeurs individuelles de chacun de ces charbons (Borella et al., 1998; Leavitt, 2008; Treydte et al., 2001). Toutefois, le regroupement de charbons présente comme principal inconvénient de rendre impossible l'étude de la variabilité individuelle du signal isotopique.

Enfin, l'analyse individuelle de charbons peut se montrer chronophage et coûteuse. L'analyse par regroupement permet alors d'augmenter le nombre de charbons analysés et la représentativité de la mesure. Ainsi, le regroupement de charbons a pu être favorisé sur certains sites malgré une masse proche du minimum nécessaire (Ex : étude de structure foyère, étude test).

IV.2.2. Pré-traitement des échantillons

Le charbon étant inerte chimiquement, les échanges de carbone pendant les processus post-dépositionnels sont considérés comme négligeables. Cependant, sa structure poreuse lui confère des propriétés d'absorption qui facilite l'intégration de carbone exogène minéral (Ex : carbonates) ou organique (Ex : acides humiques, radicales). Dans cette partie, nous présentons, le protocole mis en place pour éviter la possible dégradation du signal isotopique des charbons par ces contaminants carbonés.

La procédure habituelle, principalement utilisée pour les datations radiocarbone, consiste en l'utilisation d'un traitement ABA (acide-base-acide) (DeNiro and Hastorf, 1985). Toutefois, ce protocole est très agressif et a pour conséquence de diminuer considérablement la masse de l'échantillon, avec une diminution de $22 \pm 9\%$ de la masse après le traitement « acide » pour une diminution de $50 \pm 17\%$ de la masse après le traitement « acide-base-acide » complet (valeur obtenue sur des graines sans broyage) (Brinkkemper et al., 2017). Afin d'éviter la perte d'échantillons archéologiques pendant le pré-traitement, plusieurs auteurs proposent d'évaluer au préalable le niveau de contamination des restes organiques carbonisés, à l'aide d'une spectrométrie infrarouge à transformée de Fourier (FTIR). Les auteurs notent plusieurs pics caractéristiques de la contamination des carbonates ($870, 720 \text{ cm}^{-1}$) ou des acides humiques ($1010, 1080 \text{ et } 3690 \text{ cm}^{-1}$) (Brinkkemper et al., 2017; Vaiglova et al., 2014). Si une faible dose de carbonate peut très vite être un inconvénient, Vaiglova et ses collaborateurs (*Ibid*) montrent que, lorsque les acides humiques ne sont pas détectables au FTIR, ($<10\%$) leur impact est négligeable sur le signal $\delta^{13}\text{C}$. Les acides humiques sont issus de la dégradation de matière organique ; à l'exception de couches très organiques, ils sont retrouvés en très faible quantité. Plus encore, ils peuvent provenir des charbons eux-mêmes. Ainsi, dans le cas où les échantillons tests n'indiquent pas de contamination par les acides humiques, le traitement peut se restreindre à un traitement « acide » (Vaiglova et al., 2014).

Plusieurs tests de quantification des contaminations ont été réalisés sur chacun des sites. Afin de conserver le plus d'échantillons possible pour l'analyse isotopique, nous avons considéré que la contamination des charbons était relativement homogène par niveau stratigraphique ; les analyses IFTR se sont donc focalisées sur quelques charbons de contrôle répartis le long de la séquence d'étude, en priorité sur ceux dont l'identification est imprécise (gymnosperme). L'analyse a été réalisée avant prétraitement, avec un spectromètre FTIR PerkinElmer Frontier couplé au logiciel Spectrum. Toutefois, lors de forte contamination par les carbonates, le test était répété après la décarbonatation (traitement « acide »).

Aucune des analyses, tous sites confondus, n'a révélé une présence significative d'acides humiques dans les charbons archéologiques ; notre prétraitement s'est donc focalisé sur une décarbonatation simple. Les quantités d'acide chlorhydrique utilisé et le temps de décarbonatation des matériaux archéologiques varient selon les études (Aguilera et al., 2012; DeNiro and Hastorf, 1985; Ferrio et al., 2006; Fiorentino et al., 2015; Fraser et al., 2013; Heaton et al., 2009; Masi et al., 2013). Ici, nous avons utilisé le protocole recommandé par Vaiglova et ses collaborateurs

(2014), soit 1 M HCl pour 45 min à 80 °C (charbon non broyé) puis rincé à plusieurs reprises à l'eau distillée jusqu'à obtention d'un point neutre en pH.

IV.2.3. Analyses EA-IRMS

Les analyses sont réalisées au Laboratoire Océanographique de Villefranche (LOV, CNRS/SU) avec un Pyrocube Elementar Vario couplé à un spectromètre de masse Isoprime 100 à flux continu (EA-IRMS). Les procédures habituelles d'étalonnage interne ont été appliquées, avec des gaz standards pour l'EA, puis avec des blancs et standards pour l'IRMS. Nous utilisons, en début et fin de runs, des standards de caféine (certifiés isotopiquement, AIEA-600) étalonnés par rapport au V-PDB, et comme standards intermédiaires secondaires étalonnés avec la caféine (acétanilide de Merck, CAS 103-84-4). La variabilité standard et l'erreur de l'analyseur étaient de l'ordre de 0,1‰. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ ont été corrigées à l'aide d'une correction standard monopoint (Paul et al., 2007) et ont été rapportées «per mille» (voir Chapitre 2 – II).

IV.3. Traitements des données isotopiques

IV.3.1. Correction des données atmosphériques

IV.3.1.a. *Évolution de la concentration du $\delta^{13}\text{C}$ atmosphérique*

L'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ atmosphérique a un effet direct sur le $\delta^{13}\text{C}$ de la plante. Au cours du pléistocène supérieur, cette évolution a pu atteindre un écart maximum de 0,53‰. Ainsi, le signal isotopique des charbons dans certains sites paléolithiques (longue séquence) peut avoir enregistré cette évolution et nécessite une correction. Comme pour la correction de l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ au cours de l'industrialisation, utilisée dans les études actuelles (eq. 7, Chapitre 1 – I.2.6.a), la correction du signal isotopique doit se fonder sur une valeur isotopique où le facteur de correction est nul (ex : $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} = 6,4\text{‰}$, valeur constante sur l'holocène pré industrielle). Pour nos sites, nous avons décidé d'utiliser le $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ le plus faible de la chronologie étudiée ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}; \text{min}}$). On obtient l'équation :

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{cor}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{plante}} - (\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} + \delta^{13}\text{C}_{\text{atm}(\text{min})})$$

Toutefois, compte-tenu de la faible et lente évolution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ au cours du pléistocène supérieur, nos séquences archéologiques peuvent être représentées par un signal isotopique atmosphérique relativement constant (variations <0,1‰). Dans ce contexte, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ est considéré constant et aucune correction n'est appliquée. Plus encore, les datations des sites anciens (particulièrement où les datations radiocarbone ne sont plus possibles) peuvent présenter des marges d'erreurs significatives qui compliquent l'attribution d'un $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ à un moment « t » précis. Dans ces conditions, il est préférable de ne pas appliquer de correction et d'intégrer seulement les changements du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ au moment de l'interprétation.

Sur de longues périodes (centaines à milliers d'années), les évolutions du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ sont considérées comme homogènes sur la surface de la planète. Les enregistrements atmosphériques dans les différentes archives climatiques sont donc significativement comparables, indépendamment

de leur position géographique. Nous utilisons donc les données de l'évolution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ enregistrées dans plusieurs carottes d'antarctique (Eggleston et al., 2016).

IV.3.1.b. Évolution de la concentration du CO_2 atmosphérique

Au contraire de l'effet du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$, l'impact de la concentration du CO_2 n'est pas direct. En effet, la plante peut s'adapter aux évolutions du CO_2 principalement par le changement de la physiologie stomatique (nombre, taille). Cette adaptation se traduit par un ci/ca constant. Toutefois, cette adaptation est lente et dans le cas de bouleversement atmosphérique (ex : industrialisation), l'adaptation n'est pas suffisante pour maintenir un ci/ca constant (Chapitre 1 - I.2.6.a). Dans notre étude, et en accord avec d'autres auteurs (Beerling and Woodward, 1995; Eggleston et al., 2016; Polley et al., 1993), nous considérons que les changements en CO_2 , pendant le pléistocène supérieur (écart max = 40ppmv ; ca max = 230ppmv ; vitesse moyenne = 5ppmv/2000 an ; vitesse max = 20ppmv/2000an), sont assez faibles et lents pour avoir permis une adaptation des plantes (Chapitre 1 - I.2.6.a). Ce choix permet d'éviter l'application d'un facteur de correction non-nécessaire qui perturberait l'information du signal isotopique, d'autant plus, que l'approximation de nos chronologies rendent impossible l'association de nos stratigraphies avec l'évolution du CO_2 .

Malgré tout, les changements en CO_2 peuvent ne pas avoir été totalement compensés par les plantes et doivent être intégrés dans les interprétations du signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons. De plus, l'adaptation aux faibles teneurs en CO_2 du pléistocène par une diminution de la densité stomatique (ou taille des stomates) peut rendre la plante amplement plus sensible au stress hydrique et intensifier la réponse du signal $\delta^{13}\text{C}$ de la plante (Saurer et al., 2004; Turney et al., 1999; Voelker et al., 2016). Dans la même logique, le faible taux de CO_2 peut également impliquer une diminution de l'activité photosynthétique (A) (Voelker et al., 2016).

IV.3.2. Correction effet de la carbonisation

Enfin, l'effet de la carbonisation sur le signal isotopique doit être pris en compte. Or, dans notre référentiel, nous avons montré que l'enregistrement climatique et environnemental du signal isotopique était conservé au cours de la combustion pour une carbonisation donnée (même état d'avancement dans la pyrolyse du bois). Cependant, la formation de charbons dans des foyers naturels ne résulte pas d'une carbonisation homogène. Si on veut utiliser un signal isotopique interprétable, il est donc nécessaire d'utiliser des charbons qui ont subi la même carbonisation. Plusieurs méthodes ont été proposées pour définir l'intensité d'une pyrolyse : (i) analyse du rapport H_d/H_g par l'analyse en micros-spectrométrie Raman (Baton et al., 2017; Deldicque et al., 2016; Rouzaud et al., 2015), (ii) la mesure de la réflectance des charbons (Ascough et al., 2010; McParland et al., 2009) ou (iii) l'utilisation du taux de carbone (%C) (Aguilera et al., 2012; Ferrio et al., 2006). Dans notre référentiel, nous avons montré que le %C possède les qualités pour nous indiquer l'intensité de la carbonisation à la fois due à la température de combustion et l'état du bois. Toutefois, on précisera que cette relation semble disparaître pour de très fortes températures (>600°C) (Baton, 2017; Deldicque et al., 2016).

On sait que les corrélations entre le $\delta^{13}\text{C}$ du bois (cellulose + lignine) et le climat sont plus fortes que celles entre le $\delta^{13}\text{C}$ de la lignine et le climat. De plus, la pyrolyse de la cellulose débute aux alentours de 350°C et est marquée par une évolution du taux de carbone (environ 60-65% à 70-75%). Ainsi, les charbons associés avec des %C autour de 60-65% sont les plus intéressants pour l'étude du signal isotopique. Or, il s'est avéré que l'ensemble des charbons, obtenus sur nos sites, présentaient un taux de carbone commun autour de 60-65%. Ainsi, aucun facteur de correction de la carbonisation n'a été appliqué sur nos charbons.

Dans le cas contraire (différent %C), une sélection préférentielle des charbons avec %C autour de 60-65% aurait été préconisée. Toutefois, dans le cas où le nombre de charbons serait resté insuffisant, il aurait été possible d'associer le signal de ces charbons (60-65% de taux de carbone) avec celui des charbons issus d'une carbonisation plus importante (ex : 70-75% de taux de carbone). Dans ce cas il est nécessaire d'appliquer un facteur de corrections à un des deux groupes de charbons, pour obtenir des valeurs analogues sur le second groupe (même représentativité des valeurs isotopiques). Considérant la variabilité du %C important pour une étape de pyrolyse donnée, une correction par pallier nous semble plus appropriée qu'appliquer un facteur de correction selon un modèle continu : $\delta^{13}\text{C}_x = f(\delta^{13}\text{C}_y \ \& \ \%C_y)$ (Ferrio et al., 2006).

Chapitre 3

UTILISATIONS DE L'OUTIL ISOTOPIQUE ($\delta^{13}\text{C}$) SUR LES CHARBONS ARCHÉOLOGIQUES DE DIFFÉRENTS SITES DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

I. INTRODUCTION DU CORPUS D'ÉTUDE

Afin de tester le potentiel de l'utilisation du signal isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) sur les charbons archéologiques du Paléolithique, une dizaine de sites a été sélectionnée. La majorité des sites se situe dans le sud Est de la France, avec d'Est en Ouest : l'Abri des Canalettes (CAN) (Aveyron), la Grotte de Chauvet-Pont d'Arc (CHV) (Ardèche), La Baume d'Oulen (OUL) (Ardèche), La Grotte aux Points (PTS) (Ardèche), Les Deux Ouvertures (DEE) (Ardèche), L'Abri de la Combette (COMB) (Vaucluse), Les Prés de Laure (PDL) (Var) et La Baume de Monthiver (BMV) (Var). Ces derniers sont complétés avec le site alsacien de Mutzig (MTZ) (Bas-Rhin) (Figure C3.I-1). La répartition des sites permet également de faire ressortir la possibilité d'étudier, avec attention, deux zones biogéographiques ; (i) celles des gorges de l'Ardèche (avec 4 sites différents) et (ii) celle de la moyenne vallée du Jabron dans le Var (avec 2 sites différents).

Le nombre conséquent de sites étudiés permet à la fois de couvrir plusieurs périodes chrono-culturelles, mais aussi de multiplier les contextes d'études (Tableau C3.I-1). Sont ainsi représentés :

- Les périodes chrono-culturelles du Moustérien, Aurignacien, Gravettien, Solutréen, Magdalénien, Épigravettien, « Épipaléolithique indéterminé », Sauveterrien
- Plusieurs contextes de dépôts : Grotte, Abri, Plein air
- Plusieurs environnements et influences climatiques : versant, vallon/gorge, plaine alluviale, plateau & influences montagnardes, méditerranéennes, riveraines, continentales
- Une hétérogénéité dans la préservation des séquences archéologiques, avec des stratigraphies complexes, remaniées ou bien conservées (sur plus de 7m)
- Une hétérogénéité dans la préservation des charbons, avec des charbons micro-millimétriques à centimétriques, altérés ou non.

- Une hétérogénéité dans la structure des dépôts anthracologiques : charbons dispersés et charbons concentrés (foyers)

Cette diversité nous contraint à adapter notre méthode et approche selon les particularités de chacun des contextes (échantillonnage, pré-traitement, traitement des données et interprétations).

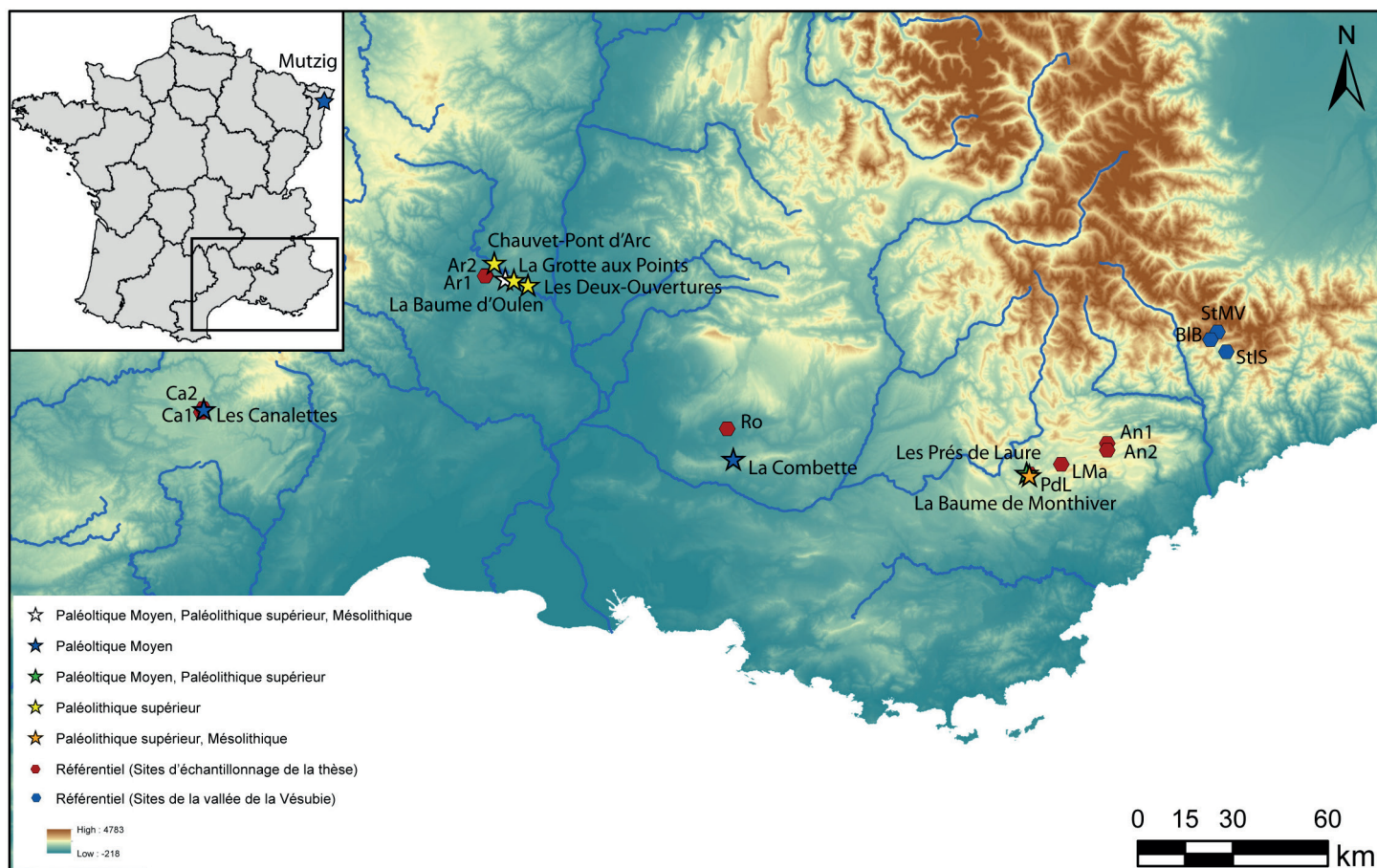


Figure C3.I-1) Carte de répartition des sites archéologiques étudiés dans cette thèse, complétée par les sites d'échantillonnage utilisés dans le référentiel.

Site Archéologique (Abréviation)	Département	Période étudiée / Contexte	Vestige Anthracologique		Stratigraphie	Environnement / Influences climatiques
			Forme	Conservation		
Les Canalettes (CAN)	Aveyron (12)	Moustérien	Dispersés	<2mm et >2mm (altéré)	Bien conservée	Plateau / Montagnarde, Méditerranéennes
Chauvet- Pont d'Arc (CHV)	Ardèche (07)	Aurignacien, Gravettien / Grotte	Dispersés	<2mm et >2mm (altéré)	Bien conservée à complexe et remaniée	Gorge / Méditerranéennes, Riveraines

Site Archéologique (Abréviation)	Département	Période étudiée / Contexte	Vestige Anthracologique		Stratigraphie	Environnement / Influences climatiques
			Forme	Conservation		
La Baume d'Oulen (OUL)	Ardèche (07)	Solutréen, Magdalénien- Azilien ?, Sauveterrien / Grotte - Abri	Foyers	<2mm et >2mm (bien conservé)	Bien conservée à complexe et peu dilatée	Gorge / Méditerranéennes, Riveraines
La Grotte aux Points (PTS)	Ardèche (07)	Gravettien, Solutréen/ Grotte - Abri	Dispersés	<2mm et >2mm (altéré)	Complexe à remaniée	Gorge / Méditerranéennes, Riveraines
Les Deux- Ouvertures (DEE)	Ardèche (07)	Gravettien / Grotte	Dispersés	<2mm et >2mm (altéré)	Bien conservée	Gorge / Méditerranéennes, Riveraines
La Combette (COMB)	Vaucluse (84)	Moustérien / Abri	Dispersés	<2mm (altéré)	Bien conservée	Vallon / Montagnarde, méditerranéennes, Riveraines
Les Prés de Laure (PDL)	Var (83)	Moustérien, Gravettien- Épigravettien / Plein air	Dispersés	<2mm (altéré)	Bien conservée, mais contaminée	Plaine alluviale / Montagnarde, Méditerranéennes
La Baume de Monthiver (BMV)	Var (83)	Épigravettien, Sauveterrien / Abri	Dispersés	<2mm et >2mm (altéré)	Bien conservée	Versant / Montagnarde, Méditerranéennes
Mutzig (MTZ)	Bas-Rhin (68)	Moustérien / Abri	Dispersés	<2mm et >2mm (altéré)	Bien conservée	Vallon / Montagnardes, Continentalles, Riveraines

Tableau C3.I-1) Tableau de présentation des différents sites étudiés dans ce travail et caractéristiques de leurs vestiges anthracologiques. NB: la taille minimale des charbons récoltés est autour de 500 μm .

II. LA TRANSITION INTERGLACIAIRE/GLACIAIRE ENTRE LE STADE ISOTOPIQUE 5 ET 4, ÉTUDE DE L'ABRI DES CANALETTES ET DE L'ABRI DE LA COMBETTE

II.1. Introduction au contexte environnemental et culturel supra-régional et régional

Pour rappel (voir chapitre 1 – IV pour plus de détails), la transition interglaciaire/glaciaire entre le stade isotopique 5 et 4 est marquée par une importante diminution des températures aux alentours de 74 ka BP. L'évolution générale de cette transition en France est surtout connue par les grandes séquences continues continentales (Échets, Grande Pile, Lac du Bouchet) (de Beaulieu et al., 2006; de Beaulieu and Reille, 1984, 1989; Fauquette et al., 1999; Helmens, 2014; Pons et al., 1992; Reille and Beaulieu, 1988; Seret et al., 1992; Woillard, 1978; Woillard and Mook, 1982) et marine (MD99-2348 ; Golfe du Lion) (Beaudouin et al., 2007; Sierro et al., 2009). Dans le Sud-Est de la France, quelques études de séquences continues alluviales ou de concrétions calcaires viennent compléter cet ensemble (Dubar, 1979, 1983; Wainer, 2010). Toutefois, hormis pour ces dernières, ces données restent très générales et seules les études des séquences discontinues, retrouvées en grottes ou en plein air (généralement lié à des études archéologiques), documentent les évolutions climatiques et environnementales à une échelle plus fine (Ex : abri de Moula, Barasses II, Baume Flandin, abri du pêcheur, abri du Maras, Saint Marcel) (Bazile-Robert, 1979; Crégut-Bonnoure et al., 2010; Daujeard, 2013; Daujeard et al., 2014; Debard, 1988; Debard et al., 1986; Defleur et al., 2001; Defleur and Desclaux, 2019; Foury et al., 2016; Hardy et al., 2013; Kalaï, 1998; Moncel, 2010; Moncel et al., 2008a; Moncel et al., 2008b; Moncel et al., 2010; Moncel et al., 2004; Moncel et al., 2012; Richard et al., 2015; Sanzelle et al., 2000; Saos et al., 2014; Willmes et al., 2016).

La zone étudiée dans cette partie, à travers les sites des Canalettes (CAN, Aveyron) et de la Combette (COMB, Vaucluse), recouvre un grand ensemble centré sur le Sud-Est méridional de la France. Cette vaste région est marquée par une hétérogénéité des entités géologiques et paysagères, comprenant à la fois les plateaux calcaires des Causses, les massifs cristallins du Massif central (Ouest) et des Cévennes, les massifs calcaires du Bas-Vivarais à l'Ouest du Rhône et subalpins à l'ouest (Lubéron, Monts du Vaucluse, Baronnies, Diois, Vercors, etc.), et enfin le couloir rhodanien en position centrale. Plus encore, cette région se situe au carrefour de plusieurs influences climatiques (montagnardes, continentales, méditerranéennes) et est marquée par la diversité des formations végétales suivant un gradient altitudinal et longitudinal des environnements (étages méso-méditerranéen, supra-méditerranéen, collinéen, montagnard, subalpin, plateaux).

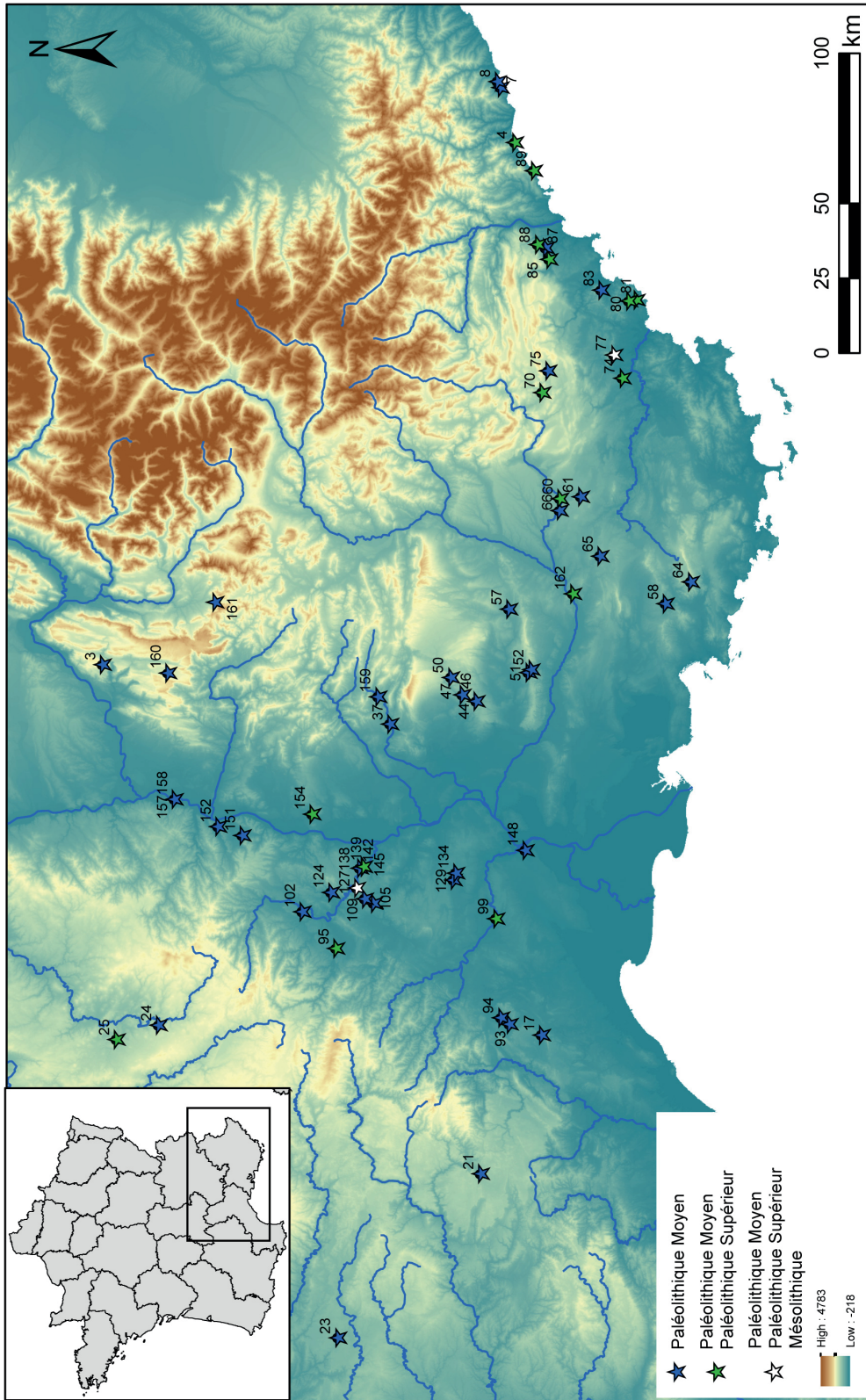


Figure C3.II.1-1) Cartes des principaux sites du Paléolithique moyen du Sud-Est de la France. Par zone géographique : ALPES : Préléting (3), Vassieux (160), Jiboui (161) ; LIGURIE : Ensemble des Balzi Rossi [*Barma Grande*, *Ex Birreria*, *Abri Bombrini*, *Ex Casino*, *Grotte du Cavillon*, *Grotte des Enfantis*, *Abri Mochi*, *Grotte du Prince*] (4), Madonna dell'Arma (7), Grotte de San Francesco (8) ; LANGUEDOC OCCIDENTALE : Hortus (17) ; MASSIF CENTRAL : Les Canalettes (21), Rescoundudou (23), Baume Vallée (24), Rond du Barry (25) ; PROVENCE OCCIDENTALE et BOUCHE-DU-RHÔNE : Grand Abri aux Puces (37), Bérigoule (44), Les Auzières I et II (46, 47), Bau de l'Aubesier (50), La Combette (51), Baume des Peyrards (52), La Combe Joubert (57), Grotte du Tonneau (58), Adaauste (162) ; PROVENCE ORIENTALE : Baume Bonne (60), l'abri Breuil (61), Les Cèdres (64), Rigabe (65), Grotte Sainte Maxime (66), Près de Laure (70), Baume Rainaude (74), Chapelle Saint-Pétronille (75), Baume de la Colle Rousse (77), Roussivau (80), Le Gratadis (81), Baral (83), Pié Lombard (85), Grotte Mellira (87), Grotte de Vosgelade (88), Grotte de l'Observatoire (89) ; VALLÉE DU RHÔNE et SA PÉRIPHÉRIE : Salpêtre de Pompignan (93), La Roquette II (94), l'Abri des Pécheurs (95), Abri de Vernon (96), Esquicho Grapaou (99), Barasses II (102), La Baume Flandin (105), Orgnac 3 (109), Ranc Arc (124), La Baume d'Oulen (127), l'Abri de Brugas (129), Serre de Coucouyon (134), Abri du Maras (138), Saint Marcel (139), La Grotte du Figuier (142), Ranc Pointu II (145), Andance (151), Payre (152), Mandrin (154), Abri de Moula-Guercy (157), Baume de Néron (158), Bas-Guillotte (159).

Du point de vue archéologique, les difficultés de conservation (remaniements, érosion, altérations post-dépositionnelles) des sites moustériens rend difficile une lecture exhaustive de l'implantation des Néandertaliens dans la région (Jaubert, 2002). Malgré tout, au carrefour de la vallée du Rhône (axe nord-sud) et du pourtour méditerranéen (axe Est-Ouest), la zone étudiée se présente comme l'une des régions européennes les plus riches en sites archéologiques du Paléolithique (Figure C3.II.1-1). L'enclavement de la région autour de massifs montagneux, favorable non seulement à la formation de micro-climats et des zones de refuges forestiers, mais aussi à la création de réseaux karstiques dans les massifs calcaires (avec grottes, abris), est sans nul doute à l'origine de l'intensité de l'implantation humaine dans la région. Ainsi, le Rhône n'a jamais fait office de barrière géographique et la région étudiée peut être abordée comme une véritable entité géoculturelle (Delagnes et al., 2007; Jaubert, 2002; Le Tensorer, 1978; Moncel, 2007; Szmids et al., 2010), bien que des groupes de traditions différentes peuvent être observées entre les deux rives (ex : Payre/Bau de l'Aubesier) (Carmignani et al., 2017).

Toutefois, le nombre de sites moustériens, répartis sur une période de plus de 300 ka, diminue drastiquement lorsqu'on s'intéresse à une chronologie réduite. De plus, l'état de conservation de ces sites ne favorise pas les datations, et les dates obtenues, pour les rares qualifiées, sont bien souvent approximatives à plusieurs milliers d'années (datation thermoluminescence, OSL, ESR). De plus, la différenciation de phases chrono-culturelles du moustérien est encore difficile, avec non seulement de fortes homogénéités inter-faciès, mais aussi une ancienneté des attributions culturelles de certains sites, fondées principalement sur des caractères typologiques et techniques de pièces lithiques qui doivent être, pour un grand nombre, réétudiées aux regards des nouveaux paradigmes de définitions des aires chrono-culturelles moustériennes (Bourguignon and Meignen, 2010; Delagnes et al., 2007; Lebegue and Meignen, 2014; Moncel et al., 2010; Mourre, 2003; Raynal and Moncel, 2010; Slimak et al., 2005). Pourtant, certainement dû à ses particularités géographiques et sa situation au carrefour de grands axes de passage, la région méditerranééo-rhodanienne se démarque dès le moustérien par ces singularités culturelles (pas de Moustérien de Tradition Acheuléenne, ni de Moustérien à denticulés) (Dechamps, 2014; Delagnes et al., 2007; Soressi, 2002; Thiébaud, 2005, 2007), qui se poursuivront jusqu'à la fin du moustérien (pas de Châtelperronien, culture du Néronien et Post-Néronien) (Slimak, 2007; Slimak et al., 2002; Szmids et al., 2010) et pendant le paléolithique supérieur (Ex : Salpêtrien) (Boccaccio, 2005). L'intérêt de la compréhension de l'évolution culturelle originale de la région, dans un milieu singulier, fait ainsi de la région une ressource essentielle à la compréhension de l'évolution culturelle de ces périodes.

Malgré tout, la bonne conservation des séquences de quelques sites offre un terrain unique pour renseigner l'histoire de la transition MIS5/4 et des périodes qui les précèdent ou les suivent (MIS5 et MIS4/3) dans la région. Pour la période moustérienne du début glaciaire (MIS5 hors Émien/5e), on retrouve entre autres les sites de Bau l'Aubesier (Vaucluse, abri) (Carmignani et al., 2017; Lebel and Trinkaus, 2002a; Lebel et al., 2001; Mouli, 1904; Wilson and Browne, 2014), Adaouste (Bouche de Rhône, abri) (Defleur et al., 1994; Onoratini et al., 1997), Saint Marcel (Ardèche, Abris) (Moncel, 1998; Moncel et al., 2004; Szmids et al., 2010), Flandin (Ardèche, Abris) (Moncel et al., 2008b; Moncel et al., 2010), Moula-Guercy (Ardèche, Abris) (Defleur, 2015; Defleur et al., 1999; Defleur and Desclaux, 2019; Saos et al., 2014; Valensi et al., 2012; Willmes

et al., 2016), ou encore, le gisement de Rescoundudou un peu plus à l'Ouest (Aveyron, faille/abri) (Jaubert, 1983; Jaubert and Maureille, 2008). La transition MIS5/4 est, quant à elle, représentée par plusieurs sites importants de la région, dont la grotte de Barasses II (Ardèche, grotte) datée du MIS5 au MIS3 (Daujeard, 2013; Rufà et al., 2018), le site de Berigoule (Vaucluse, plein air) daté de la fin du MIS 5 au MIS 4 (avec des incertitudes géochronologiques) (Brugal et al., 1989; Richter et al., 2007), l'abri des Calmettes (Gard, abri) daté du MIS 5 au MIS 3 (Bazile-Robert, 1979; Hoffert et al., 1973; Renault-Miskovsky, 1976a, 1986), l'abri du Maras (Ardèche, abri) daté du MIS5a au début du MIS 3 (Hardy et al., 2013; Moncel, 1996, 2005; Moncel et al., 2014; Moncel et al., 2010), la grotte du Pêcheur (Ardèche, abri) datée du MIS5 à la transition MIS 4/3 (Moncel, 2010; Moncel et al., 2008a; Moncel et al., 2010; Moncel and Lhomme, 2007), la grotte de Saint Marcel (Ardèche, grotte) daté du MIS 5 au MIS 3 (*loc. cit.*), le site Moula-Guercy (Ardèche, grotte) daté du MIS5 au MIS3 (*loc. cit.*), ou encore, le site de Baume Vallée (Haute-Loire, Abri) datée du MIS 5a au MIS 4 (Bazile-Robert, 1980b). On notera également le site de Pié-Lombard plus à l'Est (Alpes-Maritimes, abri), qui présente une séquence environnementale semblable à celle des Calmettes (Texier et al., 2011). Pour les sites moustériens postérieurs (fin MIS 4 et MIS 4/3), on trouve, par exemple, la Grotte du Figuier (Ardèche, grotte) (Moncel, 2001; Moncel et al., 2010; Moncel et al., 2012; Slimak, 2002), les Auzières II (Vaucluse, abri) (Argant, 2016; Marchal et al., 2009; Monchot et al., 2000), Ioton (Gard, plein air) (Bourguignon and Meignen, 2010; Meignen, 1976), ou La Roquette II (Gard, grotte) (Lebegue, 2012; Lebegue and Meignen, 2014). Plusieurs séquences du Vaucluse sont associées à cette période, mais des incertitudes dans les dates (ou manque de dates) ne permet pas d'affirmer leur contemporanéité. On observe entre autres, la Baume des Peyrards à quelques kilomètres de l'abri rocheux de La Combette (Vaucluse, abri) (de Lumley-Woodyear, 1969; de Lumley, 1957; Porraz, 2002), la grotte d'Adaouste (Vaucluse, abri) (*loc. cit.*). De même, au sud-ouest du Rhône, le site de la Verrerie (Gard, abri) reste associé à cette période malgré plusieurs incertitudes dans la chronologie (Crégut-Bonnoure, 2002; Hugues et al., 1951). Le passage au stade isotopique 3 est marqué par une augmentation du nombre de sites archéologiques (ex : Hortus, Jiboui, Mandrin, Néron, Prélétang, les Ramandils, Ranc Arc, Salpêtre de Pompignan) (Boutié et al., 1992; Defleur et al., 1990; Farbos-Texier, 1981; Jeannet et al., 1998; Lebegue, 2012; Lebegue et al., 2010; Moles and Boutié, 2009; Slimak, 2007; Slimak et al., 2002; Tillet et al., 2016; Tillet et al., 2004; Vandavelde et al., 2017).

Si plusieurs liens entre les séquences du MIS5/4 ont déjà été proposés (Daujeard and Moncel, 2010; Daujeard et al., 2014; Fernandes et al., 2008; Lebegue, 2012; Moncel and Daujeard, 2012; Moncel et al., 2010; Porraz, 2005; Raynal et al., 2012; Renault-Miskovsky, 1973, 1976a; Szmidt et al., 2010), le manque de données et les incertitudes dans les chronologies laissent encore de nombreuses incertitudes sur l'évolution des paléoenvironnements et les interactions hommes/milieux à l'échelle régionale. Si l'objectif premier de notre étude reste l'analyse du potentiel de la méthode isotopique sur charbons, les données obtenues doivent permettre, (i) d'approfondir les questions relatives à l'évolution environnementale de la région et (ii) de questionner l'évolution de l'identité moustérienne des néandertaliens à cette période, de leur système de collecte à leurs schémas de mobilité.

II.2. Le site archéologique de l'abri des Canalettes

L'étude isotopique des charbons des Canalettes, ci-dessous, a été soumise pour une publication dans « Quaternary International » (issue spéciale des actes du colloques « Anthraco2019 - 7th International Anthracology Meeting, Liverpool, 2-6/09/2019 ») (Audiard et al., en impression).

II.2.1. Contexte

II.2.1.a. *Contexte géographique et rapide historique de fouilles*

L'abri des Canalettes se situe dans l'actuelle forêt domaniale au nord-est du Causse du Larzac, à un peu plus de 5km à l'est du Village de l'Hospitalet-du-Larzac (Aveyron) (Meignen, 1993a). Le Causse du Larzac appartient plus largement à la zone géographique des Grands Causses, dans le Sud-Est du Massif central. Répartie sur une altitude de 550 à 1200 m, cette région tire son nom des nombreux plateaux calcaires qui la composent (« Causse » en provençal). Le Causse du Larzac en est son plus grand représentant avec une superficie avoisinant les 1000 km². Compris dans sa majorité entre 900 et 700 m d'altitude (dépression jusqu'à 560 m au Sud-Est), ce dernier est délimité par l'incision plus ou moins accentuée du réseau hydrographique (le Cernon, la Sorgue, l'Orb, le Largue, le Tarn, La Dourbie et la Vis) et se prolonge à travers le massif volcanique de l'Escandorgue. La Dourbie et ses affluents sont responsables de la plus forte incision du plateau, avec la formation d'un canyon de 400m au nord-est du Causse.

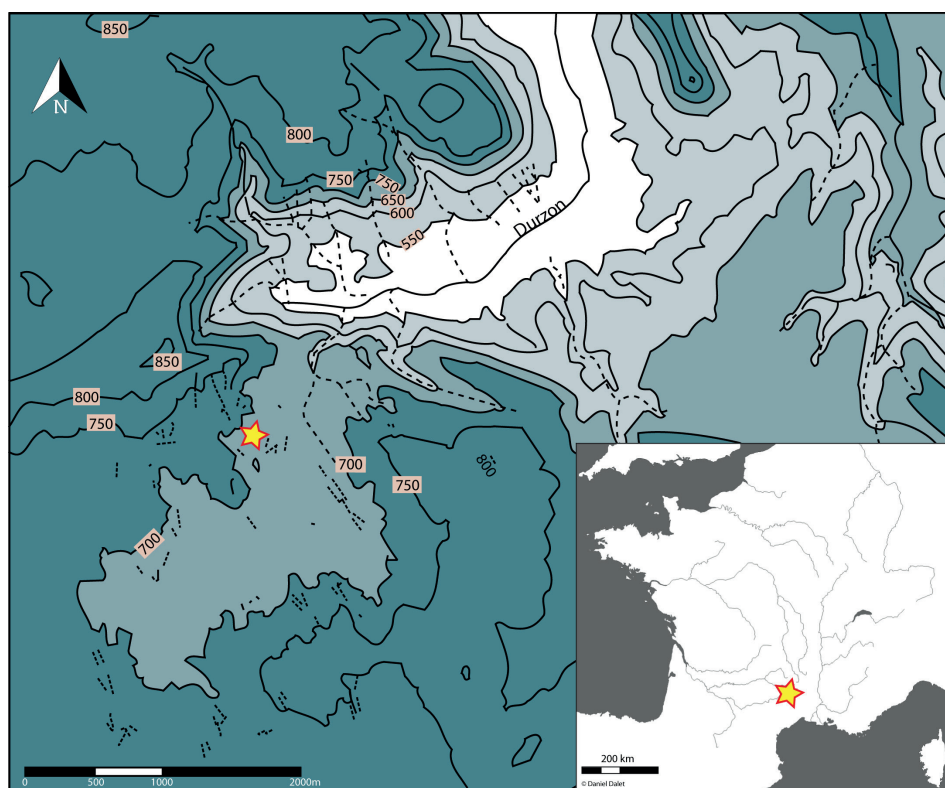


Figure C3.II.2-1) Carte de localisation du relief au sud-est du plateau du Causse du Larzac (Sud-Est de la France) avec l'emplacement du site Paléolithique moyen de l'abri sous roche des Canalettes (étoile jaune) (Modifiée d'après Meignen, 1993).

Le site des Canalettes se trouve à 680 m d'altitude dans un large renforcement (poljé) du Causse de 2 km de long vers l'intérieur, s'ouvrant vers le nord-est et séparé de la vallée du Durzon par un escarpement tectonique (550 m d'altitude, affluent de la Dourbie) (Figure C3.II.2-1). L'abri, creusé dans les dolomies du Callovien-Bathonien, s'ouvre vers le sud-sud-ouest. Il est compris dans une plus large dépression karstique, probablement formée au Pliocène, appelé « Canaule », et s'ouvrant au sud (nom de ces dépressions dans le langage local, sans doute à l'origine du terme « des Canalettes ») (Ambert, 1993) (Figure C3.II.2-2). L'abri se compose d'un porche principal de 4m de hauteur pour une surface habitable de 60 à 70 m² (Meignen, 1993a) et de deux salles inférieures (une au nord-est et une à l'est) d'environ 30 m² dont seules les entrées ont été dégagées lors des fouilles (Figure C3.II.2-3). L'excavation des deux salles a permis de mettre en avant la morphologie différente de l'abri au Moustérien, sans toutefois en donner une image exhaustive en raison de l'interruption de la fouille pour des raisons pratiques (*Ibid*).

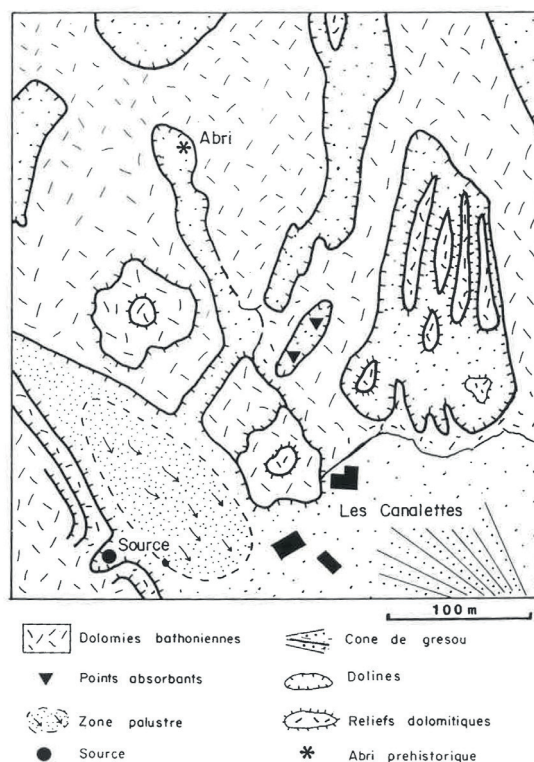


Figure C3.II.2-2) « Détail de l'alvéole des Canalettes mettant en valeur les divers compartiments morphologiques et la position de l'abri. NB : Seul le mégalapiés à couloirs parallèles, situé au nord des maisons domaniales, ressort précisément de la définition d'une canaule (Meignen, 1993a).

La découverte du site survient en 1964 (M. Declud) et est suivie d'un sondage de 2 m² réalisé par J. Maury et G. Constantini (Maury, 1967). Le sondage sera effectué sur toute la hauteur du sédiment (environ 2,20m) jusqu'au substratum. Le site apparaît alors comme riche en vestiges lithiques et fauniques. L'attribution de ce matériel au Moustérien (Paléolithique moyen) souligne dès le départ l'intérêt du site. En effet, l'abri des Canalettes se présente, avant la découverte du site du Rescoundudou (Aveyron, France) (Jaubert, 1984), comme le seul témoignage d'occupations

moustériennes des Grands Causses, considérés à l'époque comme non favorables à l'occupation humaine. Les questions inhérentes (i) aux conditions climatiques et environnementales du site, (ii) ainsi qu'à l'adaptation néandertalienne à ce milieu longtemps considéré comme austère, ressortent très vite dans les problématiques d'étude du site.

C'est dans ce cadre que L. Meignen initie en 1979 les fouilles archéologiques programmées des Canalettes, qui prendront fin presque deux décennies plus tard en 1996 (Meignen, 1993a, 1995). Les fouilles sont, dès leur commencement, intégrées à un programme de recherches pluridisciplinaires sur « le milieu naturel au Quaternaire dans les grands Causses et les vallées périphériques » (Vernet, 1981) ayant pour but d'investir l'ensemble des questions de la relation entre l'Homme et son milieu durant le Quaternaire. Ce programme est à l'origine de la richesse des données paléoenvironnementales issues du site (anthracologie, paléontologie, zooarchéologie, malacologie, géomorphologie, ...). La stratigraphie relativement importante et la surface protégée de l'abri offraient également la possibilité d'aborder les questions relatives à l'organisation spatiale des occupations néandertaliennes. Le seul inconvénient que présentait le site était les dégâts causés par des fouilles clandestines dans la partie adjacente au sondage qui avaient remanié environ 5 m² au centre de l'abri.

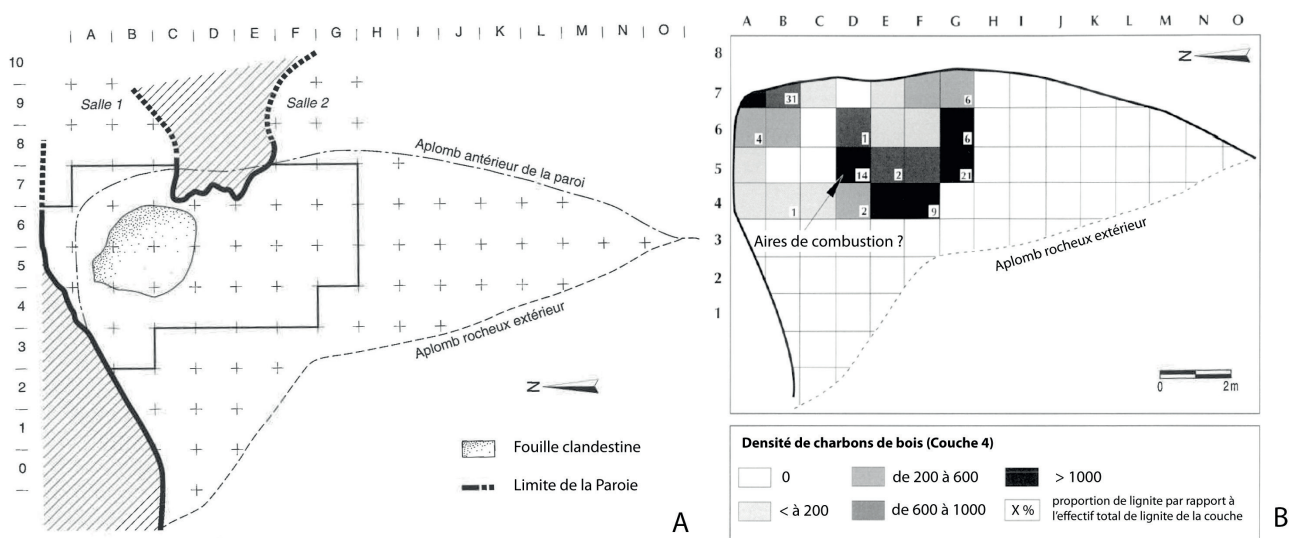


Figure C3.II.2-3 A - Plan de l'Abri, lors des fouilles de 1990 (Meignen, 1993a) ; B - Répartition spatiale des charbons de bois et du lignite dans la couche 4 (d'après Théry-Parisot et Meignen, 2000).

Le fort potentiel de ce site exigeait, néanmoins, une réflexion sur les stratégies de fouille. Si l'étude de l'organisation spatiale d'un site préconise des fouilles horizontales (les plus étendues possible), les études paléoclimatiques et chronostratigraphiques, elles, nécessitent de longues stratigraphies. Le choix s'est donc porté sur la fouille d'une surface relativement restreinte (<27 m²), dans la zone centrale de l'abri, mais portant sur l'ensemble de la stratigraphie (Figure C3.II.2-3) (Meignen, 1993a). Les fouilles ont suivi le protocole standard avec, (i) un système de carroyage métrique (géolocalisé), (ii) des fouilles par décapage, (iii) un enregistrement des 3 cordonnées

dans l'espace des vestiges archéologiques, et enfin, (iv) un tamisage à petite maille (500 μm) pour l'ensemble du sédiment, essentiel pour la récupération de la microfaune et des charbons de bois.

II.2.1.b. *Contexte sédimentaire et chronoculturel*

La dynamique de remplissage de l'abri est assez homogène sur toute la hauteur de la stratigraphie, avec une composition sédimentologique similaire faite de sables dolomitiques meubles plus ou moins riches en cailloux hétérométriques. Des variations latérales de faciès discontinues sont observées qui ne résultent pas d'un changement général du processus sédimentaire et qui ne définissent donc pas un changement d'unité stratigraphique. En conséquence, la différenciation entre les unités stratigraphiques s'est principalement fondée sur les changements de teinte. Une diminution de la fraction grossière ($>2\text{mm}$) vers le centre de la stratigraphie a également été prise en compte dans le choix de ce découpage (Kervazo et al., 1995; Meignen, 1993a).

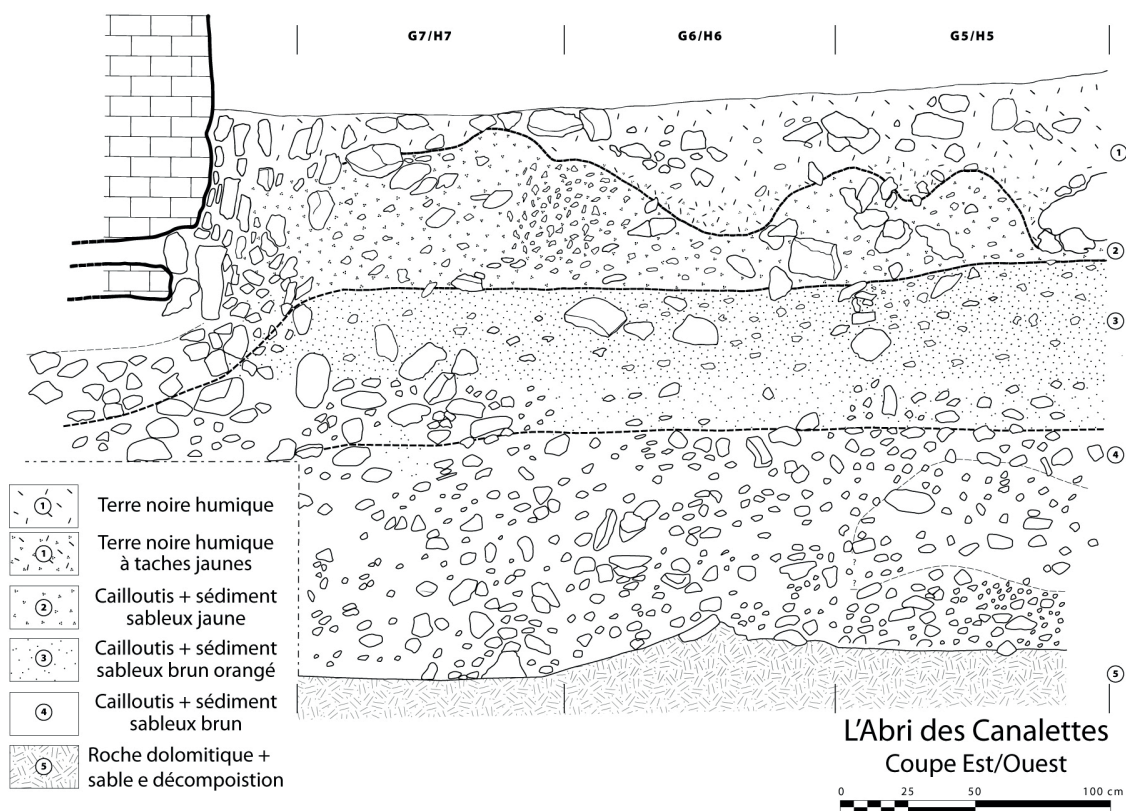


Figure C3.II.2-4) Coupe stratigraphique est-ouest de l'abri sous roche des Canalettes (Modifiée d'après Meignen, 1993a).

Quatre ensembles stratigraphiques ont été identifiés sur l'ensemble du site, numérotés de 1 à 4 (couches) du haut vers le bas (Figure C3.II.2-4). Toutefois, l'identification de ces couches reste localement incertaine, avec par exemple des limites discontinues entre la couche 1 et 2 près de la paroi, mais aussi à cause de percolations et bioturbations jusqu'au sommet de la couche 3. En effet, si l'ensemble des couches est très majoritairement associé à des occupations moustériennes,

la présence occasionnelle de pièces lithiques caractéristiques du Paléolithique supérieur (lamelles à dos, lames en silex débitées au percuteur tendre) dans la couche 2 souligne le caractère intrusif de ces dernières et la relative « perméabilité » des couches supérieures à cause de la faible représentation de la matrice sableuse (« cailloutis ouvert ») (Meignen, 1993a).

Les quatre couches sont formées par un sédiment d'origine autochtone majoritaire, provenant du démantèlement de la paroi dolomitique (fortement diaclasée), sous forme de sable, cailloutis plus ou moins grossière et plus rarement de blocs (Kervazo et al., 1995). Un apport de sables extérieurs par ruissellement ou colluvionnement (voire des apports éoliens), provenant de la « canaule » ou du plateau au-dessus de l'abri, a pu compléter le remplissage du site. Les variations observées entre les différentes couches restent faibles avec de bas en haut :

- La couche 4, identifiée sur une épaisseur de 30 à 60 cm (substratum irrégulier), est composée d'une matrice sableuse brune complétée par une fraction grossière (>2cm) plus ou moins importante (Kervazo et al., 1995; Meignen, 1993a). Kervazo souligne la présence de vide non comblé dans ces dépôts, dû à une décomposition insuffisante de la dolomie en sable (Kervazo et al., 1995). La limite supérieure de la couche 4 est horizontale.
- La couche 3, identifiée sur une épaisseur de 30 à 40 cm, est composée d'une matrice sableuse de couleur jaune-orangée avec une fraction grossière hétérométrique allant du gravier au bloc. Toutefois, la couche 3 se distingue des autres couches par sa faible quantité de petits cailloutis (>2mm et <2cm ; variabilité latérale) (Kervazo et al., 1995; Meignen, 1993a). La limite supérieure de la couche 3 apparaît comme horizontale à la fouille avec toutefois un plongement de la couche à l'entrée des salles annexes (après l'aplomb du ressaut intérieur de la paroi).
- La couche 2, est reconnue sur une épaisseur variable de 25 à 60 cm, principalement en raison d'une limite accidentée entre la couche 1 et 2. La matrice est sableuse de couleur jaune et avec une fraction grossière hétérométrique allant du petit cailloutis au bloc (jusqu'à 25-30cm). La variabilité granulométrique de la couche est importante, avec des zones relativement plus sableuses et d'autres marquées par de nombreux cailloutis ou blocs (en particulier à proximité de la paroi). Les intrusions de matériel du Paléolithique supérieur/Mésolithique, précédemment évoquées, sont principalement concentrées aux abords de la paroi, secteur dans lequel la fraction sableuse est quantitativement peu abondante (*Ibid*).
- La couche 1 est d'épaisseur variable en raison de la délimitation accidentée avec la couche 2. Les dépôts de la couche 1 sont ainsi inégalement représentés sur le site avec une épaisseur de seulement quelques centimètres vers l'intérieur du site à presque 1 m en bordure de la zone abritée. Cette discontinuité de l'épaisseur de la couche 1 est interprétée soit comme une érosion différentielle soit comme la formation d'un horizon humifère plus ou moins profond (*Ibid*). En fait, la partie la plus extérieure des dépôts (à l'ouest) semble avoir été impactée par un ruissellement des eaux de pluie à l'aplomb de la paroi rocheuse extérieure, sans toutefois montrer un déplacement

significatif des pièces lithiques. La couche 1 est un niveau limoneux-sableux noir (formation humique) dont la fraction grossière est essentiellement représentée par des blocs de 15 à 25 cm (peu de cailloutis). D'un point de vue archéologique, si les vestiges moustériens sont là aussi majoritaires, un ensemble d'objets de différentes périodes vient se mélanger à ces derniers (Néolithique final, Âge du Bronze et périodes historiques).

L'étude des industries lithiques, récoltées en couches 2, 3 et 4, a été menée en deux temps, avec l'étude, dans les années 1990, du matériel provenant des couches 2 et 3 supérieur (Meignen, 1993b) et d'un large échantillon de la couche 4 (Meignen et al., 2001), puis dans les années 2010, de la totalité des couches 3 et 4 (Lebegue, 2012). L'étude lithique des trois couches révèle une importante régularité techno-économique conditionnée par la matière première (principalement locale) et l'intérêt fonctionnel du produit recherché (dépend des fonctions du site) (Lebegue, 2012; Meignen, 1996). L'industrie, à travers toute la séquence, est dominée par un débitage Levallois majoritairement centripète, les produits retouchés fins sont dominés par les racloirs (Meignen, 1993b; Meignen et al., 2001). La présence de débitage Levallois unipolaire ou la production de nucléus de forme « discoïde » sont seulement occasionnelles voire anecdotiques (Lebegue, 2012; Meignen, 1993b; Mourre, 2003). L'industrie a été définie comme un Moustérien typique riche en racloir (Meignen, 1993b). La présence de nucléus largement exploités associés à l'ensemble des produits du débitage (éclats corticaux, petits éclats, débris) indique une production réalisée sur place (toutes les étapes de la chaîne opératoire sont représentées). Cette intense activité de production associée à la présence de nombreux outils retouchés (activités d'utilisation) dans toutes les couches suggèrent des occupations longues et récurrentes, sans doute saisonnières (Lebegue, 2012; Meignen, 1993b, 1996; Meignen et al., 2001).

Au contraire du lithique, l'état de conservation des ossements (forte fracturation, météorisation) n'a permis de déterminer que 10 à 15 % des vestiges fauniques (Brugal and Patou-Mathis, 1993). La faune est essentiellement représentée par la faune des plateaux avec très majoritairement les grands herbivores (cerf élaphe*, cheval*, aurochs, *Equus hydruntinus*, mammouth) mais aussi des lagomorphes* (lapin, lièvre). On retrouve également en assez bonne proportion les espèces forestières (cerf*, chevreuil, sanglier, rhinocéros *hemitoechus*) et/ou montagnardes/rupicoles (bouquetin, chamois, marmotte) (Brugal, 1993, 1995; Cochard et al., 2012; Meignen and Brugal, 1993). Les carnivores, bien que diversifiés, constituent le groupe le moins représenté (ours des cavernes et ours brun, lion des cavernes, loup, renard commun, hyène des cavernes). Si ces derniers apparaissent dans les vestiges fauniques sous la forme d'un palimpseste, la grande majorité des restes accumulés sont clairement d'origine anthropique (ex : présence de partie brûlée) et leur perturbation par les carnivores reste faible (Meignen and Brugal, 1993; Patou-Mathis, 1993). Les stratégies d'acquisition et d'exploitation du gibier sont relativement homogènes d'une couche à l'autre : classes d'âge majoritairement « juvéniles » à « dans la force de l'âge », petits herbivores rapportés sous forme de carcasse entière dans l'abri et soumis à une forte fracturation des os, grands herbivores rapportés sous forme de grandes pièces de viande sélectionnées pour leur valeur nutritive (Hassani, 2016; Meignen and Brugal, 1993). Si les listes fauniques restent comparables

d'une couche à l'autre, on note toutefois des variations dans la représentation des espèces sélectionnées et dans les taux de fracturation des ossements (exploitation plus ou moins intensive de la moelle). Ainsi en couche 3, les espèces vivant à proximité de l'abri ont été plus fréquemment et plus largement exploitées, avec un taux de fracturation des os plus marqué (Meignen and Brugal, 1993). L'assemblage faunique (liste des espèces, courbes d'âge) plaide pour des occupations saisonnières (printemps, été et début d'automne), sans doute multiples et de courtes durées.

Par ailleurs, l'étude anthracologique des éléments carbonisés des Canalettes a permis de mettre en évidence l'utilisation de lignite, la plus ancienne connue (Théry et al., 1995, 1996). Cette roche sédimentaire, riche en carbone (fossile de plante), est retrouvée dans les formations jurassiques (base du Bathonien inférieur) de la région. Des affleurements ont été découverts lors de prospections, de 7 à 15 km au nord du site, dans la vallée de la Dourbie et du Trévezel (Théry et al., 1996). Le lignite était ainsi accessible en bas de pente (proche des sources) à proximité de gites en matière première lithique (quartz) également retrouvée sur le site (Lebegue, 2012; Théry et al., 1996). L'utilisation de lignite, connue pour ses qualités de combustible (pouvoir calorifique, combustion type « smoldering » sans flamme), soulève directement la question de sa place dans la gestion du feu chez les Néandertaliens des Canalettes. L'étude expérimentale de Théry-Parisot et Meignen, sur la consommation en combustible (charbon, lignite) selon la période d'occupation, a permis de révéler que la biomasse végétale était suffisante (même en condition de surconsommation). L'utilisation du lignite dans l'économie des combustibles des Canalettes est donc motivée (i) soit pour une utilisation spécifique (long feu sans flammes), (ii) soit pour son confort d'utilisation (récolte, stockage et transport plus facile que ceux du bois) (Théry-Parisot and Meignen, 2000). Ces conclusions illustrent la capacité des Néandertaliens à gérer l'ensemble des facteurs inhérents à la production du feu (abondance de matières premières, propriété du combustible, fonction du foyer, etc.).

D'un point de vue chronologique, les processus géomorphologiques (homogénéité de la séquence, pas d'indice de niveau érosif ; faible comblement du vide inter-cailloutis) et les vestiges archéologiques, mentionnés ci-dessus, plaident pour une accumulation probablement rapide du sédiment pendant une phase relativement courte et continue du Moustérien. Par ailleurs, à l'exception de la couche 1 et des dépôts aux abords de la paroi intérieure, peu de remaniements ont ensuite affecté ces sédiments. Une datation en thermoluminescence a été obtenue dans la partie sommitale de la couche 2. Elle place le sommet du remplissage à la transition entre le MIS 5a et les débuts du MIS 4, avec une date de 73500 ± 6000 ans BP (Valladas, 1993; Valladas et al., 1987). Les essais de datation par TL des niveaux sous-jacents (couches 3 et 4) se sont révélés infructueux. Si la relative homogénéité des dépôts plaide pour un climat relativement constant, la datation (MIS 5/MIS 4 ou début MIS 4) n'exclut pas que les fréquentations de l'abri soient contemporaines d'un changement climatique.

II.2.1.c. Contexte climatique et environnemental actuel et disponibilité des matières premières

Le site des Canalettes et ses alentours se situent dans un contexte de moyenne montagne, marqué par un paysage ruiniforme creusé dans les dolomies. Le plateau est balayé par un vent

récurrent et les dépressions érosives du paysage sont les bienvenues pour en limiter l'intensité. C'est dans ce contexte que se situe donc l'alvéole des Canalettes, creusée dans un mégalapié dolomitique (ensemble érosif sous forme de couloirs, réunis ou non), elle-même intégrée au sein d'une plus large dépression (2km de long, précédemment évoqué). L'ouverture sud de la canaule et sud-sud-est de l'abri des Canalettes offre dans le même temps, un ensoleillement non négligeable (Meignen and Brugal, 1993). Le réseau hydrographique du Causse est peu développé et principalement représenté par les cours d'eau dans les fonds de gorges incisées aux abords du plateau. Toutefois, on note la présence de quelques sources sporadiques proches des limites du plateau. Une source, en particulier, se situe à moins de 300 m du site des Canalettes avec une petite zone palustre associée. L'ensemble de ces conditions géomorphologique et topographique n'a que très peu évolué depuis l'occupation du site au Paléolithique (Ambert, 1993) et devait donc offrir un paysage similaire lors de l'arrivée des Néandertaliens. La question de l'intensité de la source reste toutefois incertaine pour ces périodes avec un développement plus ou moins important d'une petite zone humide (*Ibid*).

Plus encore, la situation unique du site, au carrefour des influences méditerranéennes et montagnardes, offre un contexte climatique unique pour la région. Bien que aujourd'hui, cette hétérogénéité des paysages et du climat se traduit par une véritable mosaïque des écosystèmes aux alentours du site. On retrouve ainsi :

- Le plateau ; la forte érosion, le ruissellement des eaux dans le réseau karstique et la vulnérabilité au vent font de cette zone un environnement pauvre en sol et peu favorable à la végétation ligneuse (conséquence également des phases de déboisement et pâturage passées). Le plateau est ainsi majoritairement représenté par des prairies à formations herbacées, accompagnées de bosquets, plus ou moins étendus, de chênes (*Quercus pubescens*), buis (*Buxus sempervirens*) et genévriers (*Juniperus communis*).
- Les zones karstiques un peu en contrebas du plateau, où se situent plusieurs « mégalapiés » dont la canaule des Canalettes ; favorisée par la présence de sols plus importants et mieux protégée du vent, cette zone montre un développement de la forêt, épicerie d'un reboisement jusque sur le plateau. Les feuillus et les conifères y sont représentés, avec majoritairement le chêne (*Quercus pubescens*) pour les angiospermes et le pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) ou le pin noir (*Pinus nigra*, reboisement) pour les gymnospermes. La zone est également relativement humide, en relation avec la source et le point d'eau, favorisant la présence d'angiospermes plus mésophiles (ex : *Acer opalus*, *Fagus sylvatica*).
- Les vallées du Durzon et de la Dourbie ; en marge du plateau, à environ 200 m en contrebas, ces vallées abritent des forêts de mélange de feuillus, toujours majoritairement représentés par le chêne (*Quercus pubescens*, *Quercus ilex*) mais accompagnés significativement par d'autres essences angiospermes dont le hêtre (*Fagus sylvatica*) et le noisetier (*Corylus avellana*). Les bordures de rivières sont associées à une ripisylve commune à la région supra-méditerranéenne (*Salix*, *Populus*, *Alnus*, *Ulmus*, *Fraxinus*).

Au contraire des ressources végétales et surtout animales, la région ne présente pas de concentration exceptionnelle en gîtes de matière première minérale. L'étude des matériaux utilisés pour la fabrication des outillages montre la prépondérance de la chaille (85% en moyenne) suivie par le quartz (environ 15%), et de façon anecdotique, du silex. La chaille est présente sous la forme de lits de nodules dans les niveaux calcaires du Bajocien local (à grains plus ou moins fin, voire siliceux). Elle est accessible, en particulier, en position sub-primaire dans les falaises de l'Hospitalet juste au nord du site (Lebegue, 2012; Meignen, 1993b). Le silex est, quant à lui, très rare sur le plateau et ne présente pas d'intérêt à la taille (Meignen, 1993a). Enfin, on peut observer dans les alluvions des rivières proches (dont la Durbie) la présence de quartz originaire des filons quartzitiques de la zone cristalline et métamorphique des Cévennes. Ainsi, dans l'ensemble les matériaux utilisés restent donc d'origine locale (Meignen, 1993b). Toutefois, il faut noter toutefois quelques objets finis en silex d'origine allochtone (50 à 60km) (Lebegue, 2012).

II.2.1.d. Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales

Pour rappel, l'intégration des fouilles de l'abri des Canalettes dans un projet d'étude plus large sur le paléoclimat des Causses a conduit à une riche investigation pluridisciplinaire du site (Vernet, 1981). Malheureusement, l'homogénéité sédimentaire n'a pas permis d'identifier de véritable évolution environnementale et climatique au sein du remplissage de l'abri. Plus encore, les tests de palynologie, effectués dans plusieurs niveaux de la séquence, se sont avérés inexploitablement (faible quantité et mauvaise conservation des grains de pollens) (Meignen, 1993a).

Le remplissage de la grotte suggère un dépôt dans des conditions relativement tempérées à froides (abondance des cailloutis) principalement autochtones. L'impact des facteurs climatiques (gel/dégel) sur les dolomies étant connu pour être habituellement faible, la création serait majoritairement issue d'altération physico-chimique (dissolution, gravité) (Ambert, 1993). La formation de cailloutis (faiblement représentés dans la couche 3, largement présents dans la couche 2) peut ainsi être soit l'indice d'une dégradation climatique, soit correspondre à des phénomènes de dégradation des éléments déjà présents au sol (*Ibid*). Les variations relativement ténues des couleurs de la matrice sableuse ne permettent pas de justifier avec certitude d'un changement climatique. Malgré tout, cette évolution dans la teinte du sédiment est probablement due à un changement dans les processus de pédogenèse et d'apport de ruissellement (oxydation). Les changements de teinte de la matrice sableuse observés au sein de la séquence suggèrent une possible diminution de l'intensité de la pédogenèse (on écarte ici la couche 1 qui montre une forte pédogenèse postérieure à la formation du remplissage) (*Ibid*). On note toutefois la présence de fragments de stalagmites dans la couche 3 (formation *in situ*) qui appuie l'hypothèse d'un environnement assez humide pendant le dépôt de cette couche (Ambert, 1993; Kervazo et al., 1995).

L'étude zooarchéologique conduit à des conclusions similaires avec un cortège faunique pratiquement identique sur l'ensemble de la séquence. La faune, bien que diversifiée, est dominée par le cheval et le cerf, espèces caractéristiques des milieux tempérés à froids relativement ouverts (principalement indiqué par la présence du cheval) (Brugal, 1993). L'auteur note toutefois, dans la couche 2, la présence de quelques restes de mammouths et de marmottes, allant de pair avec une légère augmentation des restes de lièvres. Sur ces bases, il propose que les couches 3 et 4

soient contemporaines d'une période tempérée (mais plus frais que l'actuel) et assez humide, alors que la couche 2 serait caractérisée par une détérioration climatique (Brugal, 1993). Cependant, le mauvais état de conservation de ces vestiges fauniques et surtout le faible nombre de restes identifiés ne permettent pas vraiment d'affirmer une véritable évolution environnementale. Par ailleurs, on précisera que la géographie et la topographie de la zone des Canalettes favorisent l'existence d'une véritable mosaïque et l'évolution de l'assemblage faunique peut relever d'un changement dans les modes de subsistance (sélection d'une espèce, changement lieu de chasse).

Au contraire de la grande faune, l'abondance et la bonne conservation de la microfaune ont permis d'obtenir des échantillons quantitativement suffisants dans les 3 couches inférieures (145 à 492) pour obtenir une image représentative des paléo-paysages et du paléoclimat à l'échelle du Causse. Une fois encore, les variations entre les trois couches restent assez faibles. Les données confortent l'hypothèse d'une période relativement tempérée avec une mosaïque du paysage autour du site composée de forêts tempérées et de bordures d'eau, dominée par un paysage ouvert (steppes peu arides à prairies assez humides). La présence, plus ou moins accentuée selon les niveaux, des espèces de bordures d'eau peut être un indice de l'activité de la source proche du site. Malgré une relative homogénéité, on observe une légère réduction des espèces de milieux arides et une augmentation des espèces de grand froid au cours du remplissage (Marquet, 1993, 1995). Il faut cependant garder en tête que l'installation des microvertébrés peut souvent précéder la mise en place du climat auxquels ils sont associés (Marquet, 1989). L'apparition d'espèces de grands froids dans la couche 2 serait alors indicatrice d'une initiation de la dégradation climatique.

L'étude anthracologique a été réalisée en deux temps, avec l'étude des couches 2 et 3 par J.-L. Vernet (Vernet, 1993) puis l'étude de la couche 4 par I. Théry-Parisot (Théry-Parisot, 1998; Théry-Parisot and Meignen, 2000; Théry et al., 1996). Le nombre élevé de charbons identifiés (1811 charbons identifiés au total) a permis d'obtenir une information fiable de l'environnement ligneux autour du site. Le diagramme anthracologique (Figure C3.II.2-5) est caractérisé par une diversification taxinomique constante de l'assemblage, passant de 8 taxons dans la couche 4 à 17 dans la couche 2. L'assemblage de la couche 4 est essentiellement représenté par des taxons montagnards (dominé par *Pinus*, présence de *Betula* et *Juniperus*), associés à la présence ponctuelle de quelques taxons héliophiles xériques (*Buxus*, Rosaceae) et de taxons mésophiles (*Quercus* f.c., *Corylus*). L'assemblage de la couche 3 est proche de celui de la couche 4, à l'exception d'une diversification des taxons mésohygrophiles (*Ulmus*, *Fraxinus*) et d'une légère augmentation de *Quercus* f.c. et *Buxus*. Quant à la couche 2, elle se caractérise par une nette diminution des taxons montagnards, une augmentation des taxons mésophiles (notamment *Quercus* f.c.), qui s'enrichissent de nouveaux taxons (*Fagus*, *Acer*), ainsi que de l'augmentation des taxons héliophiles xériques (*Buxus*, Rosaceae). Le changement net au sein de l'assemblage anthracologique de la couche 2 peut bien évidemment refléter une évolution dans les pratiques humaines. Cependant la dynamique écologique générale du diagramme est cohérente avec l'hypothèse d'une transformation progressive de l'environnement sous l'effet du changement climatique, hypothèse que nous privilégions. Ainsi, la couche 4 serait contemporaine d'un environnement ouvert avec des patches de pinèdes plus ou moins développés, dans des conditions plutôt froides et sèches. La couche 3 correspondrait à une

phase de transition, avec une très légère amélioration du climat, impliquant un développement localisé d'éléments mésophiles et une légère diminution des taxons montagnards. Enfin, la couche 2 correspondrait à une évolution marquée des conditions climatiques, avec un environnement plus forestier constitué d'une série mixte de *Pinus cf. sylvestris* et de *Quercus f.c* (dominé par le pin mais plus riche en éléments mésophiles). Les éléments héliophiles xériques seraient associés aux zones les plus escarpées et/ou en lisières de forêt. Les conditions climatiques seraient donc plus humides et tempérées que dans les couches sous-jacentes (légèrement plus fraîches que les conditions actuelles). Ainsi, la dynamique de l'assemblage anthracologique permet de proposer une évolution du paysage cohérente, avec une fermeture progressive associée à des conditions climatiques moins rigoureuses et plus humides vers le haut de la séquence.

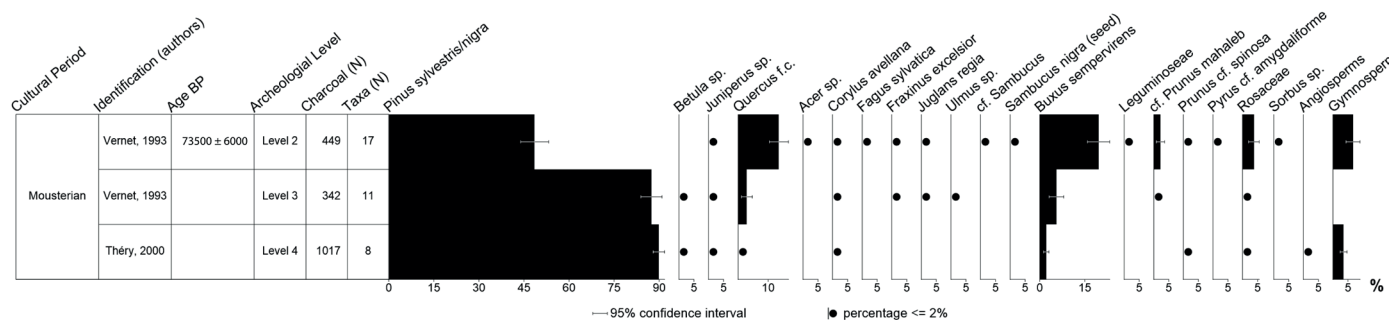


Figure C3.II.2-5) Diagramme anthracologique synthèse des études des charbons de l'abri des Canalettes (données d'après Théry-Parisot, 1998 ; Vernet, 1993).

Somme toute, l'ensemble des études paléoenvironnementales (Brugal, 1993, 1995; Marquet, 1993, 1995; Théry-Parisot, 1998; Vernet, 1993) suggère une influence climatique probablement composite (climats montagnard, océanique et méditerranéen), avec des températures inférieures à l'actuel. L'environnement devait se présenter comme une mosaïque de paysages. Les plateaux, espaces ouverts, étaient favorables aux déplacements des grands bovidés ou équidés. Alors que le poljé aux abords du plateau (zone des Canalettes), de formation bien antérieure à l'arrivée des Néandertaliens, devait déjà être favorable aux refuges de végétation et pour certaines espèces animales (cerfs, chevreuils, voire chamois, bouquetins). De plus, de nature très escarpée, cette zone représentait un lieu de passage obligé pour les troupeaux de grands herbivores vers le plateau (probable zone de piégeage pour le gibier) (Meignen and Brugal, 1993; Meignen et al., 2001). Par ailleurs, les flancs escarpés annexes pouvaient également être favorables à l'occupation par de caprinés rupicoles (Ex : chamois, bouquetin) (*Ibid*). Enfin, la vallée du Durzon offrait des conditions plus favorables au développement forestier (moins froid, plus humide).

Si les différentes études s'accordent sur cet état général de l'environnement pendant l'occupation du site, elles divergent sur l'évolution des conditions environnementales entre la base et le sommet de la séquence. En effet, alors que les études sédimentaires et celles de la grande faune sont en faveur d'une dégradation des températures vers le sommet de la séquence (couches 4 à 2), l'étude anthracologique et celle de la microfaune indiquent plutôt l'installation de conditions plus humides, favorables au développement de la chênaie caducifoliée. La difficulté de lecture de

la stratigraphie (homogénéité, variations latérales de faciès) mais surtout les limites rencontrées dans l'interprétation du matériel faunique (homogénéité, faible nombre d'identifications) peuvent être invoquées pour expliquer ces différences.

II.2.2. Matériel et méthode

Le prélèvement des échantillons, l'analyse et le traitement des données suivent la méthode précédemment proposée (Chapitre 2 – IV). Dans le cas des Canalettes, vu la relative bonne conservation de la stratigraphie et la taille des charbons (2mm à 1cm), nous avons opté pour l'étude du signal isotopique continu (par décapage) à partir de l'analyse de charbons individuels.

Afin d'obtenir un signal continu, l'étude s'est focalisée sur les charbons de la colonne G5. Cette colonne se situe au niveau de la zone centrale du porche ; ce choix nous a permis d'éviter les zones remaniées à l'entrée de celui-ci (ruissellement vertical) et au bord de la paroi intérieure (gros bloc dans la zone de dépression vers les salles secondaires). Par ailleurs, une concentration forte de charbons de bois au sein de ce carré autorise une lecture continue de la séquence sur toute la colonne sédimentaire (pas de décapage non représenté).

Les charbons sélectionnés pour la couche 4 proviennent, dans leur majorité, des charbons identifiés dans la précédente étude (Théry-Parisot, 1998). Par contre, les coordonnées des charbons identifiés pour la couche 2 et 3 (Vernet, 1993) n'ont pas été retrouvées. D'anciens prélèvements ont donc été ressortis des collections, puis des identifications supplémentaires ont été réalisées pour ces deux couches. En complément, les charbons de deux décapages pour la couche 4, non représentés en G5 dans l'étude De Théry-Parisot, ont également été identifiés. L'étude s'est portée sur plusieurs décapages sélectionnés à intervalles réguliers dans la stratigraphie et possédant un nombre suffisant de charbons pour l'étude. Une dizaine de charbons de *Pinus* cf. *sylvestris* a ainsi été récoltée par décapages. Cependant, seuls trois décapages ont été retrouvés pour la couche 2 et l'un d'eux n'a livré que 2 charbons de *Pinus* cf. *sylvestris*. Afin que la couche 2 soit représentée par au moins une trentaine de charbons, nous avons donc décidé d'utiliser une dizaine de charbons supplémentaires provenant du décapage le plus riche de la couche (décapage 8, au total 20 charbons analysés dans ce décapage). De plus, le nombre de charbons étant également insuffisant dans les décapages de la base de la couche 4, cinq charbons ont été sélectionnés dans deux décapages successifs (pour un total de 10 charbons). Au total, 108 charbons ont donc été analysés (30 pour Ch2, 38 pour Ch3, 50 pour Ch4) (Tableau C3.II.2-1).

L'analyse de charbons supplémentaires, provenant des mêmes couches, a montré une contamination négligeable aux acides humiques. Ainsi seul un prétraitement aux carbonates a été appliqué individuellement à chacun des charbons sélectionnés avant l'analyse par EA-IRMS. Les données individuelles des charbons sont ensuite moyennées par décapage.

La datation du site des Canalettes se situe à 73500 ± 6000 ans BP (Valladas et al., 1987), avec un remplissage du site probablement relativement rapide. La concentration du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ moyen pour ces époques est relativement stable ($<0,1\%$ pour l'écart $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ entre 80ka et 66ka) et précède la relative forte diminution autour de 60ka ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ de $-6,92\%$ à 58ka pour $-6,47\%$ à 66ka) (Eggleson et al., 2016). Dans le même temps, l'évolution maximum de la concentration en

CO₂ atm ne dépasse pas les 25ppmv (entre 82,8 et 68,5 ka) avec des variations lentes comparées à l'actuelle (234ppmv à 82,8ka ; 219,5ppmv à 76,8ka ; 243ppmv à 70,7ka ; 226ppmv à 68,5ka). Mais elle chevauche l'une des variations les plus importantes du Würm (évolution lente par rapport à l'actuel) avec une diminution de 50ppmv entre 70,7ka et 62ka (Barnola et al., 1987). Si les chiffres de cette deuxième période restent faibles et concordent avec une évolution assez lente (et faible) pour permettre une adaptation des plantes, ces données doivent être prises en considération lors de l'interprétation. Malgré tout, comme proposé dans la méthode, le signal δ¹³C obtenu ne nécessite pas une correction supplémentaire des effets atmosphériques.

II.2.3. Résultats

Les résultats bruts sont synthétisés ci-dessous par décapage et par couche dans le tableau C3.II.2-1, puis sont figurés et comparés aux identifications taxinomiques et de la microfaune dans la figure C3.II.2-6.

Relevé	N	δ ¹³ C moyen (‰)	Écart type du δ ¹³ C (‰)	Écart δ ¹³ C max (‰)
Rel 8	18	-25,4	1,1	3,3
Rel 9	10	-25,5	0,7	1,3
Rel de 1985	2	-23,9	0,2	0,3
Ch2	30	-25,3	1,0	3,8
Rel 20	8	-24,6	0,2	0,4
Rel 35	10	-25,0	0,2	0,5
Rel de 1987	11	-25,4	0,5	1,7
Rel de 1988	9	-24,9	0,8	2,5
Ch3	38	-25,0	0,6	2,8
Rel 51	9	-25,0	0,5	1,6
Rel 57	11	-25,0	0,5	2,0
Rel 62	10	-24,5	0,6	2,1
Rel 68	10	-24,8	0,8	2,3
Rel 72	5	-24,5	0,5	1,1
Rel 73	5	-24,7	0,5	1,2
Ch4	50	-24,7	0,6	2,8
Moyenne	9	-24,9	0,5	1,6

Tableau C3.II.2-1 : Synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de l'Abri des Canalettes, avec N, le nombre de charbons analysés individuellement.

NB : certains décapages sont nommés selon leur année de prélèvement.

On peut observer, dans un premier temps, que la variabilité du signal isotopique des charbons ($\delta^{13}\text{C}$) par décapage est relativement faible. En effet, l'écart type du signal isotopique entre charbons d'un même décapage ne dépasse pas les 1‰ et est majoritairement inférieur à 0,5‰. Plus encore, à l'exception de l'écart $\delta^{13}\text{C}$ max du décapage 8 de la couche 2 (Dec 8 – Ch2 ; 3,3‰), aucun décapage ne présente un écart isotopique supérieur à 2,5‰, et plus de 2/3 des écarts $\delta^{13}\text{C}$ max sont inférieurs à 2‰. À l'inverse, si on observe les variations isotopiques par couche, indépendamment des décapages, on observe à la fois une forte augmentation de l'écart $\delta^{13}\text{C}$ max jusqu'à 3,8‰ pour la couche 2 et jusqu'à 2,8‰ pour la couche 3 et 4. L'écart type du $\delta^{13}\text{C}$ pour la couche 3 et 4 reste toutefois relativement faible (0,5 et 0,6‰ respectivement), quand celui de la couche 2 est généralisé à 1,0‰ (valeur maximum obtenue par décapage). Ainsi, si l'utilisation de l'ensemble des charbons d'une couche a pour conséquence d'augmenter significativement l'écart max (ne prend pas en compte l'évolution isotopique au sein de la couche), l'écart type (plus puissant statistiquement) n'augmente pas particulièrement.

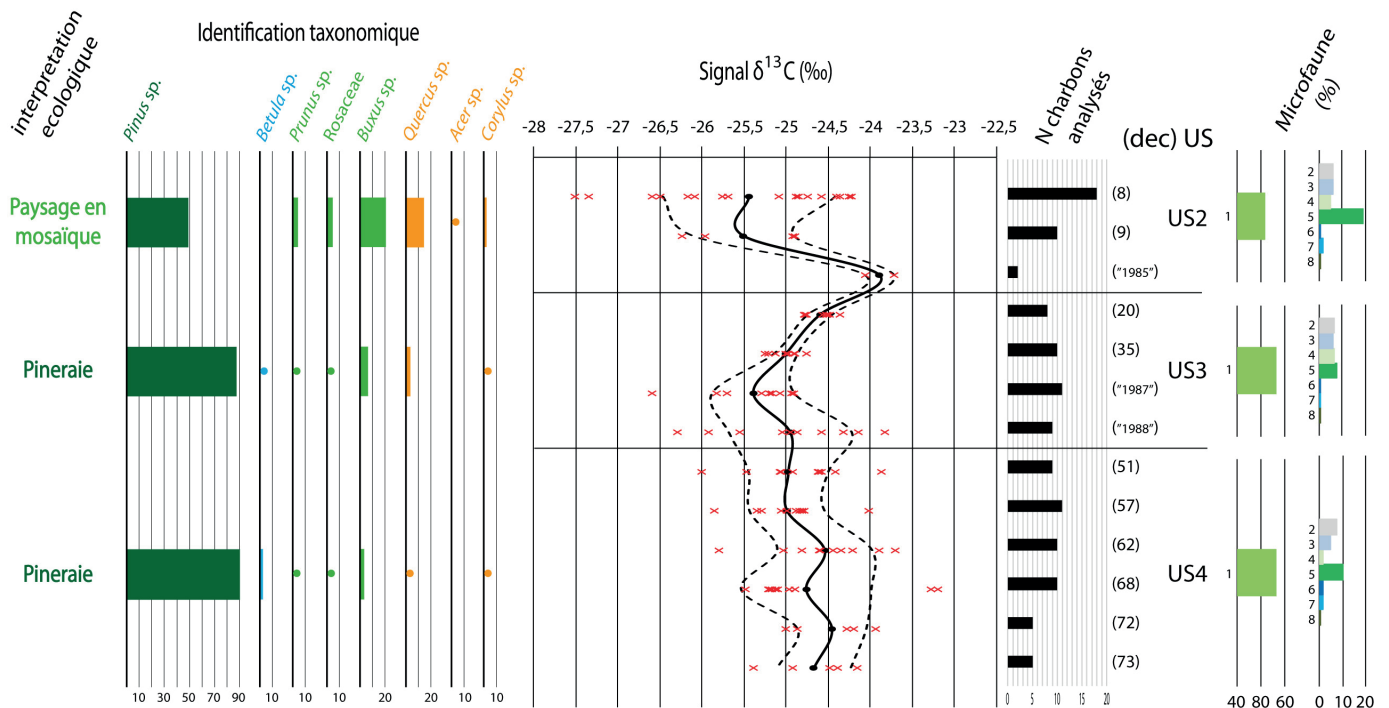


Figure C3.II.2-6 : Figure synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons, complétée par les précédentes données paléoenvironnementales de l'Abri des Canalettes. On observe donc de gauche à droite : (i) les identifications anthracologiques par couche (taxons > 1% des identifications) (Vernet, 1993 ; Théry-Parisot, 1998) ; (ii) le graphique de synthèse des données isotopiques, avec de bas en haut selon la profondeur des décapages, le $\delta^{13}\text{C}$ moyen (ligne noire continue), l'écart type du $\delta^{13}\text{C}$ (ligne noire pointillée) et les valeurs isotopiques individuelles obtenues pour chaque charbon (croix rouge) ; (iii) N le nombre de charbons analysés en EA-IRMS par décapage ; (iv) les attributions stratigraphiques ; (v) les données obtenues pour la microfaune par pourcentage de représentation par groupes écologiques types, avec par ordre de numérotation : les steppes arctiques (1), les espaces découverts marécageux boréaux (2), les steppes continentales très arides (3), les espaces découverts peu arides (4), les prairies et espaces humides (5), les bordures d'eaux (6), les groupes rupicoles héliophiles (7) et les forêts tempérées (8) (Marquet, 1995).

Dans le même temps, on observe que le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen évolue, entre les décapages d'une même couche, jusqu'à 0,5‰ pour la couche 4, jusqu'à 0,8‰ pour la couche 3 et jusqu'à 1,6‰ pour la couche 2. Par ailleurs, si l'on observe le signal isotopique moyen par couche depuis la base de la séquence, on note une diminution de la couche 4 à la couche 2 qui ne dépasse pas les 0,6‰ (-24,7 à -25,3‰). A une échelle plus fine, le $\delta^{13}\text{C}$ moyen par décapage, pour la couche 4, fluctue légèrement jusqu'au décapage « Dec 68 » (entre -24,8 et -24,5‰), puis entame une diminution sur la fin de la couche (jusqu'à -25,0‰). Dans la couche 3, la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen se poursuit jusqu'au décapage « Dec de 1987 » (jusqu'à -25,4‰), avant d'augmenter sur les derniers décapages (jusqu'à -24,6‰). Cette augmentation continue sur le premier décapage de la couche 2 (Dec de 1985) pour atteindre la valeur isotopique la plus haute du site (-23,9‰). On note toutefois que cette valeur moyenne n'est obtenue qu'à partir de l'analyse de deux charbons. Enfin, les deux derniers décapages de la couche 2 sont marqués par un $\delta^{13}\text{C}$ moyen faible (-25,5 et -25,4‰), avec une diminution abrupte au décapage « Dec 9 » (-23,9 à -25,5‰). Il faut noter que le dernier décapage (Dec 8) montre les plus forts écarts types et écarts max du $\delta^{13}\text{C}$ pour le site (1,0‰ et 3,3‰ respectivement).

II.2.4. Interprétation

Nos interprétations de l'évolution du signal isotopique se fondent sur les études actuelles sur les corrélations entre les conditions climatiques et environnementales et le $\delta^{13}\text{C}$ du bois (Chapitre 1 – I). On considère toutefois que les faibles teneurs en carbone atmosphérique (<243 ppmv) ont pu, dans le même temps, amplifier la sensibilité du signal isotopique face aux changements climatiques (principalement facteurs liés à la disponibilité en eau des sols). Ainsi, les tendances décroissantes peuvent être interprétées comme une augmentation de la disponibilité en eau et/ou un milieu favorable à la croissance de la plante (ex : développement du sol) et inversement pour une tendance croissante (sec et/ou environnement défavorable à la croissance). Toutefois, les évolutions des températures ont pu intervenir secondairement sur le signal isotopique, en particulier dans des conditions humides favorables ou pendant de forts réchauffements (augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ avec celle de la température et inversement).

Dans cette étude, on observe que l'évolution de la variabilité du signal isotopique moyen entre les décapages est relativement importante (pour les évolutions les plus marquées) comparée à la variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ par décapage. Les évolutions du $\delta^{13}\text{C}$ moyen sont donc considérées, ici, comme significatives (corrélées au signal climatique et environnemental) et ne relevant pas uniquement de la variabilité du signal (intra-individu, inter-individus, variations saisonnières/annuelles) et de l'échantillonnage restreint dans un même décapage. On notera que, malgré un faible nombre de charbons analysés (2) pour le décapage « Dec 1985 », le $\delta^{13}\text{C}$ moyen suit la logique de l'évolution du signal isotopique inter-décapage. Enfin, en dépit d'un $\delta^{13}\text{C}$ moyen similaire avec son prédécesseur, la variabilité du signal climatique du dernier décapage de la couche 2 (Dec 8) questionne la représentativité du signal et le risque de surinterprétation de celui-ci (au minimum pour ce décapage).

La diminution générale du signal (ou de l'enregistrement) isotopique, de la couche 4 à la couche 2, peut être interprétée au premier abord, comme le signe d'un milieu plus humide, (et/ou plus froid). Cette observation converge avec celle de l'étude taxinomique, qui montre une augmentation claire de la représentation des essences mésophiles au cours du temps. De même, les études sur la microfaune ont montré une amélioration des conditions environnementales, de la couche 3 à la couche 2.

Au contraire du $\delta^{13}\text{C}$ moyen par couche, la tendance du signal isotopique moyen par décapage n'est pas continue. En particulier, la diminution générale du $\delta^{13}\text{C}$ est interrompue par un épisode d'augmentation du signal isotopique à l'interface des couches 3 et 2. Deux hypothèses peuvent être proposées : (i) ce changement marque principalement un épisode sec ; (ii) l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ traduit un réchauffement climatique (devient le facteur limitant). Si l'étude isotopique seule ne nous permet pas de trancher entre ces deux hypothèses, l'évolution générale des données anthracologiques, ou encore de la microfaune, concorde davantage avec une amélioration climatique et donc un réchauffement épisodique intense (associé ou non à une humidité relativement importante) (Marquet, 1993, 1995; Théry-Parisot, 1998; Vernet, 1993). En effet, les résultats de ces études montrent une dynamique environnementale continue, avec un développement de la forêt associé à des conditions plus humides et tempérées pour la couche 2 (*Ibid*). Il semble donc peu probable qu'une inversion climatique (épisode sec dans une tendance d'augmentation de l'humidité) se soit insérée entre les couches 2 et 3, d'autant que l'étude géomorphologique n'observe aucun hiatus sédimentaire particulier (Kervazo et al., 1995; Meignen, 1993a).

Enfin, le sommet de la couche 2 correspond à une rupture dans l'évolution climatique précédemment évoquée et un retour à des conditions froides et humides. Plus encore, les faibles valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ moyen semblent indiquer un milieu encore plus humide (ou froid) que l'environnement post-épisode. Une nouvelle fois, la présence d'essences arborées mésophiles et l'absence d'espèces animales de milieu froid/sec soutient l'hypothèse de la sortie d'un épisode chaud (tempéré) puis d'un retour dans des conditions fraîches (Marquet, 1993, 1995; Théry-Parisot, 1998; Vernet, 1993). Toutefois, le faible $\delta^{13}\text{C}$ moyen dans le haut de la couche 2 est associé à une forte variabilité isotopique (principalement dans le dec 8), difficilement attribuable à la variabilité naturelle seule (non climatique). L'augmentation de la variabilité peut dès lors être interprétée comme un mélange de charbons ayant enregistré des conditions environnementales et/ou climatiques différentes. Trois hypothèses peuvent donc être proposées :

- (i) une hypothèse post-dépositionnelle ; la forte variabilité provient du mélange de charbons issus de plusieurs occupations diachroniques, respectivement contemporaines de conditions climatiques différentes.
- (ii) une hypothèse climatique ; les charbons proviennent d'une même zone de collecte, avec une (ou des) populations d'arbres qui ont enregistré d'importantes fluctuations climatiques.

- (ii) une hypothèse environnementale ; les charbons proviennent de zones environnementales différentes qui n'enregistrent pas le même signal isotopique. Dès lors, plusieurs zones de collectes devaient être exploitées (ex : plateaux, poljé).

II.2.5. Discussion

II.2.5.a. Variabilité du signal isotopique

L'une des principales questions adossées à notre étude concerne la représentativité du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ moyen issu de l'analyse de plusieurs charbons isolés. Dans cette étude, l'écart maximum du signal isotopique, pour un décapage, ne dépasse pas en majorité les 2‰ et est en moyenne de 1,6‰. L'écart type est exclusivement inférieur à 1,0‰, pour une moyenne de 0,5‰. Ces valeurs sont similaires à celles obtenues pour la variabilité inter-individus (intra-genre) dans les études actuelles du bois (variabilité maximum de 1 à 3 ‰) (Francey, 1981; Leavitt, 2010; Leavitt and Long, 1984, 1986; Mazany et al., 1980; McCarroll and Pawellek, 1998). En particulier, nos valeurs correspondent avec celles obtenues sur une étude de 100 pin sylvestre (marge à 95% de la moyenne de 2,02‰ et écart type de 0,56‰) (Loader et al., 2013). Toutefois, cette même étude suggère d'atteindre un écart type de 0,18‰ pour une étude optimale des signaux à basse fréquence, obtenu par ces auteurs à l'aide d'inférence statistique bootstrap des données avec 10 répétitions (impossible ici, manque de valeurs isotopiques brutes) (*Ibid*). Ainsi, nos valeurs restent relativement élevées, par comparaison, et montrent l'importance d'augmenter l'échantillonnage dans la mesure du possible. Malheureusement, les vestiges anthracologiques présentent, le plus souvent, un nombre limité de charbons par rapport aux nécessités de l'étude. Cependant, dans une étude sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen sur plusieurs siècles, il est proposé un nombre minimum d'individus entre 15 et 30 serait suffisant si l'on veut faire ressortir significativement le signal basses fréquences (Esper et al., 2015).

Malgré tout, la variabilité du signal reste relativement faible compte tenu de la nature de nos échantillons (charbons isolés). Toutefois, on rappelle ici que l'effet de la carbonisation est similaire sur l'ensemble des échantillons et n'impacte donc pas le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen. La variabilité obtenue est principalement due à notre échantillonnage, avec des charbons issus de différents individus (variabilité inter-individus) et possiblement de périodes diachroniques (signaux hautes fréquences différents). L'écart type et l'écart isotopique maximum devraient être alors plus importants que pour une étude focalisée sur un seul cerne. Pour exemple, dans une étude de série isotopique des Pyrénées (*Pinus uncinata*), les auteurs observent, pour un millénaire, une gamme de valeurs isotopiques séparées jusqu'à 4,33‰ (Esper et al., 2010). Cette étude explique en partie cette grande gamme par la variabilité naturelle, mais aussi l'impact d'une série affectée par l'effet juvénile sur une série moyenne. Le choix d'étudier le signal isotopique à haute résolution (par décapage) a ainsi certainement permis de diminuer le risque de mélange de charbons issus de périodes climatiquement différentes. La forte variabilité du signal isotopique obtenu pour le décapage « Rel 8 » pourrait donc correspondre simplement à un palimpseste de charbons d'origine diachronique (enregistrement de plusieurs climats).

Somme toute, la faible variabilité du signal isotopique obtenue dans notre étude plaide en faveur de la corrélation du signal climatique basse fréquence avec notre signal. Les charbons utilisés peuvent comporter un à quelques cernes ; ainsi, non seulement le nombre de charbons analysés ne rend pas en réalité compte du nombre d'années considérées, mais le signal isotopique de chaque charbon peut déjà être interprété comme un signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen. Comme observé dans notre référentiel, la moyenne de plusieurs cernes diminue la corrélation du signal isotopique avec les variations climatiques hautes fréquences, mais conserve au contraire celle avec le signal basse fréquence.

II.2.5.b. Apport paléoenvironnemental du signal isotopique

La tendance générale du signal isotopique obtenue dans notre étude corrèle avec les tendances paléoenvironnementales observées dans l'étude taxinomique des charbons et celle de la microfaune (Marquet, 1993, 1995; Théry-Parisot, 1998; Vernet, 1993). On note également, la présence de restes de stalagmites dans la couche 3 interprétés comme l'indice d'une humidité relativement plus importante (Ambert, 1993). Le site serait alors marqué par une augmentation de l'humidité le long de la séquence. Ainsi, si l'hypothèse d'un refroidissement (proposé par l'étude de la faune) ne peut pas être écartée, elle apparaît moins probable (pas de corrélation avec anthracologie, et étude de microfaune) (Brugal, 1993). La présence des quelques éléments fauniques de milieu ouvert (mammouth, marmotte) dans la couche 2 pourrait alors résulter d'une chasse exceptionnelle ou simplement du faible nombre d'individus identifiés (éléments présents également dans les autres couches) (*Ibid*). Par ailleurs, l'évolution des teintes de la matrice sableuse le long de la stratigraphie (relativement homogène), présentée comme le seul indice d'une évolution environnementale, a été interprétée comme une détérioration climatique (Ambert, 1993). Cependant, à la suite des nouveaux résultats, on peut proposer que ce changement de colorimétrie relèverait davantage d'une évolution dans les processus post-dépositionnels (ex : ruissellement, oxydoréduction) ou encore d'une relative évolution dans les apports allochtones du site (apport par ruissellement et/ou éolien).

Par ailleurs, dans le cas des analyses taxinomiques des charbons ou de la microfaune, la nécessité d'obtenir un nombre de restes suffisant pour les décomptes a conduit à un regroupement des vestiges issus d'une même unité stratigraphique (plusieurs décapages). Au contraire, notre étude montre que la sensibilité du signal isotopique moyen est telle que, malgré le petit nombre de charbons analysés par décapage, il est possible d'obtenir une indication climatique relativement fiable. Plus encore, l'étude du signal isotopique par décapage permet de réduire le risque d'une interprétation fondée sur un signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen (par couche) de charbons issus de différentes périodes (conditions climatiques enregistrées différentes, augmentation de la variabilité du signal). Cette principale différence dans les approches permet alors à l'étude isotopique des charbons d'obtenir une meilleure résolution que l'étude taxinomique.

La plus haute résolution de l'étude isotopique a ainsi permis de mettre en évidence un épisode climatique à la transition des couches 3 et 2, interprété comme un réchauffement intense, avant un retour à des conditions relativement fraîches dans la partie supérieure de la couche 2. L'évolution du climat autour du site serait donc marquée par une évolution dégressive

relativement continue de l'aridité avec des températures relativement fraîches entrecoupées par un épisode de réchauffement. Or, le début du MIS 4 est contemporain de deux événements de « Dansgaard-Oeschger » (réchauffement), dont le D/O numéro 20 situé à 73-70ka BP (Cacho et al., 1999b; Dansgaard et al., 1989; Schulz, 2002), serait contemporain de la base de la couche 2 (73500 ± 6000 ans BP) (Valladas et al., 1987). Toutefois, sans données complémentaires, il reste difficile de corréliser avec certitude l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ des charbons localement à cet événement D/O (possible événement de moindre intensité ressenti dans la région). Par ailleurs, on note à l'échelle de la France que cette période est associée à une augmentation de l'humidité, observée dans les grandes séquences polliniques (Ognon I / Lanterne II ; à la Grande Pile, les Échets, Bouchet) (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989, 1992; Fauquette et al., 1999; Pons et al., 1992; Reille and Beaulieu, 1990; Woillard, 1978; Woillard and Mook, 1982). Plus encore, cette fluctuation de l'humidité est également observée sur d'autres sites de la région rhodannienne au début du MIS 4 (ex : Moula-Guercy, Saint Marcel, La Calmette) (Defleur and Desclaux, 2019; Moncel et al., 2004; Renault-Miskovsky, 1972).

Enfin, la question d'une adaptation au fort réchauffement doit être mentionnée. Si la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ après l'épisode chaud correspond vraisemblablement à un retour vers des températures fraîches, une adaptation physiologique de la plante aux fortes températures pourrait avoir partiellement amplifié la diminution du $\delta^{13}\text{C}$. Cette hypothèse soulève la question de la rapidité d'une telle adaptation. Certains auteurs proposent que le climat affecte rapidement la sélection phénotypique et génotypique des individus, sur seulement quelques générations (Anderson et al., 1996; Ferrio et al., 2003b). La relative vitesse d'adaptation est d'ailleurs également observée pour l'adaptation physiologique des plantes face aux changements atmosphériques (Van de Water et al., 1994). Une adaptation des plantes aux augmentations de la température depuis le début de l'industrialisation (augmentation du CO_2_{atm}) est également décrite (Shestakova et al., 2019a). On notera par ailleurs, que si, dans l'ensemble, les valeurs atmosphériques n'ont certainement pas eu d'impact sur l'évolution du signal isotopique, la diminution de 50ppmv entre 70,7ka et 62ka (Barnola et al., 1987) pourrait avoir favorisé une évolution physiologique des plantes dans la partie supérieure de la couche 2.

II.2.5.c. La sélection du combustible sur le site des Canalettes

La corrélation entre l'évolution du spectre anthracologique et le signal isotopique appuie l'hypothèse d'une collecte non-sélective du bois par l'Homme de Néandertal. L'hypothèse d'une collecte dite « opportuniste » privilégiant le ramassage du bois mort, est une pratique couramment admise pour les périodes du Paléolithique (Chabal, 1997; Théry-Parisot, 1998; Vernet, 1992). Malgré la mosaïque des environnements autour des Canalettes, l'essentiel du paysage autour du site devait être représenté par les plateaux des Causses peu boisés. Or, un système de collecte focalisé sur une ou deux essences aura tendance à augmenter l'aire d'approvisionnement. Les systèmes de collectes sélectives sont donc souvent associés à des milieux fortement boisés (Shackleton and Prins, 1992). L'hypothèse d'un élargissement de la collecte est également envisagée pour expliquer l'augmentation de la variabilité du signal isotopique au sommet de la couche 2. Le développement forestier lors de cette période aurait pu servir de facteur déterminant dans les choix d'installation

des occupants de l'abri, avec une zone proche du site toujours exploitée, associée à de nouvelles zones de collecte (ex : vers les plateaux).

Par ailleurs, l'utilisation du bois sur le site des Canalettes est associée à celle du lignite (Théry et al., 1995, 1996). La présence de ce dernier, non nécessaire compte tenu de la biomasse disponible à côté du site, avait été interprétée comme la recherche par Néandertal, soit (i) de son confort d'utilisation (récolte, stockage, transport plus facile que pour le bois pour un apport calorifique important et une maîtrise du feu plus simple), soit (ii) pour ses propriétés combustibles utilisées dans des fonctions domestiques spécifiques (Théry-Parisot and Meignen, 2000). Si l'on regarde les proportions de lignite retrouvées, on peut noter une plus forte représentation dans la couche 3 (environ 20%), par rapport aux couches 2 et 4 (environ 5%). Cependant, aucune évolution notable du signal $\delta^{13}\text{C}$ ne permet d'expliquer cette évolution. Les conclusions proposées par Théry et Meignen (2000) sont donc réactualisées. Notre étude souligne ainsi la persistance de la tradition culturelle et technique que représente l'utilisation du lignite par les Néandertaliens du site, malgré une évolution climatique qui affectait la région aux mêmes périodes.

II.2.5.d. Évolution climatique et traditions techniques et culturelles

Au cours des différentes études du matériel des Canalettes, une certaine homogénéité des occupations humaines a pu être observée. L'étude du lithique (chaînes opératoires *in situ*, matières premières locales, activités mixtes de production et consommation), l'étude des vestiges fauniques (abattage non massif de groupes familiaux, transport différentiel des carcasses selon la taille et les distances d'approvisionnement), et la présence de foyers, ont permis d'identifier l'abri des Canalettes comme un site d'occupations répétitives sur la longue durée avec des occupations concentrées sur la bonne saison (Lebegue, 2012; Meignen, 1993a; Meignen et al., 2001). Les récentes études cémento-chronologiques, principalement sur des dents de cerf et bovidé, viennent confirmer cette saisonnalité des occupations (Roussel et al., 2019). Plus encore, l'étude du matériel lithique provenant des trois couches révèle une importante régularité techno-économique, avec des industries dominées par un débitage Levallois (exploitation principalement centripète) dont les produits retouchés finaux sont dominés par des racloirs (Lebegue, 2012; Meignen, 1993b; Meignen et al., 2001). De même, le cortège faunique retrouvé et ses modalités d'exploitation sont relativement constants tout au long de la séquence) (Brugal, 1993; Patou-Mathis, 1993). Seule une légère intensification de la chasse aux petits herbivores dans la couche 3 permet de proposer une évolution au cours des occupations (Brugal, 1993; Cochard et al., 2012). La couche 3 est, par ailleurs, marquée par une intensification de l'occupation (abondance des vestiges archéologiques, activités à l'extérieur de l'abri).

Ainsi, malgré un épisode chaud important dans le haut de la séquence, l'amélioration climatique et le développement forestier observés sur les Causses auraient favorisé une pérennité dans les schémas de mobilité des Néanderthaliens avec un rôle central de l'abri des Canalettes dans l'organisation de leurs territoires. La permanence des traditions technique et culturelle observée soutient l'hypothèse d'une transmission, sur plusieurs générations, des schémas de mobilité (saisons, géographie) et des points stratégiques d'approvisionnement (faune, lithique, lignite), dans un environnement relativement vaste (Causses, vallées, etc.).

II.2.6. Synthèse

L'étude présentée ici constitue le premier exemple d'étude isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) de charbons, analysés individuellement, dans une séquence du Pléistocène en Europe. L'application de cette méthode à l'étude de charbons de l'abri des Canalettes a ainsi pu montrer :

- Une relative faible variabilité du signal isotopique par décapage par rapport aux évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen le long de la séquence
- Une corrélation entre les données générales du signal isotopique et les autres données paléoenvironnementales (anthracologie, microfaune). On observe ainsi une diminution générale de l'aridité aux cours des différentes occupations successives (tendance générale)
- Une haute résolution de l'étude du signal isotopique, réalisée par décapage, ce que n'autorise pas l'étude anthracologique lorsque le nombre de charbons par décapage n'est pas assez élevé. Ce dernier point a permis, en particulier, d'observer un réchauffement climatique entre les couches 3 et 2 (non décelable avec les autres marqueurs climatiques)
- Une validation du système de collecte du combustible basé sur un approvisionnement opportuniste aux alentours du site, avec un possible élargissement de la zone de collecte lors du développement forestier identifié dans la couche 2.
- Une intensification de l'importance du site dans les schémas de mobilité des occupants.

En conclusion, l'utilisation du signal isotopique dans la séquence des Canalettes montre un fort potentiel comme marqueur climatique et environnemental. Cette étude soulève également la question du potentiel de la variabilité isotopique comme marqueur de la diversification des zones de collecte par les Néandertaliens. Enfin, la question de l'adaptation physiologique des plantes aux événements climatiques d'intense réchauffement a pu également être discutée.

II.3. Le site archéologique de l'abri de la Combette

L'étude isotopique des charbons de la Combette, ci-dessous, a fait l'objet d'une publication dans « Review of Palaeobotany and Palynology » (Audiard et al., 2019).

II.3.1. Contexte

II.3.1.a. *Contexte géographique et rapide historique de fouilles*

Le site de l'abri du Pont de la Combette se situe sur la commune de Bonnieux (Vaucluse, 84480) à une dizaine de kilomètres au Sud du village sur le versant septentrional du massif du Luberon (Texier et al., 2003; Texier et al., 2002) (Figure C3.II.3-1). Ce dernier s'intègre aux Préalpes et sépare géographiquement les Alpes au nord et la Provence au sud et le couloir Rhodanien à l'Ouest. Il correspond à un massif de moyenne montagne calcaire divisé en deux sous-ensembles, le Petit Luberon (Mourre de Cairas, 726m) et le Grand Luberon (Mourre Nègre, 1 125 m).

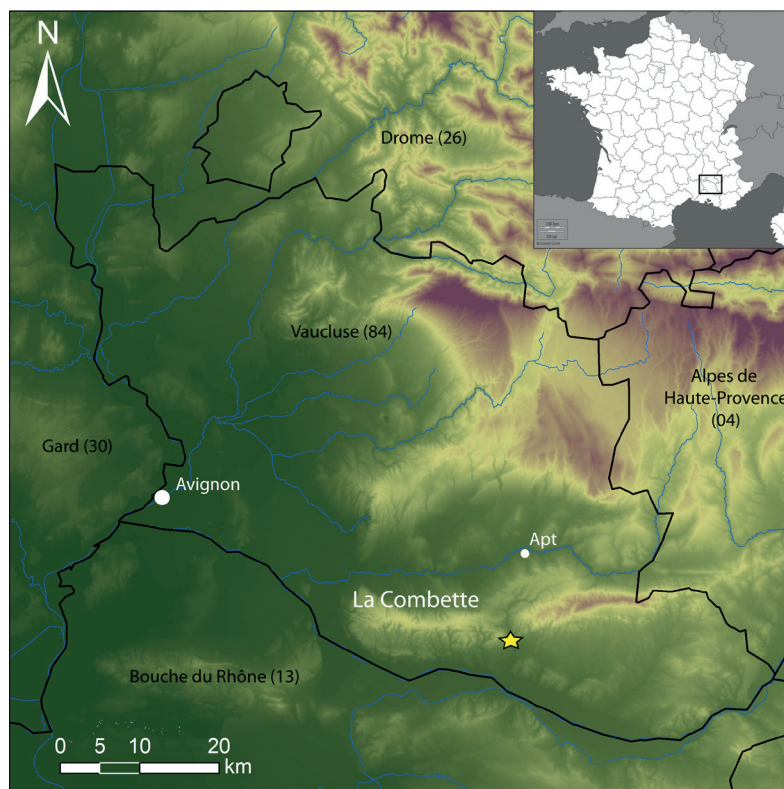


Figure C3.II.3-1) Carte du relief et du principal cours d'eau du Vaucluse (sud-est de la France) avec la localisation de l'abri de la Combette (étoile jaune).

L'abri de la Combette est logé au pied d'une falaise molassique, à 327m, dans un petit vallon orienté à l'Est, abrité du vent, qui reste relativement humide mais ensoleillé à la bonne saison (*Ibid*). Ce vallon est le passage d'un petit ruisseau intermittent et appartient au réseau d'affluents de l'Aigue Brun. Cette dernière incise, par des gorges profondes, le massif du Luberon sur son axe

Nord/Sud (séparation du Petit et Grand Luberon). L'Aigüe Brun offre ainsi un véritable couloir qui permet de réunir les plaines alluviales de la Durance (au Sud) et du Calavon (au Nord). Le site de la Combette devait ainsi se trouver sur un axe de circulation mettant en relation une vaste zone géographique aux paysages et reliefs éclectiques. Les plaines du Calavon donnaient ainsi accès aux massifs calcaires du Vaucluse (Mont Ventoux, 1991m ; Montagne de Lure, 1876m) et des reliefs karstiques moins élevés (Plateau d'Albion, de la Garde d'Apt, de St Christol, entre 600 et 1200m) (Texier, 2004; Texier et al., 2003; Texier et al., 2005b; Texier et al., 1998). Ces derniers présentent de nombreux stigmates d'une intense érosion (pente douce, lapiaz, aven, dolines). La région se démarque, en particulier, par l'incision des séries ocreuses de l'albien-cénomaniens avec un paysage unique offrant un labyrinthe de falaises aux couleurs prononcées. Le Sud du Massif du Luberon offre un accès direct à l'un des cours d'eau le plus important du Sud de la France : La Durance (débit de 80 à 3000m³/s). L'accès s'étend ensuite à l'ensemble de la Provence calcaire, de relief moins prononcé que ses prédécesseurs.

Le site est découvert en 1973 (M. Livache et J. Brochier) mais il faudra attendre plus d'une dizaine d'années avant l'ouverture des fouilles par A. Tavano (1986-1987) (Tavano, 1987). Ces dernières seront ensuite reprises sous la direction de P.-J. Texier pendant plus de 10 ans (1989-2002) (Texier et al., 2002). Une approche pluridisciplinaire a été appliquée sur l'étude de l'ensemble des vestiges du site (géomorphologie, paléomagnétique, technologie lithique, tracéologie, archéopetrographie, paléomagnétisme, zooarchéologie, anthracologie, palynologie) (Brugal, 2002; Costamagno et al., 2009; Desclaux, 2001; Lemorini, 1997; López-Sáez et al., 1998; Texier et al., 2003; Texier et al., 2002; Texier et al., 1996; Théry-Parisot and Texier, 2006; Wilson et al., 2018). Cependant, le site de la Combette est encore le sujet de nombreuses études complémentaires (sédimentologie, malacologie, datations, cemento-chronologie, microfaune) (Kreutzer et al., 2015; Kreutzer et al., 2018; Kreutzer et al., soumis; Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*). Sur leur ensemble, les fouilles ont suivi le protocole standard avec, (i) un système de carroyage métrique (géolocalisé), (ii) des fouilles par décapage, (iii) un enregistrement des coordonnées dans l'espace des vestiges archéologiques, et enfin, (iv) un tamisage à l'eau à petite maille (500 µm) pour l'ensemble du sédiment, essentiel pour une bonne étude de la microfaune ou anthracologique.

II.3.1.b. Contexte sédimentaire et chronologique

Le site de la Combette présente une séquence stratigraphique de 7m d'épaisseur avec contexte sédimentaire très varié (apport gravitaire, par ruissellement, fluvial et éolien avec différentes dynamiques et vitesses de sédimentation). L'ensemble des dépôts présente un léger pendage vers le sud (<10%). La stratigraphie est divisée en deux grands ensembles limoneux (*supérieur* et *inférieur*) subdivisés en un total de 20 unités stratigraphiques. La numérotation des US provient de la dernière étude sédimentaire et micromorphologique. Elle se fonde sur la colonne stratigraphique de la coupe M/L12-13 et compile à la fois, (i) les observations géo-stratigraphiques faites sur la coupe sagittale nord-sud pour *l'ensemble limoneux supérieur* et (ii) les dernières observations sur *l'ensemble limoneux inférieur* de la coupe M/L12-13 (Figure C3.II.3 - 3 & 4). L'occupation humaine est divisée en 7 niveaux archéologiques, tous attribués au Moustérien et répartis sur l'ensemble de

la séquence (Mogni, 2017; Texier et al., 2003; Texier et al., 2002; Texier et al., 2005b; Texier et al., 2005a).

Le remplissage commence par *l'ensemble limoneux inférieur* (E.L.I.) qui repose directement sur le substrat molassique (avec une US de transition marquée par des graviers, plaquettes et blocs de molasse ; US20). Cet ensemble est divisé en 3 sous-ensembles selon des dynamiques hydro-sédimentaires :

- Le 1^{er} sous-ensemble (base E.L.I.), comprenant 3 US (19, 18 et 17), est défini par un sédiment sableux limoneux avec quelques inclusions de graviers et l'absence de litage. Il correspond également à l'ensemble de la séquence la plus riche en matériel archéologique (Niveaux H, G, et F). Les unités stratigraphiques se différencient principalement par une évolution colorimétrique : d'un brun jaune grisâtre (US 19) à un brun clair (US 18) puis un brun clair légèrement jaune (US 17). L'intensité du matériel diminue également le long du sous-ensemble.
- Le 2^{ème} sous-ensemble (centre E.L.I.), comprenant 9 US (16 à 8), est défini par une hétérogénéité de la structure des dépôts (sables fins à grossiers et graviers) selon les unités stratigraphiques. Ce sous-ensemble est également marqué par de nombreux litages, plus ou moins accentués selon les US, témoins d'apports alluviaux et/ou de ruissellement relativement intense. Parmi le développement des unités qui définissent l'hétérogénéité de cet ensemble, deux d'entre elles se démarquent : (i) l'US 9, marquée par la granulométrie la plus grossière et présentant peu, voir même aucun litage ; (ii) l'US 8, correspondant à un niveau brun noir charbonneux et cendreux. Le sommet de l'US9, et surtout l'US8, sont le témoin d'une importante occupation humaine (niveau 8), qui avait disparu depuis l'US 17.
- Le 3^{ème} sous-ensemble (sommet E.L.I.), comprenant 2 US (7 et 6), est défini par J.L. Brochier comme un épisode torrentiel, avec au minimum deux épisodes d'insistés différentes.

Le remplissage au-dessus de l'événement torrentiel est défini comme *l'ensemble limoneux supérieur* (E.L.S.), et se termine par le couvert organique sommital (US1). Cet ensemble se démarque du précédent par la relative homogénéité de ses dépôts et est divisé en seulement 5 unités stratigraphiques (5 à 2). L'ensemble des US présente un limon relativement fin de couleur brun clair (US 5, 4, 2) à brun jaune-orangé (US 3), avec quelques gravillons et graviers pour l'US5. La majorité du dépôt présente une structure massive non laminée (US 5, 4, 2) alors que l'US4 est marqué par une structure micro-laminée. L'ensemble limoneux supérieur est marqué par 3 niveaux archéologiques, avec (i) un niveau D bien défini dans l'US5, puis (ii) les niveaux B/C et A, moins marqués, et répartis dans l'US2.

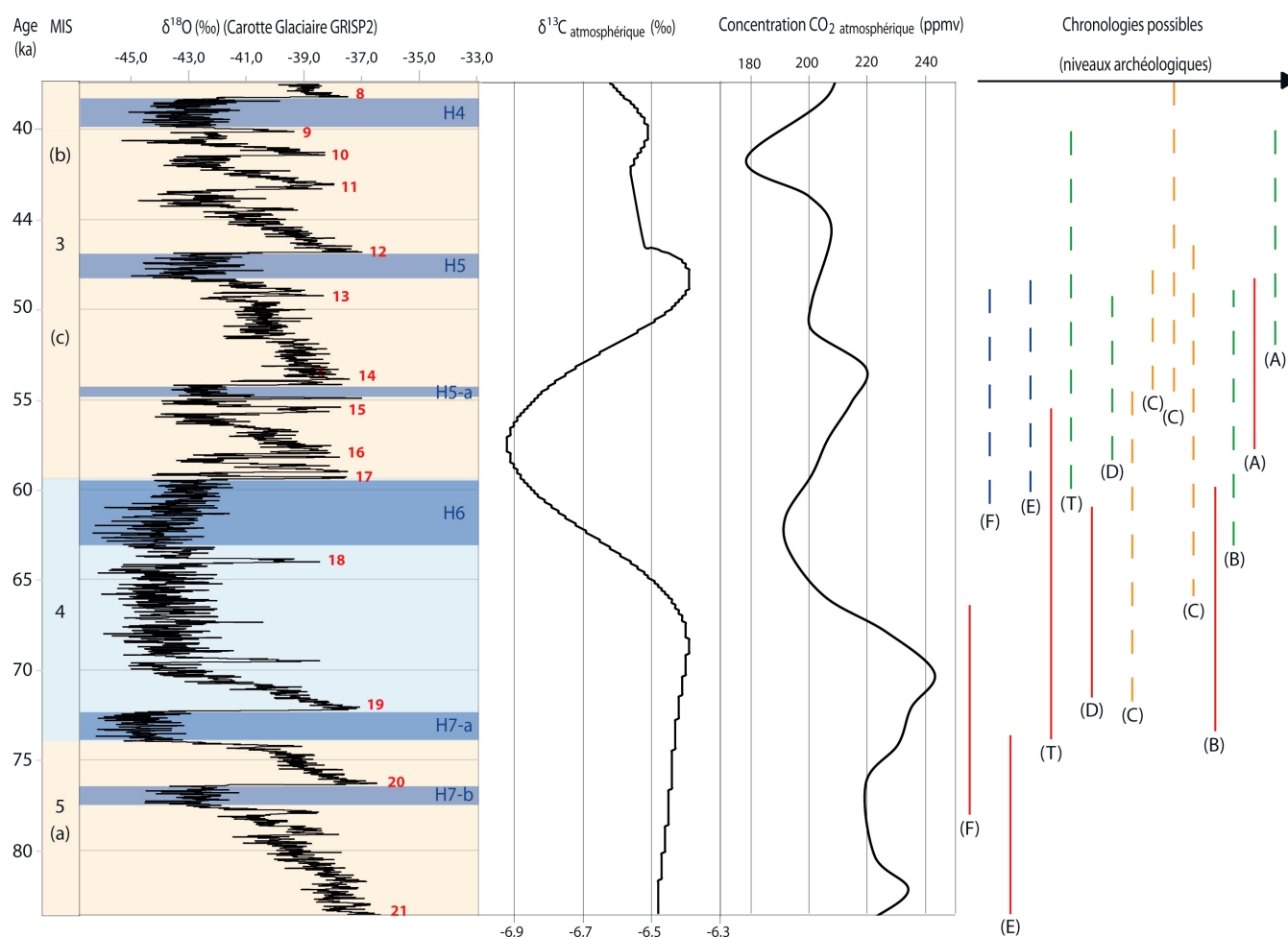


Figure C3.II.3-2) Synthèse des cadres chronologiques possibles de l'abri de la Combette, avec la chronologie acceptée ici en trait plein (NB : erreur de date sur E). On retrouve de gauche à droite, (i) le contexte climatique générale représenté par la courbe du $\delta^{18}O$ de la carotte NGRIP sur l'échelle de temps GICC05modelext (Rasmussen et al., 2014)), (ii) le contexte atmosphérique avec les valeurs du $\delta^{13}C_{atm}$ et de la concentration du CO_{2atm} dans les carottes glaciaires (Barnola et al., 1987; Eggleston et al., 2016), (iii) les datations obtenues à la Combettes pour les niveaux archéologique (F, E, D, C, B, A) et l'évènement torrentiel (T) avec ; (1) en rouge ligne pleine les dates OSL brutes (chronologie proposée pour l'étude) (Kreutzer et al., soumis), (2) en vert ligne pointillée les dates OSL corrigé des effets du $CaCO_2$ (*ibid*), (3) en bleu ligne pointillée les dates en thermoluminescence (*ibid*), (4) en jaune, les anciennes dates IRSL (Wagner et al, 2002).

La chronologie du site a fait l'objet de nombreuses datations (Figure C3.II.3-2). Une première datation ESR du Niveau D, dès les années 90, propose une date très ancienne du site ($185 \pm 40ka$) (Walther and Zilles, 1994). Toutefois, les datations par IRSL (polyminérale) des niveaux loessiques supérieurs, dans les années 2000, rajeunissent fortement le site vers la transition du MI4/3 (entre $63,3 \pm 9,4 ka$ et $46,8 \pm 8,6ka$) (Kreutzer et al., soumis; Wagner et al., 2002). Pour préciser cette chronologie et l'étendre au bas de la séquence, une nouvelle campagne de datations a été relancée dans les dernières années. Les datations ont été réalisées sur silex (TL), sur quartz (4–11 μm , OSL) et sur la fraction polyminérale (4–11 μm , IRSL) (Kreutzer et al., soumis). Les datations TL ont été réalisées uniquement sur la couche E et F/G et indiquent

une occupation contemporaine des deux dépôts autour de $54,7 \pm 6,2$ (F/G) et $54,1 \pm 6,0$ (E). Au contraire, les datations OSL, réparties sur toute la séquence, indiquent une occupation entre $80,2 \pm 6,4$ ka et $53,2 \pm 5,0$ ka. Les faibles dates obtenues par l'IRSL (fraction polyminérale) sont causées par un important blanchissement des feldspaths (entre $67,0 \pm 8,96$ ka et $45,2 \pm 5,7$ Ka) et indiquent ainsi que l'ensoleillement nécessaire à la remise à zéro des quartz était suffisant. Dans l'ensemble l'auteur précise qu'il n'est pas possible, à l'heure actuelle, de trancher sur la véracité des différentes dates. Il rappelle toutefois que le fort taux de carbonates dans les limons supérieurs est possiblement responsable d'un vieillissement ou rajeunissement des dates OSL. L'utilisation d'un package de correction a donc été testé et rajeunit les dates OSL des limons supérieurs (à partir de l'épisode torrentiel) entre $49,0 \pm 5,9$ ka et $45,5 \pm 6,2$ ka. L'auteur précise toutefois que le package de correction (fondé dans des séquences marines) (Nathan and Mauz, 2008) demande à être vérifié dans les conditions sédimentologiques du site (contexte sédimentaire terrestre). À l'inverse, l'auteur précise que les datations TL ont pu être affectées par l'hétérogénéité du taux de radionucléides dans le sédiment et rajeunir les dates obtenues.

Malgré tout, les dates OSL concordent avec les dépôts locaux et régionaux pour cette période et représentent une chronologie plus cohérente au moins sur la base de la séquence (Kreutzer et al., 2018; Kreutzer et al., soumis; Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*). Dans ce cadre, nous prendrons ces dernières pour notre étude dans l'attente de nouvelle investigation (étude des radionucléides pour les dates TL, vérification de l'effet des carbonates secondaires sur les dates des limons supérieurs). Le site est donc associé à la transition MIS5/4 et la fin du MIS4, avec des dates vers 70-80 ka pour l'ensemble limoneux inférieur ($80,2 \pm 6,4$ ka et $64,7 \pm 9,2$ ka) et des dates entre 70 et 53 ka pour l'ensemble limoneux supérieur ($66,3 \pm 5,4$ ka et $53,2 \pm 5,0$ ka) (Kreutzer et al., 2018). Toutefois, la possibilité des modèles chronologiques alternatifs ne doit pas être exclue et la représentation de nos données, appliquée à ces chronologies, sera interrogée dans la discussion. En particulier l'hypothèse d'une appartenance exclusive de l'ensemble limoneux supérieur au MIS3 (à partir de l'épisode Torrentiel) (Kreutzer et al., soumis).

II.3.1.c. *Contexte culturel*

Le matériel archéologique du site de la Combette est exceptionnellement bien préservé (21544 vestiges de Faune et lithique). Les stigmates d'une action du feu sont toutefois assez abondant dans les niveaux de l'*ensemble limoneux inférieur* (E, F, G et H). L'étude du matériel a été réalisées sur tous les niveaux. Cependant, le niveau H (mal défini ou absent dans certaines parties du site) a souvent été associé au complexe archéologique F et G.

L'industrie lithique, retrouvée sur les différents niveaux, montre une nette évolution entre les niveaux de l'*ensemble limoneux inférieur* (E, F/G et H) et ceux de l'*ensemble limoneux supérieur* (A, B/C et D) (Texier et al., 2003; Texier et al., 2002; Texier et al., 2005a; Texier et al., 1998; Texier et al., 1996):

- Les niveaux inférieurs (E, F/G et H) présentent une grande homogénéité des ensembles lithiques entre niveaux. Ces derniers sont caractérisés par un moustérien avec un débitage majoritairement de type centripète (Levallois ou discoïde). Celui-ci est réalisé à la fois sur matière locale et d'importation ; toutefois, le débitage sur matière allochtone reste dominant. Les indices d'un débitage *in situ* (présence d'éclats et de nucléus) sont retrouvés dans toutes les couches, mais avec une légère intensification pour le niveau E. A l'inverse, les proportions d'outils retouchés sur le site sont très faibles. L'outillage retrouvé est de dimension modeste, majoritairement représenté par des éclats (Levallois ou discoïde). L'étude fonctionnelle de ces derniers a été compliquée en raison d'altération de surface ou d'un faible développement des traces, dont une partie est due à la courte durée d'utilisation des pièces. Il est tout de même ressorti un travail de la peau et de boucherie. Les auteurs proposent également le travail de matières semi-dures de type bois, sans doute dissimulé à travers d'autres actions complémentaires (amincissement ou raclage de matières tendres ou semi-dures) (Lemorini, 1997). Somme toute, l'abri devait être utilisé à ces périodes comme une halte de chasses avec des occupations relativement courtes, mais relativement rapprochées (matériel lithique dense, matière première allochtone dominante, chaîne opératoire *in situ*, peu d'outils retouchés)
- Les niveaux supérieurs (A, B/C et D) présentent des assemblages lithiques sensiblement différents. Ces derniers, beaucoup moins denses que les niveaux précédents, présentent plusieurs remontages et sont caractérisés par une diversité de chaînes opératoires (débitages Levallois, Quina, Kombewa, façonnage de plaquettes, de grands éclats de gel, d'éclats corticaux épais, etc...). Cependant, au contraire de leurs prédécesseurs, ces niveaux sont représentés par des outils sur éclats retouchés de matière première allochtone, avec uniquement de rares nucléus et éclats de retouches (ou façonnage). Le lithique en matière première autochtone ne représente, pour ces niveaux, qu'une très faible part des vestiges. Enfin, l'outillage est dominé par des racloirs de taille beaucoup plus importante (voir "hors norme") que les niveaux précédents. Les études fonctionnelles indiquent un plus fort taux d'utilisation de l'outillage, avec une utilisation principalement orientée sur le travail de la peau (28%), du bois (28%) et pour des activités de boucherie (10%) (Lemorini, 1997, 2000; Texier et al., 1996). Somme toute, les occupations des niveaux supérieurs (A, B/C et D) sont interprétées comme des occupations temporaires orientées vers les produits de la chasse, mais plus courtes et moins intensément occupées que les niveaux précédents (importation des produits lithiques finis, peu de déchet de production, fort taux d'utilisation, outillage non spécialisé).

Comme pour le lithique, les vestiges fauniques montrent une diminution du nombre de restes au cours de la séquence (Brugal, 2002; Texier et al., 2005a). Cette diminution est également associée à une nette évolution des espèces chassées, entre les ensembles, mais aussi au sein même

de l'ensemble inférieur (entre le niveau et les niveaux F, G et H). Ainsi, les niveaux A, B/C, D et E sont dominés par le cheval et le bouquetin, et en moindre mesure pour le niveau E, par le cerf élaphe. Les espèces mineures sont représentées par quelques restes de chevreuil (A, B/C et E), chamois (niveau D) et de carnivores (loup, renard, lynx). Au contraire, les niveaux inférieurs (F, G et H) sont majoritairement représentés par le cerf élaphe et le bouquetin, puis en espèce secondaire par le cheval. Ce trio est ensuite complété, en ordre croissant, par le chevreuil, le loup, l'*hydromys*, d'autres carnivores (renard, lynx), des bovidés, le sanglier et le rhinocéros. On précisera que, dans le même temps, une présence conséquente de lagomorphes est observée pour l'ensemble des niveaux archéologiques (possiblement intrusifs). Les résultats présentés ci-dessus indiquent une exploitation de tous les types de territoires autour du site : milieu escarpé (ex: bouquetin), milieu de plaine et prairie (ex: cheval, cerf), milieu forestier (ex: cerf, chevreuil, sanglier) (*Ibid*). L'évolution du spectre faunique est interprétée, quant à elle, comme une ouverture du milieu, passant d'un milieu relativement tempéré et forestier (F, G et H) à un milieu frais et humide moins forestier (E), pour finir sur un milieu relativement ouvert froid et sec (A, B/C et D) (*Ibid*). En complément des identifications taxinomiques, l'étude archéozoologique souligne la fréquence de vestiges brûlés (principalement dans les niveaux inférieurs) et la récurrence des stigmates liés aux activités de la boucherie (désarticulation, découpe, fracturation) en réponse à une utilisation polyvalente des carcasses (viande, moelle, peau, voir bois) (Texier et al., 2003; Texier et al., 2005b; Texier et al., 1998). Par ailleurs l'étude des traitements des traces de brûlures indique l'utilisation de carcasses ayant été impactées par des carnivores et donc délaissées par l'homme, sans doute entre deux phases d'occupations successives de l'abri (Brugal, 2002; Texier et al., 2005a). Somme toute, les études fauniques viennent confirmer l'évolution techno-culturelle observée pour le tithique entre les *ensembles limoneux supérieur et inférieur*, dont le moteur pourrait être en partie environnementale (*Ibid*). Plus encore, les observations appuient l'hypothèse d'occupations temporaires de type halte de chasse, d'intensité et de longueur plus ou moins variées.

II.3.1.d. Contexte climatique et environnemental actuel et disponibilité des matières

La position géographique du massif du Luberon, mais aussi les reliefs qui l'entourent, font de cette aire géographique un point névralgique de nombreuses influences climatiques. Le Luberon est ainsi influencé par le climat méditerranéen, le climat montagnard et le climat semi-continentale venu du nord par le couloir rhodanien. Ce dernier s'accompagne également du Mistral (naissance à l'entrée du couloir rhodanien et se rafraîchit sur le Ventoux et l'Albion) qui balaye le Luberon d'un vent froid qui peut atteindre les 260km/h sur les pelouses sommitales (origine anthropique). Enfin, le relief même du Luberon conditionne la répartition des climats et l'intensité d'insolation (jusqu'à un pour dix entre l'adret et l'ubac). Dès lors le Luberon Nord est plus humide et frais que son homologue Sud et les parties sommitales sont plus sèches et fraîches (surtout Grand Luberon) que l'intérieur des gorges, beaucoup plus humide (et peu ensoleillé).

Cette diversité du climat et le relief du Luberon sont responsables d'une véritable mosaïque de la végétation. Le flanc septentrional est marqué par une végétation supra-méditerranéenne majoritairement caducifoliée et dominée par le chêne (*Quercus pubescens*, *Quercus ilex*) et associée à des

essences secondaires comme les érables (*Acer monspessulanum*, *Acer campestre*) et l'alisier (*Sorbus aria*). Toutefois, on peut également retrouver dans les zones où le sol est moins développé du buis (*Buxus* sp.), genêt (*Cytisus* sp.), genévrier commun (*Juniperus communis*), pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) et hêtre dans la partie haute (*Fagus sylvatica*). Au contraire, le flanc méridional est essentiellement représenté par en hauteur également par l'alisier, les érables et le chêne pubescent, remplacé graduellement par une végétation méditerranéenne typique en allant vers le piémont, dominée par le chêne vert (*Quercus ilex*). Il partage l'espace avec le pin d'alep (*Pinus halepensis*) ou une garrigue à lamiacées. Bien que l'on retrouve également en sortant Les espèces arbustives mineures sont le buis, le nerprun alaterné (*Rhamnus alaternus*), le cade (*Juniperus oxycedrus*), le chêne kermès (*Quercus coccifera*), le ciste cotonneux (*Cistus albidus*). Enfin, les parties sommitales du Luberon sont marquées par des vents forts et le ralentissement de l'expansion forestière au profit de pelouse. On note toutefois, la présence en hauteur d'une forêt de cèdres de l'Atlas (*Cedrus atlantica*) qui, introduit dans les années 1860 sur le versant nord du Luberon, s'étend aujourd'hui sur près de 250 hectares.

À l'instar des ressources végétales, la région présente une concentration exceptionnelle en gisement de matière première minérale (surtout au nord) (Wilson et al., 2018). On retrouve, entre autres, les silex du faciès urgonien des formations barrémiennes-bédouliennes, retrouvées par intermittence de Veaux-Malaucène à Sault (capacité à la taille moyenne à exceptionnellement bonne), ou encore, les silex des formations stampiennes (grand rognon aplatis) retrouvé de Pernes-Les-Fontaines à Forcalquier (Ex : vallée du large, Mur). Plus proche, on retrouve (i) les silex du Cénomaniens inférieur retrouvés en position secondaire (conglomérats) entre Bonnieux et Apt (secteur de Roquemaure), (ii) les galets de silex secondaires ou tertiaires du Calavon, et enfin, (iii) les galets verts atypiques du burdigalien, en position secondaire (conglomérat), particulièrement présente à proximité du Pont de la Combette et de la Baume des Peyrard. L'intérêt de cette forte concentration de matières premières se matérialise dans de nombreux sites du moustérien, avec du nord au sud : les Argiliers (Texier, 2004), la Bau de l'Aubésier (MIS7 à 5d, MIS3) (Lebel et al., 2001), Bérigoule (MI5/4) (Brugal et al., 1989; Richter et al., 2007) où une affinité lithique avec la Combette est observée (Jaubert, 2002), Les Briquets (Texier, 2004), les Peyrards (MIS4/3) (de Lumley, 1957; Miskovsky, 1974; Porraz, 2002) et la Combette (MIS5/4) (*loc. cit.*). La position privilégiée de la Combette, sur le principal axe de circulation Nord/Sud entre cette région riche en matériel et la Provence au climat moins rigoureux, était un atout pour les sociétés néandertaliennes de l'époque (Texier et al., 2003; Wilson et al., 2018).

II.3.1.e. Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales

Comme indiqué précédemment, le site de la Combette a fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire de l'histoire environnementale et climatique des dépôts. En particulier, l'évolution géomorpho-sédimentaire des dépôts offre une information environnementale sur l'ensemble de la séquence (Mogni, 2017; Texier et al., 2003; Texier et al., 2002; Texier et al., 2005a). Au contraire, la majorité des autres études est focalisée sur une partie de la séquence (palynologie) (López-Sáez et al., 1998), sur une partie du matériel disponible (microfaune) (Desclaux, 2001), ou sur les niveaux archéologiques (anthracologie, faune) (Brugal, 2002; Texier et al., 2002; Texier et al., 2005a; Théry-Parisot and Texier, 2006). Toutefois, d'autres études inédites viennent compléter

ces informations (micromorphologie, minéraux lourds, malacologie, etc.) (Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*).

Le remplissage de l'abri permet d'observer une rupture dans les conditions environnementales pendant le dépôt de l'*ensemble limoneux inférieur et supérieur* (Mologni, 2017; Texier et al., 2002; Texier et al., 2005a). Plus encore, on note une évolution au sein même de ces ensembles. Ainsi, les dépôts du 1^{er} sous-ensemble (US 19, 18 et 17) se présentent comme un niveau tempéré relativement humide (sédiment organique). On note toutefois une diminution graduelle de la composante organique. Les dépôts du 2^{ème} sous-ensemble (US 16 à 8) correspondent à une augmentation de l'humidité et sans doute des températures, avec une alternance de phases plus ou moins humides (plus ou moins laminées) jusqu'à l'US 9 (plus sec ; dépôts non laminés), puis un retour à des conditions relativement humides dans l'US 8 (niveau archéologique, légèrement laminés). Le 3^{ème} sous-ensemble, est marqué par un (ou des) épisode(s) torrentiel(s) important(s). Les dépôts de l'ensemble limoneux supérieur qui font suite indiquent un changement drastique de climat avec des conditions beaucoup plus rigoureuses (sec/froid ; dépôts loessiques). On note toutefois la présence d'un épisode légèrement plus humide (US 3, laminé).

Les études de la faune (voir ci-dessus), de la microfaune et de la malacofaune viennent confirmer ces premières observations avec, une dominance des espèces caractéristiques des milieux forestiers à la base de la séquence, puis une diminution des espèces tempérées au niveau de l'US8, et enfin, une dominance des espèces typiques des milieux steppiques (Brugal, 2002; Buisson-Catil, 1994; Desclaux, 2001; Dubar, 2005; Texier et al., 2003; Texier et al., 2005a). On notera toutefois que les études de la faune et la microfaune indiquent la coexistence de milieu forestier et de milieu ouvert dès le début de la séquence indiquant déjà une possible dégradation climatique (Brugal, 2002; Desclaux, 2001).

En complément de ces observations, une étude pollinique a été testée sur l'ensemble de la séquence. La bonne qualité du cortège pollinique dans le bas de la séquence (sous-ensemble A, US 19 à 17), a ainsi permis d'approfondir l'étude des évolutions environnementales autour des niveaux archéologiques F, G et H (López-Sáez et al., 1998). Le spectre pollinique obtenu a ainsi confirmé la présence de conditions régionales plus froides à l'époque qu'actuellement, avec une végétation dominée par le Pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) et un ratio AP/NAP relativement constant autour de 60 à 40. Plus encore, l'analyse pollinique a permis de montrer une évolution à l'intérieur même de ce sous-ensemble, divisée alors en 3 zones polliniques (A, B, C). On observe ainsi la succession de :

- Un milieu frais à tempérée et humide avec une pinède associée à des essences mésothermophiles (Zone A ; US 19 et 18). L'évolution des essences mineures au sein de cette phase suggère deux sous-phases, avec (i) une phase fraîche et humide (Zone A-1) et (ii) une phase plus tempérée, mais plus humide (Zone A-2).
- Un milieu froid et steppique (ou continental froid) avec une augmentation des steppes/prairies au détriment des essences forestières (Zone B, transition US 18 et 17)
- Un milieu frais à froid et sec avec la présence de prairies boisées de pins et le retour d'essences décidues dans les forêts (Zone C, US 17). On note également la présence de fougères au début de la phase qui suggère un milieu plus humide.

Une étude palynologie complémentaire des niveaux D et E (dans la coupe sagittale Est/Ouest, dépôts fluviaux du sous-ensemble B très dilaté) a montré une évolution nette avec le niveau F (Texier et al., 2002). Il se traduit, pour le niveau E, par une légère reprise forestière (pin, chêne, ripisylve), interprétée comme une augmentation de l'hygrométrie et sans doute des conditions fraîches. Au contraire, on observe pour le niveau D, une dégradation nette du climat vers un milieu froid et sec avec une nette augmentation des steppes/prairies au détriment de la forêt et le remplacement des essences mineures thermophiles par des essences résistantes au froid.

Enfin, l'étude taxinomique des charbons de bois confirme la rupture entre les phases de dépôts des *ensembles limoneux inférieurs et supérieurs*. En effet, la première moitié de la séquence (niveau H à E) est largement dominée par le Pin de type sylvestre/noir/de montagne/à crochets (*Pinus* type *sylvestris/nigra*, comprend *mugo* et *uncinata*) dont l'identification à l'espèce reste incertaine (anatomies similaires). Par commodité, nous utiliserons le terme de *Pinus* type *sylvestris/nigra* (n'écartant pas l'hypothèse des deux autres essences). Au contraire, le niveau D montre une diminution du *Pinus* type *sylvestris/nigra* au profit d'une steppe et ripisylve arbustive (*Rhamnus* sp. ; *Salix* sp.), qui se concrétise dans le niveau B/C, où le *Salix* sp. est largement dominant (Texier et al, 2005 ; Théry-Parisot, 2006). On note également à l'intérieur de ce changement majeur, une évolution de l'environnement entre les niveaux archéologiques de la base (F, G et H) et le niveau E, caractérisé par une diminution progressive des essences mésothermophiles de F à H et leurs quasi-disparitions dans le niveau E.

II.3.2. Matériel et méthodes

Pour le prélèvement des échantillons, l'analyse et le traitement des données, nous suivons la méthode précédemment proposée (Chapitre 2 – IV). Compte tenu du contexte de la Combette, de la bonne conservation du matériel et de la stratigraphie, nous avons décidé d'étudier l'évolution d'un signal isotopique continu de haute résolution (par décapage). Toutefois, la petite taille (<2mm) et masse des charbons ne nous permettaient pas toujours d'obtenir une masse suffisante pour l'analyse individuelle des charbons. Ainsi, à l'exception d'une dizaine de charbons, le choix d'analyse s'est principalement porté sur des regroupements de charbons issus d'un même décapage (regroupement de 2 à 15 charbons selon le nombre de d'individus de *Pinus* type *sylvestris/nigra* identifiés, en générale entre 5 et 10).

L'étude du signal isotopique des charbons de bois a été réalisée en parallèle d'une étude micromorphologique et sédimentaire du site (Mogni, 2017; Mogni et al., *en préparation*). La complémentarité de l'approche avait pour objectif d'approfondir, à haute résolution, le contexte paléoenvironnemental et climatique des dépôts. Dans ce cadre, une campagne de prélèvement (bloc micromorphologique, sédiment, charbons) a été réalisée en 2016 sur l'*ensemble limoneux inférieur* de la coupe Nord/Sud en M13/L13 (Figure C3.II.3-3). Les charbons prélevés ont ensuite été identifiés suivant la méthode classique (utilisation du microscope optique à réflexion aux grossissements 100 à 500). L'ensemble des charbons identifiés comme du *Pinus* type *sylvestris/nigra* ont été sélectionnés pour l'étude (niveaux H à E). Ces derniers ont été complétés par des charbons de *Pinus* type *sylvestris/nigra* issus des précédentes fouilles dans les carrés voisins (L12 et L13) (Théry-Parisot and Texier, 2006). On précisera que l'origine de la collecte du charbon de

bois dans les dépôts fluviaux reste incertaine (anthropique ou non, remobilisée ou non). Pour le niveau D, le faible nombre de charbons ne permettait pas une étude focalisée sur deux carrés. Les charbons de pin, des précédentes identifications sur toute la couche D, ont donc été utilisés (*Ibid*). Les dépôts supérieurs n'ont pas été étudiés en raison de la faible quantité de charbon de bois, à l'exception d'un groupe de 7 charbons issus des niveaux laminés (répartis sur la couche). Par ailleurs, compte-tenu de la bonne préservation du niveau E sur l'ensemble du site, la stabilité du signal isotopique à travers la stratigraphie a voulu être testée. Des prélèvements supplémentaires sur la coupe Est/Ouest en K19 (niveau E) ont donc été réalisés pour une analyse isotopique complémentaire (Figure C3.II.3-3). Finalement, un total de 379 charbons (*P* type *sylvestris/nigra*) a été analysé (Tableau C3.II.3-1).

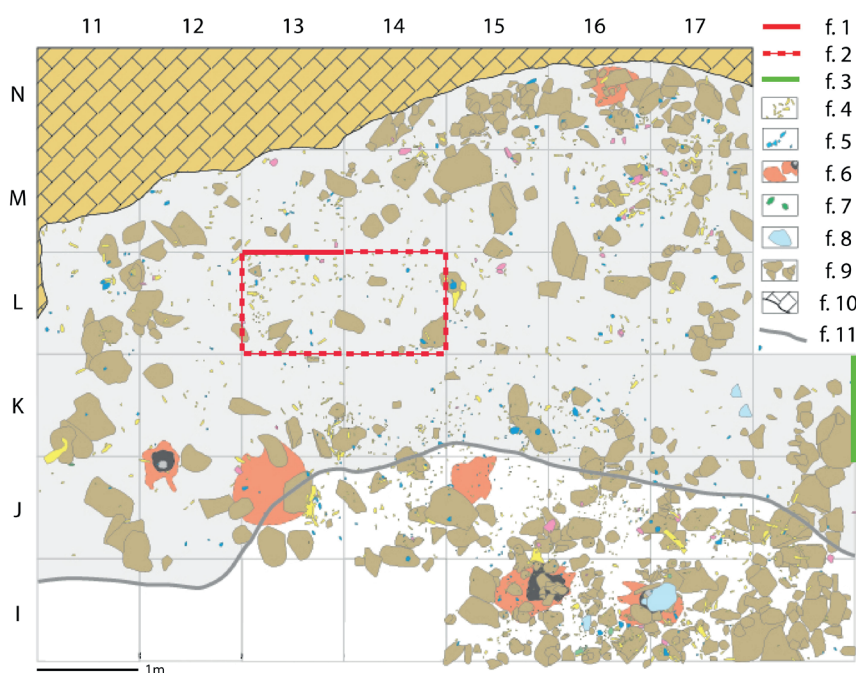


Figure C3.II.3-3) Projection du plan de fouille de L'abri de la Combette pour la couche D (niveau le plus étendu de la fouille). Cette projection indique la section de référence M13/L13 où le nouvel échantillonnage a été mené en 2016 (ligne rouge continue ; f.1), les carrés d'origines des charbons utilisés dans l'étude de la séquence inférieure (ligne rouge pointillée ; f.2) et la section K18/K19 où des charbons supplémentaires ont été échantillonnés en 2016 pour la couche E (ligne verte continue, f.3). Légende supplémentaire : f.4, vestige faunique ; f.5, vestige lithique ; f.6, sol brûlé et foyer ; f.7, gallet utilisé ; f.8, bloc de calcaire ; f.9, pierre ; f.10, paroi d'abri (grès burdigalien) ; f.11, limite du porche.

L'analyse infrarouge (FTIR) de charbons supplémentaires a été réalisée, à intervalles réguliers, sur l'ensemble de la stratigraphie. Elle a montré une contamination négligeable aux acides humiques pour tous les échantillons. Le prétraitement s'est donc limité à une étape de décarbonatation. Cette dernière est appliquée après regroupement des charbons et est suivie directement de l'analyse par EA-IRMS (décarbonatation individuelle pour les charbons analysés seuls). À la suite de l'analyse, une moyenne pondérée par le nombre de charbons a ensuite été calculée par décapage. Cependant, au contraire d'analyse individuelle, l'analyse ne permet pas de rendre compte de la variabilité individuelle du $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (pas de calcul d'écart-type à

la moyenne). En complément, une marge d'erreur, dépendant du nombre de charbons analysés, a été calculée par décapage. Cette marge d'erreur se concentre sur la variabilité inter-individus obtenue sur des études actuelles, avec un écart isotopique maximum fixé à 2‰ (valeurs maximum obtenues dans la majorité des études) et un écart minimum fixé à 1‰ (variations obtenues pour 15 individus en statistiques *bootstrap* à partir de la variation normale du $\delta^{13}\text{C}$ d'une population de 100 individus) (Esper et al., 2015; Loader et al., 2013). Cette marge d'erreur ne prend donc pas en compte la variabilité haute fréquence qui affecte le signal isotopique moyen obtenu (charbons isolés issus d'années différentes).

Phases isotopiques	N charbons	N analyses	Localisation de échantillons
Phase VII	7	1	surface du site total
Phase VI	30	4	surface du site total
Phase IV	85	13	L13 (M13,M14)
Phase III	22	4	L13 (M13,M14)
Phase I & II	215	34	L13 (M13,M14)
Sous Total	359	56	surface du site total
Phase IV	32	5	K19
Total avec K19	391	61	surface du site total

Tableau C3.II.3-1) Inventaire des charbons sélectionnées et du nombre d'analyses, avec leurs localisations sur le site et leurs phases isotopiques associées (définis plus tard dans l'étude de bas en haut dans la stratigraphie).

Les dernières datations du site de la Combette situent la majorité des dépôts (jusqu'au niveau B/C) entre $80,8 \pm 6,9$ ka et $67,3 \pm 5,6$ ka. Seul le niveau A présente une date plus récente ($53,6 \pm 3,9$ ka), mais ce dernier n'est pas compris directement dans l'étude isotopique. Dans ce cadre chronologique, la concentration du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ moyen pour ces époques est relativement stable ($<0,1\%$ pour l'écart $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ entre 80 ka et 66 ka) (Eggleson et al., 2016) (Figure C3.III.3-1). De plus, l'évolution maximum de la concentration en CO_2_{atm} ne dépasse pas les 25ppmv (entre 82,8 et 68,5 ka) avec des variations lentes comparées à l'actuelle (234ppmv à 82,8ka ; 219,5ppmv à 76,8ka ; 243ppmv à 70,7ka ; 226ppmv à 68,5 ka) (Barnola et al., 1987) (Figure C3.III.3-1). Dans ces conditions, il est considéré que l'adaptation physiologique des plantes permet de maintenir un ratio ca/ci constant et n'impacte pas le $\delta^{13}\text{C}$ (Ehleringer and Cerling, 1995). Les corrections de l'évolution atmosphérique n'ont donc pas été appliquées sur le signal isotopique. On note toutefois, la présence d'une forte diminution $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ (0,45‰ entre 66 et 58 ka) et du CO_2 atmosphérique (-50ppmv) entre 70 et 62 ka, puis un retour du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ aux valeurs de départ (+0,5‰ entre 58 et 50 ka) et une légère augmentation du CO_2_{atm} (+25ppmv entre 62 et 53 ka ; ne compense pas la décroissance précédemment mentionnée). Ainsi, Dans le cadre des datations OSL utilisées, seuls les dépôts sommitaux peuvent être contemporains de ces variations. Au contraire, dans le

cadre des autres chronologies (OSL rajeunit, TL), ces fluctuations sont contemporaines d'une grande partie de la séquence. Plus encore, si on observe seulement une diminution de 0,1‰ $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ jusqu'à 40 ka, la concentration du CO_2 diminue considérablement sur la même période de (-40ppmv). Or, cette fluctuation a également pu affecter le signal isotopique dans l'hypothèse d'un cadre chronologique plus récent pour la Combette. Malgré tout, ici, nous prendrons en compte le scénario d'une transition MIS5/4 (faible impact), mais l'impact des paramètres atmosphériques pour des chronologies plus récentes sera interrogé en discussion.

Enfin, l'ensemble des analyses indique un %C stables entre 60 et 65% indiquant un degré de carbonisation similaire (en dessous de 400°C). L'impact de la carbonisation sur le signal isotopique est donc considéré relativement faible et constant. Aucune correction de l'impact de la carbonisation n'a donc été appliquée sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen.

||.3.3. Résultats

Les analyses isotopiques des différents groupes de charbons donnent des $\delta^{13}\text{C}$ qui varient, sur l'ensemble de la séquence, entre -23,47 et -26,13‰ (écart isotopique de 2,66‰). L'écart isotopique maximum obtenu pour un seul décapage est observé à la base du niveau E avec une différence de 2,24‰ (-23,89 à -26,13‰). Toutefois, à l'exception de ce décapage, l'écart des valeurs isotopiques maximales entre des groupes de charbons d'une même profondeur ne dépasse pas les 2‰ et la majorité est inférieure à 1,5‰ (avec trois groupes de charbons minimum). Dans le même temps, on observe que la moyenne pondérée du signal isotopique varie avec une amplitude similaire, entre -23,47 et -25,98‰ (écart isotopique de 2,51‰). Enfin, on note que la majorité des valeurs individuelles sont comprises dans la marge d'erreur proposée et que les variations du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen sont, dans plusieurs cas, plus importantes que les marges d'erreurs fixées (ex : $\delta^{13}\text{C}$ moyen du niveau D, hors marge d'erreur du Niveau F).

Les variations du signal isotopique moyen ont été divisées en un total de 7 phases isotopiques principales (I à VII), subdivisées en sous-phases (quand il était nécessaire). Les résultats sont présentés dans la figure synthèse (Figure C3.III.3-4). La base de la séquence (US 19, 18, 17 associées aux niveaux H, G et F) est composée de deux phases isotopiques distinctes (I et II). La phase I (-600 à 570 cm) est marquée par une diminution constante entre les niveaux H et G (\approx -1‰ ; US 19 et 18). Au contraire, la phase II (-570 à -540cm) est caractérisée par des fluctuations du $\delta^{13}\text{C}$ pour les niveaux G à F (US 18 et 17). La phase initiale (IIa) correspond à une légère augmentation du signal isotopique (+0,5‰). Toutefois, par comparaison des marges d'erreur entre les sous phases (marge de 1,5 à 1 ‰), les fluctuations les plus importantes sont observées pour la diminution abrupte de -0,5 à -1‰ (IIb) suivie d'une augmentation d'environ +1‰ dans le niveau F (IIc). Enfin, malgré une marge d'erreur importante (2‰), on note une légère diminution du $\delta^{13}\text{C}$ (-0,3‰) avant la phase de dépôts alluviaux (IIb).

La phase isotopique des dépôts fluviaux (III) n'est représentée que par quelques échantillons et aucune donnée ne permet d'attester de leur origine (ruissellement naturel ou anthropique). Ainsi, considérant l'origine incertaine des charbons de bois et de leur faible quantité sur l'ensemble de la séquence fluviale ($\delta^{13}\text{C}$ moyen de plusieurs fluctuations isotopiques), le signal moyen obtenu ne peut être utilisé et reste seulement indicatif.

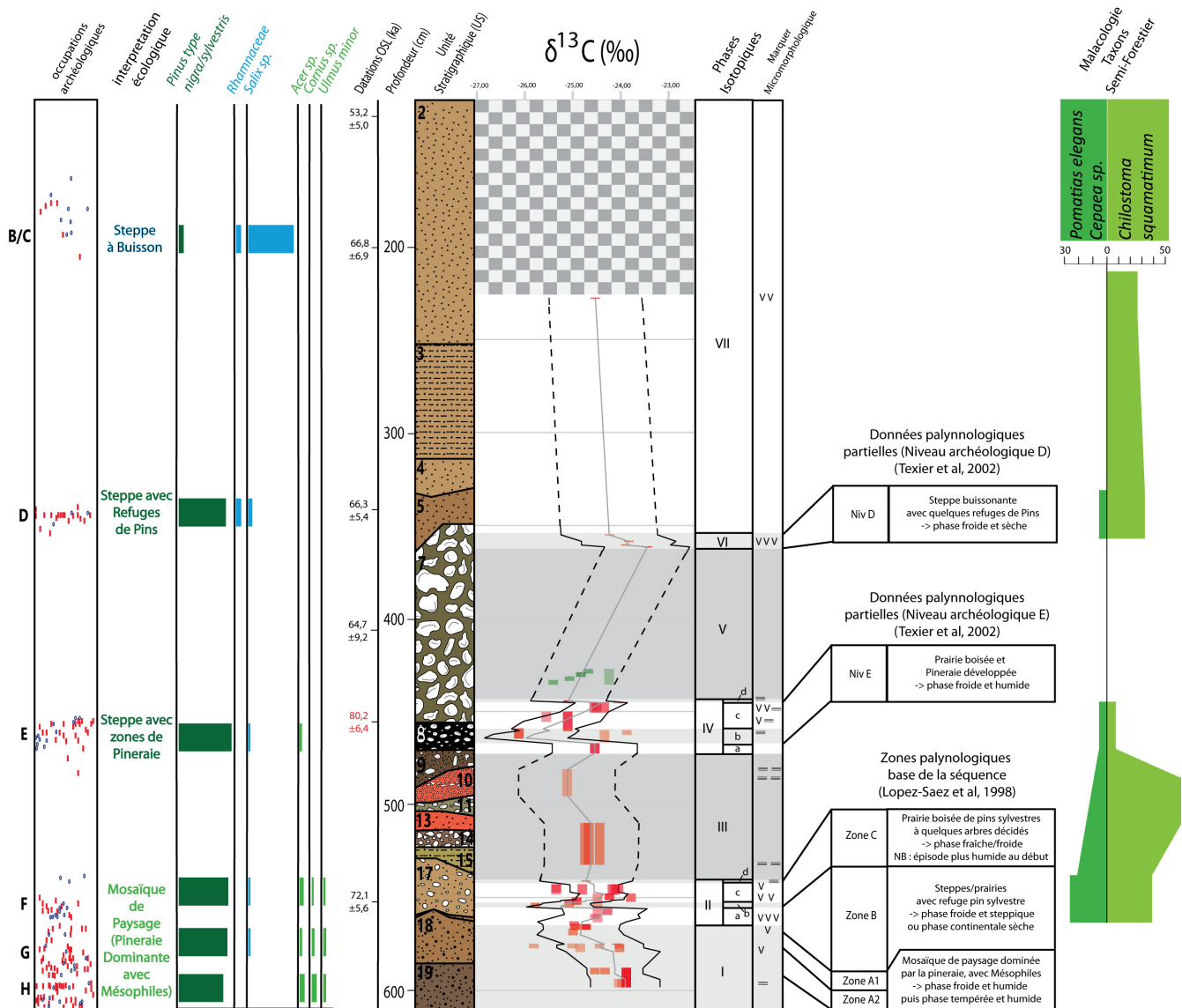


Figure C3.II.3-4) Figure de synthèse des études paléoenvironnementales. On observe de gauche à droite : (i) la projection des vestiges fauniques (cercle bleu) et des vestiges lithiques (ligne rouge) en L13 ; (ii) les principaux résultats obtenus dans la précédente étude anthracologique et les premières interprétations écologiques (Théry-Pariset et Texier, 2006) ; (iii) les datations OSL (Kreutzer et al., 2015) ; (iv) la stratigraphie de la section de référence M13/L13 (Texier et al., 2002) ; (v) les données isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$) des charbons contenant (1) les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ brutes avec leurs marges d'erreur analytique (en rouge pour les vers la coupe M13/L13 et en vert pour les charbons de K19) ; la quantité de les échantillons de charbons sont représentés par la luminosité des couleurs), (2) la moyenne pondérée du $\delta^{13}\text{C}$ (ligne grise) et (3) la marge d'erreur (ligne noire). NB : les zones pointillées symbolisent les parties avec peu de charbon et le motif en damier pour lequel nous ne disposons d'aucune donnée ; les phases isotopiques observées ; (v) les données schématisées de l'étude micromorphologique (cryoturbation/solifluxion avec « V » et marque d'alluvion/écoulement avec « trois lignes » ; Mogni, 2017) ; (vi) étude palynologique partielles (peu de pollen) des niveau D & E (Texier et al, 2002) et zone palynologique à la base de la séquence (López-Sáez et al., 1998) ; (vi) données sur la malacofaune semi-forestière (données inédites de Dubar, 2005, in Mogni et al, 2017).

Les évolutions du signal isotopiques observées entre les épisodes fluviaux (III) et l'épisode torrentiel (V), regroupant les US 9 et 8 (associées au niveau E), sont représentés par une unique phase isotopique (IV). Cette phase commence avec des valeurs isotopiques relativement hautes (IVa), au niveau de l'US de transition (US 9), entre les dépôts fluviaux et le niveau E (moyenne pondérée de 24,55 entre 467 et -472 cm pour une marge d'erreur inférieure à 2‰). Au contraire, la phase IVb (base de la couche E/US8) enregistre les valeurs les plus basses obtenues dans l'ensemble de la séquence ($\delta^{13}\text{C}$ moyen de presque -26‰ à 464cm). Toutefois, on note pour la même période une marge d'erreur considérable (2‰) et l'écart isotopique entre $\delta^{13}\text{C}$ de groupes différents le plus important (2,24‰). La phase IVc suivante est caractérisée par une augmentation graduelle du $\delta^{13}\text{C}$ (entre +1 ‰ et 1,5 ‰) avec une marge d'erreur inférieure (1‰). Enfin, on observe une diminution rapide de $\delta^{13}\text{C}$ de -0,5‰ (IVd) avant l'épisode torrentiel (V) avec une marge d'erreur importante (2‰). Par ailleurs, les valeurs obtenues pour le niveau E, dans la Carré K19, montre une moyenne pondérée légèrement supérieure de presque -25‰ et une augmentation des valeurs dans les couches (similaire à IVc).

Le niveau D (US5) est caractérisé par les valeurs isotopiques les plus élevées du site (phase VI), avec une moyenne pondérée de -23.8‰ pour un total de 30 échantillons de charbons de bois. Enfin, le groupe de 5 charbons proches du niveau C a montré une valeur $\delta^{13}\text{C}$ relativement élevée (phase VII ; -24,54 ‰ à -227 cm, pour une marge d'erreur de 2‰). On précisera que ce groupe de charbons a été récolté au sommet de la couche laminée (US 3) de l'*ensemble limoneux supérieur* et questionne sur une possible origine naturelle des charbons.

II.3.4. Interprétation

II.3.4.a. *Variabilité du signal isotopique*

Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ individuelles obtenues dans cette étude correspondent, dans leur majorité, à des signaux isotopiques moyens de plusieurs charbons. Plus encore, malgré leur petite taille (<2mm), la possibilité que certains de ces charbons regroupent plus d'un cerne ne doit pas être écartée (comprend sans doute également plusieurs saisons de croissance). Dans cette logique, les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ pour chaque groupe de charbons ne rendent pas compte de l'entière variabilité du signal isotopique (variabilité atténuée) mais celle de signaux moyens. Dès lors, les écarts isotopiques entre les groupes de charbons, pour une même profondeur, apparaissent plus faibles (majorité inférieure à 1,5‰) que si l'étude avait été réalisée sur des charbons individuels et doivent être interprétés avec précautions.

Malgré tout, on observe d'importantes évolutions du signal isotopique moyen (presque aussi importantes que la variabilité maximum du signal isotopique sur toute la séquence). L'utilisation de la marge d'erreur, bien qu'elle ne prenne en compte que la variabilité inter-individus, souligne alors l'importance des fluctuations du signal isotopique moyen (chevauchement des marges d'erreur entre profondeurs faible, voire nul). Somme toute, si une partie de l'évolution de notre signal isotopique moyen est issue d'effets non-climatiques, l'importance et la rapidité des changements, qui la composent, représentent certainement des variations climatiques et environnementales contemporaines des dépôts. Ainsi, pour la suite, nous interprétons les évolutions

du signal isotopique au regard des connaissances actuelles sur la réponse du $\delta^{13}\text{C}$ aux paramètres climatiques/environnementaux (Chapitre 1 – I). Ainsi, comme pour les Canalettes, les tendances décroissantes peuvent être interprétée comme une augmentation de la disponibilité en eau et/ou un milieu favorable à la croissance de la plante (ex : développement du sol) et inversement pour une tendance croissante (sec et/ou environnement défavorable à la croissance). L'impact de la température sera considéré comme secondaire (exception faite d'un fort réchauffement ou de condition humide importante).

II.3.4.b. Ensemble limoneux inférieur ; 1^{er} sous-ensemble (phases isotopiques I & II)

Le 1^{er} sous-ensemble, des *dépôts limoneux inférieur* du gisement, offre le plus grand nombre d'éléments d'interprétation, incluant les données de plusieurs niveaux archéologiques, une étude anthracologique complète, une étude palynologique, un nombre suffisant de charbons de bois et les données comparatives de l'étude micromorphologique de la coupe M13/L13 (Desclaux, 2001; López-Sáez et al., 1998; Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*; Texier et al., 2005b; Texier et al., 2005a; Théry-Parisot and Texier, 2006). Dans une logique générale, les études paléoenvironnementales montrent une dégradation climatique au cours du remplissage de ces unités (US19 à 17, niveaux H à F). Ainsi, la micromorphologie montre une augmentation des cryoturbations au détriment des formations de pédosols et de quelques marques de laminations (Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*). Dans le même temps, on observe une légère diminution des essences thermophiles dans le diagramme anthracologique entre le niveau H et F (Théry-Parisot and Texier, 2006). Au contraire, les études fauniques et de la microfaune ne montrent pas d'évolutions nettes.

Sur la base des travaux actuels, la diminution du signal isotopique de la phase I peut être interprétée principalement comme une augmentation de la disponibilité en eau ou une diminution des températures (dans le cas d'une sortie d'une phase chaude). Or, la phase isotopique I correspond à la « zone palynologique A », caractérisée par un environnement régional frais et humide (pinède à mésothermophiles) marqué par le passage de conditions fraîches et humides («zone A-1» : présence de *Taxus* sp. et *Helianthemum* t.) à des conditions plus tempérées et plus humides («zone A-2» apparition des fougères, *Isoetes* et *Chytréceae*). Par ailleurs, dans le même niveau, l'apparition de diatomée (*Cyclotella costei*), même en un seul exemplaire, indique une zone aquatique peu profonde (augmentation des apports fluviaux de l'époque ?) (López-Sáez et al., 1998). Ainsi, l'hypothèse comme quoi la diminution du signal isotopique serait corrélée à une augmentation de l'humidité semble cohérente. L'impact de la température sur le $\delta^{13}\text{C}$, positif (réchauffement avec la palynologie) ou négatif (refroidissement avec la micromorphologie et l'anthracologie), n'est sans doute pas limitant, dans ce contexte. Toutefois, il reste possible qu'un refroidissement ait pu accentuer la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ observée, dans le cas d'une sortie de période tempérée au départ de la séquence.

Par ailleurs, la position géographique (vallon fermé donnant sur des zones escarpées et un milieu ouvert sur moins de 500m) questionne sur l'impact de l'origine du bois pour l'interprétation climatique du signal isotopique. En effet, dans notre référentiel, il a été montré l'importance de

la station de croissance du pin sur le signal $\delta^{13}\text{C}$. Dans cette logique, un changement de collecte de bois intervient dans l'évolution du signal isotopique. Cette hypothèse est d'autant plus mise en avant ici, puisque la détérioration climatique générale, durant les dépôts de la base de la séquence (observé dans les différentes études paléoenvironnementales), a pu impacter la répartition des pins dans le territoire. Suivant cette logique, l'hypothèse d'une relative augmentation de l'humidité dans la phase isotopique I pourrait correspondre à :

- (i) Une évolution uniquement climatique, avec une augmentation de l'humidité et de la disponibilité en eau pour le pin, et une possible diminution de température (observation locale) (Figure C3.II.3-5 ; A).
- (ii) Un changement dans la récolte de bois directement corrélé aux variations climatiques. La diminution du nombre de pin sur les plateaux, voire leur colonisation de la zone riveraine (plus abritée, délaissée par les essences thermophiles), impliqueraient un rétrécissement de l'aire de collecte en bois vers les zones riveraines. Ce changement conduirait alors à l'enregistrement d'une humidité accrue (Figure C3.II.3-5 ; B)
- (iii) Un changement dans la récolte de bois sans rapport avec les variations climatiques : diminution de la collecte du bois dans les zones à faible potentiel hydrique (ex : plateau, pente), au profit d'une collecte plus locale dans la forêt riveraine du vallon (Figure C3.II.3-5 ; C).

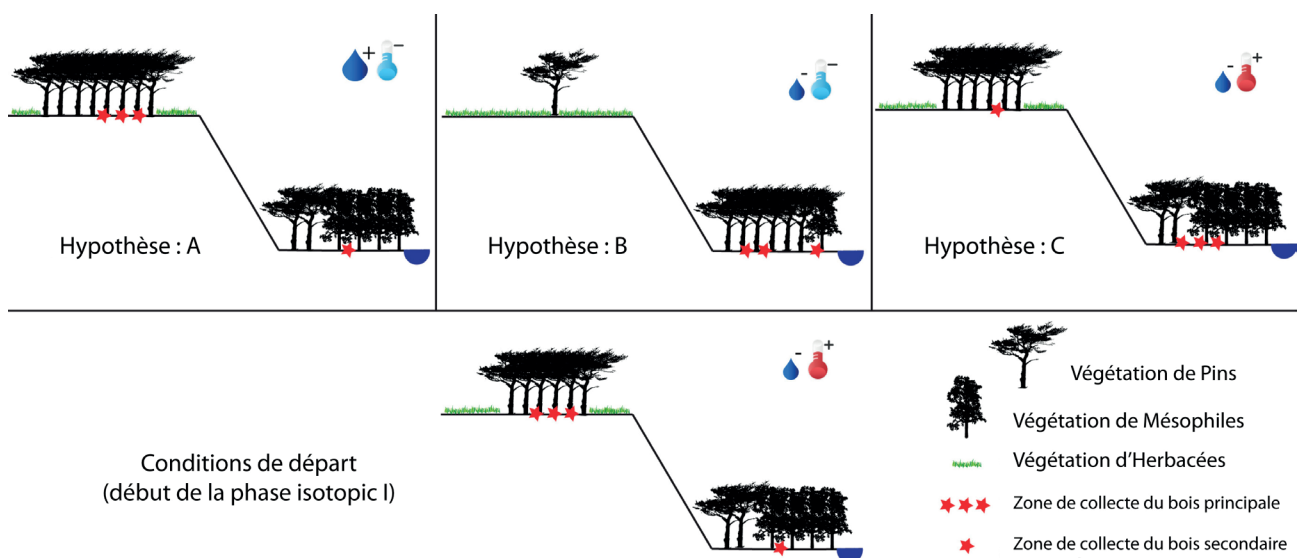


Figure C3.II.3-5) Hypothèses de la diminution du signal $\delta^{13}\text{C}$ dans la phase isotopique I, avec : (A) Phase plus humide et plus froide sans changement dans la zone de collecte ; (B) changement dans la zone de collecte du bois en raison d'un climat moins favorable avec la diminution des espèces mésophiles et colonisation de la zone riveraine par *Pinus* sp. ; (C) modification de la zone de collecte sans changement environnemental/climatique.

Toutefois, compte tenu des données palynologique (augmentation de l'humidité) (López-Sáez et al., 1998). La première hypothèse semble d'avantage cohérente, bien que l'hypothèse d'un

changement dans la stratégie de collecte du bois (en lien avec le climat) ait pu également accentuer la diminution du signal $\delta^{13}\text{C}$. Dans un contexte de mosaïque environnementale comme le nôtre, cette question de l'impact d'un changement dans la zone de collecte du bois reste de mise pour l'ensemble des niveaux archéologiques.

À la suite de cette phase (I), on observe plusieurs fluctuations du signal $\delta^{13}\text{C}$ (phase II). Les données paléoenvironnementales générales indiquent un climat moins tempéré, plus sec (voir steppique) et un milieu moins forestier que celui de la base de la séquence (Desclaux, 2001; López-Sáez et al., 1998; Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*; Texier et al., 2005b; Texier et al., 2005a; Théry-Parisot and Texier, 2006). On note, toutefois, une légère augmentation d'essences secondaires décidues entre l'US 18 et 17, à échelle locale (*Acer* sp. en anthracologie) (Théry-Parisot and Texier, 2006) et régionale (Ex : *Quercus* sp., *Olea europaea* en palynologie) (López-Sáez et al., 1998). Les indices d'une température relativement fraîche pour ces périodes, avec la présence de cryoturbations sur l'ensemble de la phase (Mologni, 2017), sont en faveur d'une interprétation du signal isotopique comme une évolution de l'humidité (température peu limitante). Ainsi, le début des fluctuations isotopiques, caractérisé par une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ (IIa), est interprété comme une diminution de l'humidité. Cette hypothèse est corrélée avec les données palynologiques, qui indiquent le passage d'un milieu tempéré et humide («zone A-2») à une autre phase plus fraîche et plus sèche («zone B» ; présence significative d'*Artemisia*, Cruciferae, et Piceae (López-Sáez et al., 1998). Le signal $\delta^{13}\text{C}$ est ensuite caractérisé par une diminution rapide (IIb), proposée comme le témoignage d'un épisode d'humidité ou de froid relativement intense. L'étude palynologique appuie la première hypothèse, avec l'enregistrement d'un climat légèrement plus chaud (zone C palynologique) caractérisé par la perte d'*Artemisia* et d'*Ilex*, mais l'augmentation d'*Olea* et de *Quercus* (originaires sans doute de la zone sud). Plus encore, la phase isotopique IIb, correspondant au début de la zone palynologique C, est caractérisée par la présence de fougères et une diminution des graminées (indiquant un climat plus humide) (*Ibid*). La présence de cryoturbations des phases IIa et IIc empêche l'observation de stigmates liés à un épisode plus humide dans l'étude micromorphologique (Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*). La nouvelle augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ (IIc), elle, est interprétée comme le retour à un climat plus sec. Cette hypothèse est corrélée avec les données palynologiques qui indiquent une végétation régionale qui s'ouvre et est marquée par un climat relativement frais et sec (Ex : *Taxus* sp., Cichorioideae, Gramineae) (López-Sáez et al., 1998). Enfin, la légère diminution du $\delta^{13}\text{C}$ (IIId), qui clôtüre cette phase isotopique, correspond à la transition entre le dépôt de sable limoneux et la phase fluviale (III). La possibilité d'un climat plus humide, suggéré par le signal isotopique, corrèle avec les données micromorphologique (moins de cryoturbations et plus d'empreintes alluviales) (Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*).

II.3.4.c. Ensemble limoneux inférieur ; 2^{ème} et 3^{ème} sous-ensemble (phases isotopiques III, IV & V)

La phase isotopique (III) correspond à la séquence fluviale. Elle est donc considérée comme une phase relativement plus humide et probablement plus tempérée assimilable à un épisode d'interstade climatique (Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*; Texier et al., 2005b; Texier et al., 2005a). Malheureusement, comme indiqué précédemment, l'origine incertaine du

charbon de bois prélevé dans cette phase (anthropique ou non, remobilisé ou non), couplée à une marge d'erreur importante (2‰), empêche toute interprétation du signal isotopique. Malgré ces restrictions et à titre indicatif, on notera les valeurs relativement hautes du début de la phase puis de la diminution du signal isotopique. Ces données pourraient corrélérer avec une augmentation de température importante au début de la séquence fluviale, puis un refroidissement progressif. Cette hypothèse induit que l'évolution de la température serait assez intense et deviendrait le facteur climatique limitant par rapport à l'humidité (importante pour cette période).

Cette séquence fluviale est suivie des US 9 et 8 (associée au niveau E). Les données isotopiques de cette période (Phase IV) montrent d'importantes fluctuations. Comme pour le bas de la séquence, ce niveau comprend un grand nombre de proxies climatiques (microfaune, palynologie, micromorphologie, sédimentologie et anthracologie) (Desclaux, 2001; Dubar, 2005; López-Sáez et al., 1998; Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*; Texier et al., 2005b; Texier et al., 2005a; Théry-Parisot and Texier, 2006). Cependant, on rappellera que l'étude pollinique a été réalisée sur la séquence Est-Ouest, au nord du site, et ne comprend pas la transition sédimentaire entre les niveaux F et E. La corrélation stratigraphique ne peut donc être faite qu'avec le niveau E et la résolution de celle-ci reste faible (attribution des évolutions polliniques par décapage impossible) (Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*; Texier et al., 2002). Le signal isotopique de la phase IV commence avec un $\delta^{13}\text{C}$ relativement élevé (IVa), issu d'un groupe de charbon au sommet de l'US9. Compte tenu des valeurs hétérogènes de la phase isotopique qui suit (Phase IVb) et de la proximité avec le niveau archéologique E (US 8), la question d'une possible appartenance de ce groupe de charbons au niveau supérieur. Outre cette hypothèse, la phase IVa semble indiquer un niveau de transition avec un climat sec ou très chaud. Toutefois, l'hypothèse d'un épisode sec converge avec les observations stratigraphiques (non lité) et malacologiques (diminution espèce semi-forestière et augmentation espèce steppique) (Dubar, 2005; Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*).

Le niveau E qui suit (US8) est divisé en 3 sous-phases isotopiques. Les précédentes études paléoenvironnementales de ce niveau témoignent de conditions relativement froides et humides, avec une Pinède dominante dans le diagramme anthracologique (Théry-Parisot and Texier, 2006), des pollens (augmentation *Pinus* sp., *Quercus* f.c., *Ulmus* sp., *Salix* sp. et diminution graminée par rapport au niveau F) (Texier et al., 2002), des indices de la microfaune et la malacologie d'environnement ouvert à semi-forestier (Desclaux, 2001; Dubar, 2005; Mologni, 2017) et des indices de dépôts fluviaux en micromorphologie/sédimentologie (Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*). Or, on observe, dès la phase isotopique IVb, une forte diminution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen qui corrèle avec l'hypothèse d'une augmentation de l'humidité et des températures relativement froides. Cependant, cette phase est également caractérisée par une augmentation de la variabilité isotopique (écart-type et écart max les plus importants du site). L'augmentation de cette variabilité correspond à un mélange de charbons de signatures isotopiques différentes. Deux hypothèses peuvent alors être proposées : (i) ce niveau archéologique est contemporains d'importantes fluctuations climatiques, enregistrées par des charbons d'origines diachroniques provenant de plusieurs occupations ou non (mélange de charbon avec différents signaux climatiques basses

fréquences ou augmentation de la variabilité climatique de haute fréquence respectivement) (ii) l'augmentation de la variabilité est causé par un changement de stratégie dans la collecte du bois, avec plusieurs aires de collectes du bois ayant enregistrées des différentes conditions environnementales (ex : plateau, vallon). La mosaïque de paysage, dans un rayon relativement faible autour du site de la Combette peut avoir favorisée cette deuxième hypothèse. En effet, un simple élargissement de l'aire de collecte conduit alors à l'utilisation de bois issus de ces différents paysages.

La suite du niveau E est caractérisée par une nouvelle augmentation du signal isotopique (IVc). Cette dernière est interprétée comme une aridification du climat. La présence relativement importante de cryoturbations dans ce niveau (Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*) et les autres indices paléoenvironnementaux qui indiquent un froid général sur l'ensemble du niveau E, appuient cette hypothèse plutôt que celle d'un réchauffement climatique. Par ailleurs, les valeurs isotopiques de la phase IVc sont cohérentes avec celles du charbon de bois de la couche E (carré K19), avec des valeurs absolues similaires et l'observation de l'augmentation isotopique. Ce parallèle entre les enregistrements isotopiques permet d'avancer l'hypothèse d'une continuité stratigraphique du signal isotopique. Enfin, le signal isotopique du niveau E se termine par une légère diminution du $\delta^{13}\text{C}$ (IVd), faisant la transition avec l'épisode torrentiel menant à une phase humide significative (V).

D'un point de vue général, les phases isotopiques III, IV et V correspondent à une période humide importante, interrompue par un niveau possiblement plus froid (IV). La possibilité que ce dernier ait été plus conséquent mais tronqué par l'épisode torrentiel reste incertaine. Cet ensemble stratigraphique, dans son ensemble, apparaît comme contemporain d'une amélioration climatique de type interstade en début de période glaciaire.

II.3.4.d. Ensemble limoneux supérieur (phases isotopiques VI & VII)

Le signal isotopique du niveau D (US 5) présente une augmentation importante du $\delta^{13}\text{C}$. Le niveau D est caractérisé par (i) une légère diminution de *Pinus sp.* et l'expansion de *Salix sp.* (ouverture du milieu) (Théry-Parisot and Texier, 2006) et (ii) une augmentation de la faune et microfaune des steppes (ex : *Microtus oeconomus*) (Brugal, 2002; Desclaux, 2001; Texier et al., 2005a). La diminution du signal isotopique concorde donc avec l'hypothèse d'une aridification du milieu proposée dans les études précédentes.

Enfin, la quantité limitée de charbon de bois des niveaux supérieurs, limite l'interprétation du signal isotopique. Toutefois, on note que le groupe de charbons issus probablement de la base du niveau C (US 3/2), présente un $\delta^{13}\text{C}$ relativement faible qui indique un climat relativement sec. Cette hypothèse corrobore les données de l'étude anthracologique classique, qui atteste d'un milieu steppique avec peu de refuges de pin, typique de conditions climatiques plus rigoureuses (Théry-Parisot and Texier, 2006). Par ailleurs, si le modèle chronologique choisi est correct, les niveaux supérieurs ont pu être affectés par la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ et du CO_2 autour de 60ka. Les valeurs isotopiques obtenues peuvent alors être sous-estimées et atténuerait l'importance de l'aridité de la phase steppique du haut de la séquence.

II.3.5. Discussion

II.3.5.a. *Variabilité du signal isotopique*

La méthode utilisée ici (association de charbons) ne permet pas de donner une information complète de la variabilité du signal isotopique, mais seulement de la variabilité entre des valeurs isotopiques moyennes (différents charbons, voir différents cernes ; variabilités intra-, inter-individus et de haute fréquence moins représentées). Ainsi, la relative faible variabilité obtenue dans cette étude (majorité inférieure à 1,5‰ par décapage) ne permet pas de justifier seule de la représentativité statistique du signal isotopique moyen calculée.

Cependant, on note dans le même temps que l'intensité de l'évolution du signal isotopique moyen conduit à un faible chevauchement, voire un chevauchement nul des marges d'erreur. L'utilisation de la marge d'erreur permet alors de justifier que l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen est supérieure à la variabilité inter-individus (pour une même population de pin, originaire d'un environnement similaire) (Loader et al., 2013) et permet ainsi de consolider la représentativité climatique du signal. Malgré tout, cette marge d'erreur ne prend en compte, ni la variabilité haute fréquence du signal, ni une origine environnementale différente du bois collecté. Ainsi, une augmentation des fluctuations climatiques courtes (haute fréquence) ou la collecte dans plusieurs environnements distincts peuvent conduire à sous-estimation de la variabilité par la marge d'erreur. Ce dernier point ressort en particulier dans l'étude considérant la forte variation des paysages (sol, disponibilité en eau, etc.) sur un rayon relativement faible (moins de 500m). Les limites de l'utilisation de la marge d'erreur s'illustre ainsi dans notre étude à travers l'augmentation de la variabilité du niveau E (fluctuations climatiques importantes, élargissement de la zone de collecte ?).

Par ailleurs, l'étude a montré une forte corrélation entre le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen et les autres données paléoenvironnementales du site. Plus encore, l'analyse isotopique des décapages du niveau E sur des zones spatialement distantes (L13 et K19) permet de proposer une continuité du signal isotopique au sein de la stratigraphie. Somme toute, l'évolution du signal isotopique moyen ne provient pas uniquement d'une variabilité naturelle, mais rend compte de l'évolution climatique et environnementale du site.

II.3.5.b. *Apport paléoenvironnemental du signal isotopique*

Les similitudes entre le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen et les autres données paléoenvironnementales s'observent à la fois, (i) pour les changements climatiques entre les grandes phases sédimentaires du site (Ex : ensemble limoneux supérieur/sec et ensemble limoneux inférieur) (Brugal, 2002; Desclaux, 2001; Dubar, 2005; López-Sáez et al., 1998; Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*; Texier et al., 2005b; Texier et al., 2005a; Théry-Parisot and Texier, 2006) et (ii) pour les variations haute résolution du signal climatique (précision de l'ordre du décapage) observées en palynologie, microstratigraphie/sédimentologie et malacologie (Dubar, 2005; López-Sáez et al., 1998; Mologni, 2017; Mologni et al., *en préparation*). Dans l'ensemble, on note ainsi que l'évolution du signal isotopique concorde avec celle de l'humidité (impact des températures moindre, facteur non-limitant par rapport à l'humidité). Cette hypothèse est ainsi cohérente avec les résultats de plusieurs études actuelles sur la réponse du signal isotopique du bois, mise en avant par la

corrélation entre le $\delta^{13}\text{C}$, le WUE ou le WUE_i (température intervenant sur les épisodes de fortes chaleurs) (Farquhar et al., 1989; Francey and Farquhar, 1982; Gagen et al., 2006; Leavitt, 1993; McCarroll and Loader, 2004; Saurer et al., 1995a).

Les évolutions de hautes résolutions (décapage) observées grâce au signal isotopique relèvent du choix de la méthode, avec un prélèvement et des analyses selon (i) la profondeur stratigraphique et (ii) le carroyage (espace). Ce choix est rendu possible par le faible nombre d'échantillons nécessaire pour obtenir un signal climatique représentatif. À titre de comparaison, l'identification taxinomique des charbons ou de la microfaune nécessite un plus grand nombre d'individus pour obtenir des informations climatiques et environnementales fiables ((Badal, 1992; Chabal, 1992, 1997; Chaline, 1972, 1977b; Desclaux, 1992; Marquet, 1989). Une étude focalisée par décapages est bien souvent impossible (ou chronophage).

Le signal isotopique offre donc un marqueur climatique/environnemental local relativement puissant. Il indique de manière générale que le remplissage du site correspond à une sortie de période interglaciaire ou d'interstade avec une diminution graduelle des températures et de l'humidité à la base de la séquence (avec niveau H, G et F). Cette sortie est ensuite marquée par un épisode humide important (sans doute associé à un redoux climatique) associé à des dépôts fluviaux à torrentiels, interrompue par un épisode relativement froid et humide avec un dépôt plus calme (niveau E). Enfin, le haut de la séquence est quant à lui marqué par une période froide et sèche avec la diminution des zones forestières et l'élargissement des steppes. Dans un contexte local, on sait que le front du glacier de la Durance a pu s'avancer jusqu'à Sisteron, lorsque plus à l'Est les glaciers occupaient les vallées du Haut Var (Bléone, Verdon) (Tiercelin, 1977). Ainsi, bien que la position encaissée du site l'ait certainement protégé de nombreux aléas climatiques, la proximité de la région avec ce front glaciaire (<60km) a pu favoriser la mise en place de conditions périglaciaires. Plus encore, le mistral, intensément ressenti dans la région aujourd'hui (Jacq et al., 2005), a pu intensifier le caractère périglaciaire de l'époque (plus de vent type mistral). Ceci d'autant que la diminution de végétation aurait alors certainement augmenté les régimes éoliens. Les études géomorphologiques dans la région sont d'ailleurs riches en formation éolienne (coins de sables, loess, dépôts de sables, ventifacts, etc.), s'intensifiant pendant la deuxième moitié du Würm (Bertran et al., 2016; Bonifay, 1965; Bosq et al., 2018). Ainsi, les caractéristiques de la région ont pu favoriser la diminution du couvert végétal et la déstabilisation des sols environnants (phénomène périglaciaire). La résurgence d'épisodes moins rigoureux et humides (chaud ou non), souvent observée avant la mise en place des conditions purement glaciaires, est intensément ressortie, avec une intensification du réseau hydrique et de la charge sédimentaire transportée (pas de barrière végétale). On assiste alors, à une augmentation des dépôts alluviaux dans les zones prédisposées (bord de rivière, estuaires, etc.). La séquence fluviale et torrentielle observée peut dès lors représenter un témoin typique de ce genre de phénomène (diminution du couvert forestier autour du site, apport sédimentaire par la rivière). Dans ce cadre, l'épisode du niveau E pourrait correspondre à une stabilisation du vallon de la Combette, avec une reprise de l'enregistrement du couvert forestier (léger développement de la pinède pendant et/ou après la phase des dépôts fluviaux). Plus encore, la part éolienne importante de l'ensemble limoneux supérieur correspond

à l'intensification des phénomènes périglaciaires et l'intensification du mistral avec un climat glaciaire bien installé.

Si une compréhension locale de l'évolution climatique des dépôts est possible, considérant les incertitudes dans la chronologie, il ne nous est pas possible de proposer une correspondance de haute résolution et fiable entre les évolutions climatiques enregistrées dans des archives régionales (lac, tourbe, carottes marines, spéléothèmes) ou globales (carottes glaciaires). Ainsi les correspondances établies ci-dessous ne sont qu'une proposition étayée par le caractère multidisciplinaires de l'étude climatique des occupations de la Combette. Pour rappel, nous nous positionnons ici à la transition MIS5/MIS4 (chronologie des dates OSL) (voir contexte chronologique). Ainsi, le début séquence de la Combette se situerait à la transition, entre le stade isotopique MIS 5a/4, qui conviendrait avec la mise en place progressive de phénomènes périglaciaires. Les épisodes fluviaux et torrentiels pourraient alors correspondre aux répercussions d'un phénomène de type interstade de « Dansgaard-Oeschger » (D/O) avec deux d'entre eux connus pour nos périodes (le D/O numéro 19 et 20 ; 68,7-66,5ka et 73-70ka BP respectivement) (Cacho et al., 1999a; Dansgaard et al., 1993; Schulz, 2002). Ces derniers se manifestent dans les grandes séquences polliniques, par une phase de transition instable avec des reprises forestière (principalement *Pinus*, *Betula*, *Picea*) observée aux alentours de 70ka pour les Grande Pile (autour de 70ka et des stades polliniques Ognon I et II) ou au Bouchet (début Lanterne II) (de Beaulieu et al., 2006; de Beaulieu and Reille, 1992; Helmens, 2014; Reille and Beaulieu, 1988, 1990; Woillard, 1978; Woillard and Mook, 1982). Pour les Échets, on observe l'apparition d'*Isoetes* à la même période indiquant un épisode humide et atypique dans la séquence (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989). Les reconstitutions paléoclimatiques de ces séquences indiquent alors une période de fluctuations des températures froides à fraîches et une phase plus humide (moins marqué au Bouchet) (Fauquette et al., 1999; Guiot et al., 1993; Guiot et al., 1992; Pons et al., 1992; Seret et al., 1992). Enfin d'un point de vue régional, cette relative humidité résiduelle au cours du début du MIS4, précédant une période froide et sèche, est observée sur plusieurs sites archéologiques de la région rhodanienne (Bazile-Robert, 1979; Defleur and Desclaux, 2019; Foury et al., 2016; Kalai, 1998; Moncel, 2010; Moncel et al., 2008a; Moncel et al., 2008b; Moncel et al., 2010; Moncel et al., 2004; Renault-Miskovsky, 1972, 1976b, 1986; Saos et al., 2014; Willmes et al., 2016). Au contraire les données de la carotte marine MD99-2348 indiquent une entrée relativement rapide dans les dépôts glaciaires typiques du MIS4. On note toutefois la présence de deux variations légères aux alentours de 72-71ka dans le signal $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères *G. bulloides* de la séquence (Sierro et al., 2009). Enfin, l'entrée dans la deuxième période du MIS4, plus froide et sèche, peut correspondre à l'ensemble limoneux supérieur du site. Marqué par une phase steppique nette dans l'ensemble des séquences polliniques (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989, 1992; Helmens, 2014; Reille and Beaulieu, 1988, 1990; Woillard and Mook, 1982). Cette phase steppique aurait alors favorisée la mise en place de l'importante séquence lœssique retrouvée sur la Combette.

Somme toute, l'hypothèse d'une séquence à la sortie du MIS 5a et sur le MIS 4 concorde avec les données environnementales et climatiques à une échelle régionale et globale. Les occupations du site se seraient ainsi focalisées sur la fin de l'interglaciaire et l'épisode froid mais

humide du niveau E. Le site aurait été ensuite occupé de plus en plus rarement pendant la seconde phase des dépôts correspondant à la phase glaciaire steppique du reste du MIS 4. Par ailleurs, on notera que les subdivisions des occupations humaines, dans les niveaux de la base de la séquence, semblent montrer une occupation plus intense pendant les phases isotopiques qui indiquent un climat moins rigoureux.

||.3.5.c. Impact de la chronologie sur l'interprétation du signal isotopique de la Combette

La forte concordance présentée ci-dessus, entre les données paléoenvironnementales récoltées dans le site et celles connues pour la région et plus globalement pour la période (carottes glaciaires, séquence polliniques françaises), vient ainsi consolider l'hypothèse de la chronologie des dates OSL (MIS 5a/4). Malgré tout, l'hypothèse d'une chronologie plus récentes proposées par les autres dates (TL, OSL corrigée, anciennes IRSL) (Kreutzer et al., soumis) peut être discutées (Figure C3.II.3-2). Dans cette partie nous discuterons de l'impact d'un changement des différentes chronologies possibles sur le signal $\delta^{13}\text{C}$, puis celui sur les interprétations chrono-environnementales de la séquence.

Impact du changement de la chronologie sur le signal $\delta^{13}\text{C}$

Le changement du cadre chronologique a, pour première conséquence, de modifier les conditions atmosphériques associées aux dépôts du site. Or, ces derniers peuvent avoir un impact direct sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ du bois (a fortiori du charbon) et doivent être considérés dans le traitement des données. Pour rappel, l'évolution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ se répercute d'intensité égale sur le $\delta^{13}\text{C}$ du bois, alors que l'impact des variations de la concentration du CO_2_{atm} est atténué par une adaptation des plantes (négligeable si les variations sont assez faibles et lentes pour une adaptation) (Chapitre IV) (*loc. cit.*). Dans la chronologie choisie (datation OSL, MIS5/4), les variations des paramètres atmosphériques peuvent être considérés dans l'ensemble comme négligeables, à l'exception du signal isotopique des limons supérieurs qui peut avoir été sous-estimé par la diminution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et du CO_2_{atm} (-0,45‰ entre 66 et 58ka et -50ppmv entre 70 et 62 ka, respectivement). Au contraire, pour les autres chronologies (datation TL pour les limons inférieurs, datations OSL anciennes corrigés et nouvelles rectifiées de l'effet des carbonates pour les limons supérieurs), les dépôts sont contemporains d'une augmentation des paramètres atmosphériques (+0,5‰ entre 58 et 50ka pour le $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et +25ppmv entre 62 et 53ka pour le CO_2_{atm}). Si l'augmentation du CO_2_{atm} semble négligeable (en comparaison de l'actuelle ou du changement du début de l'holocène), il est tout de même possible que la combinaison des évolutions atmosphériques ait eu un impact sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen (charbons). Ce dernier serait alors composé en partie par une légère augmentation au cours de la séquence, sans toutefois pouvoir définir si cette augmentation impacte l'ensemble de la séquence ou simplement sur une partie (ex : changement d'US). Enfin, la diminution des paramètres atmosphériques, observée entre 50 et 40ka (-0,1‰ pour le $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et -40ppmv pour le CO_2_{atm}), n'impacterait que le niveau A, non étudié dans notre signal par manque de charbons.

Si l'incertitude des paramètres atmosphériques est un problème pour la lecture du signal isotopique, un changement de chronologie a pour principale conséquence de modifier le cadre paléoenvironnemental et culturel de l'étude. Ainsi, si les interprétations du signal à l'échelle du site

et des occupants restent relativement les mêmes, les extrapolations à une échelle régionale ou au système culturel de l'époque sont remises en cause.

Chronologie avec les dates OSL corrigés (effet CaCO_3)

Pour rappel, cette chronologie propose un rajeunissement des dates OSL pour les niveaux au-dessus de E (fin MIS 4 / début MIS 3). La méthode de correction (modèle fondé sur les effets des carbonates dans les séquences marines) reste toutefois questionnée. La chronologie avec les dates OSL corrigés (effet CaCO_3) divise l'occupation du site en deux parties discontinues (Kreutzer et al., 2018) : (i) des occupations pendant l'ensemble limoneux inférieur qui resteraient autour du MIS5/4 (pas d'impact sur les dates OSL) avec (ii) un hiatus sédimentaire au niveau de l'épisode torrentiel et (iii) des occupations pendant l'ensemble limoneux supérieur qui seraient autour de la fin du MIS 4 / début MIS 3. A ces périodes, l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ des carottes glaciaires indiquent le passage d'une période glaciaire à une période plus tempérées mais marquées par des variations climatiques relativement importantes (début du MIS3 avec épisode D/O 14 à 17, fini avec événement d'Heinrich 5a) (Cacho et al., 1999a; Dansgaard et al., 1993; Heinrich, 1988; Johnsen et al., 2001). Cette période s'enregistre dans les séquences polliniques (La Grande Pile, les Échets, Lac du Bouchet/Ribains) comme une transition environnementale passant (i) d'un environnement steppique à légèrement boisé (fin MIS4, climat froid et sec) puis (ii) par une expansion forestière dans le paysage et des fluctuations de la végétation (dominance *Pinus*) (MIS3a), avec une forte régression du boisement au niveau de Heinrich 5 (après 50 ka) (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989, 1992; Helmens, 2014; Reille and Beaulieu, 1988, 1990; Woillard, 1978). Aux mêmes périodes, la séquence sédimentaire MD992348 indique une augmentation des températures ($\delta^{18}\text{O}$ *G. bulloides*) et certainement deux épisodes plus humides (% sable fin), avec un épisode intermédiaire de moindre intensité (Sierro et al., 2009). Enfin, les différentes séquences discontinues de la région (en général associées à des niveaux archéologiques) indiquent également une instabilité climatique avec des variations entre végétation ouvertes avec quelques refuges de pins, genévriers et bouleaux plus ou moins développée (Argant, 2016; Bazile-Robert, 1979; de Lumley et al., 1973; Marchal et al., 2009; Meignen, 1976; Renault-Miskovsky, 1972, 1973, 1976a, b, 1986).

Cependant, les conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques sont majoritairement représentées par des conditions steppiques. A l'exception d'un niveau constitué de lamine (dépôt en fluvial) aucun élément ne suggère de fluctuations climatiques plus tempérées. Par ailleurs, la présence d'une importante séquence loessique pendant le début du MIS 3 signifierait alors que la végétation était relativement steppique dans le Luberon et la région sur tout le début du MIS 3 ou que l'ensemble de la séquence se soit formé sur une période froide relativement courte (ex : Heinrich 5) et que l'enregistrement des niveaux plus tempérés ai été érodés par l'épisode torrentiel. Ainsi, cette chronologie induirait un climat local autant à plus rigoureux que celui du nord de la France (steppe avec végétation arborée plus ou moins développée). Néanmoins, si cette hypothèse apparaît moins probable, elle ne peut être entièrement écarté. Par ailleurs, la longue occupation des Auzières II (Vaucluse, MIS 5/4 à 4/3) et l'occupation voisine de la Baume des Peyrards (similitudes lithiques avec le site de la Combette) pourrait concorder avec

cette chronologie et être reliée avec celle de la Combette (Argant, 2016; Crégut-Bonnoure et al., 1983; de Lumley, 1957; Marchal et al., 2009; Porraz, 2002), mais l'imprécision et le manque de données absolues sur ces sites ne permet pas d'affirmer leurs périodes d'occupations avec fiabilité et précision.

Chronologie avec les dates par Thermoluminescence (TL)

L'autre hypothèse chronologique se fonde uniquement sur les deux dates TL dans les niveaux inférieurs (F et E). Le cadre chronologique du haut de la séquence reste donc le même que dans l'hypothèse précédente, mais la base de la séquence est également rajeunie aux MIS 4/3 ($54,7 \pm 6,2$ et $54,1 \pm 6,0$ ka). Dans cette hypothèse, la séquence aurait donc été déposée rapidement, entre 61 ka (dates TL) et 48,5 ka (dates OSL corrigées du CaCO_3). Ainsi, au contraire de l'hypothèse précédente, l'épisode torrentiel ne serait pas responsable d'un important hiatus dans la séquence sédimentaire et le dépôt inférieur de la séquence ne précéderait que de quelques millénaires celui de *l'ensemble limoneux supérieur*. Cependant, considérant l'incertitude des dates TL, il est impossible de pouvoir préciser la période d'occupation des niveaux inférieurs. Les observations climatiques et environnementales des archives continues et discontinues de la région (précédemment évoquées) peuvent donc être étendues à *l'ensemble limoneux inférieur*. Ainsi, on pourrait proposer que les évolutions climatiques, observées sur le site, correspondent aux variations importantes associées à l'entrée dans le MIS3 et que le haut de la séquence correspondrait à une phase froide plus intense (ex : Heinrich 5) avec les mêmes problématiques de formations que précédemment mentionnée (formation d'une importante séquence loessique dans une période steppique relativement courte). Pour rappel, les deux épisodes tempérés observés dans la carotte marine MD99-2348 (interprété comme plus humides pourrait être rapprocher des événement humide (dépôts fluviaux et torrentiel) (Sierro et al., 2009). Le rajeunissement du bas de la séquence serait alors en corrélation avec les interprétations faites pour la chronologie des dates OSL corrigées (effet CaCO_3).

Conclusion

En somme, le changement du cadre chronologique vers un rajeunissement du site (dates TL et dates OSL corrigées) questionne d'une part, (i) les effets du changement des paramètres atmosphériques sur le signal climatique, et d'autre part, (ii) la difficulté de mise en corrélation des fluctuations environnementales observées sur le site avec celles observées à l'échelle globale et régionale pour la transition du MIS 4/3. En particulier, la continuité sédimentaire de l'ensemble limoneux supérieur interpelle sur sa mise en place dans un environnement régional où la dynamique climatique semble opposée (fluctuations, croissance forestière). La chronologie autour des dates OSL apparaît alors plus probable et de nouvelles investigations des corrections OSL et des dates TL doivent être envisagée.

11.3.5.d. *Quel système de collecte du bois pour le site de la Combette*

L'un des objectifs, de l'utilisation du signal isotopique, est de comprendre les pratiques de la collecte du bois, au cours de la Préhistoire. Or, on observe que les évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen convergent avec celles du diagramme anthracologique. Le système de récolte du bois, par les néandertaliens du site, devait donc se concentrer sur une collecte opportuniste (non-sélective),

qui favorise une expression exhaustive des essences forestière dans les vestiges anthracologiques. Lors d'une collecte opportuniste, le ramassage du bois mort, disponible au sol et présentant un faible effort de collecte, est favorisé face aux autres types de collectes (arrachage, coupe) (Audiard et al., 2019; Théry-Parisot, 1998, 2001). On précisera également que l'état du bois à faible charge en eau, du bois mort, facilite son transport et son utilisation comme combustible (allumage rapide, évite le séchage du bois) (Théry-Parisot, 2001; Théry-Parisot and Texier, 2006).

L'hypothèse de l'utilisation du bois mort concorde par ailleurs avec l'étude morphométrique des charbons de bois de l'abri de la Combette (permet de préciser l'état du bois *ante* combustion) (Théry-Parisot and Texier, 2006). En effet, cette étude pionnière dans son domaine avait permis de montrer une collecte opportuniste orientée vers le bois mort, avec des signatures d'attaques fongiques, sur une grande partie des charbons et sur l'ensemble des niveaux archéologiques (jusqu'à 70% pour le niveau E) (*Ibid*). Par ailleurs, l'études des ossements brûlés de l'abri de la Combette, avait permis de préciser qu'ils provenaient certainement d'une combustion opportuniste (rejet des restes de l'alimentation carnée), plutôt qu'une véritable utilisation comme combustible d'appoint complémentaire au bois (Costamagno et al., 2009; Théry-Parisot et al., 2009; Théry-Parisot et al., 2005).

La collecte de bois mort représente toutefois une quantité de matière limitée. Dans le cas d'une occupation intense et/ou prolongée, elle aura alors pour conséquence d'augmenter plus rapidement l'aire d'approvisionnement qu'une collecte de bois vert (Théry-Parisot, 2001, 2002; Théry-Parisot and Meignen, 2000). Or, la question de l'impact de l'aire d'approvisionnement sur la variabilité du signal isotopique est soulevée. En effet, l'étude de notre référentiel avait révélé l'importance de la zone de croissance du bois collecté (Ex : développement sol, pente, etc.) sur le signal isotopique. Ainsi, dans le cadre d'un paysage en Mosaïque, comme pour celui de la Combette (milieu escarpé, ouvert, plateau, à moins de 500m), une augmentation de l'aire de collecte aura pour conséquence d'augmenter la variabilité du signal isotopique (enregistrement de plusieurs environnements).

L'hypothèse d'une augmentation de l'aire de collecte a ainsi été proposée pour expliquer la forte augmentation de variabilité du signal isotopique au cours de la phase isotopique IVb du niveau d'occupation E. Or, cette période est caractérisée non seulement par (i) une pinède développée avec des conditions climatiques plutôt humide (Anthracologie, Palynologie, faible $\delta^{13}\text{C}$ moyen, (ii) augmentation de l'intensité des occupations. L'utilisation majoritaire de bois mort (plus riche pourcentage de bois mort du site de l'étude morphométrique des charbons) (Théry-Parisot and Texier, 2006), avec une forêt certainement développée sur plusieurs milieux (ex : vallon, plateau), a certainement favorisé une expansion de la zone de collecte.

Enfin, si le spectre anthracologique du niveau E se corrèle avec l'hypothèse d'un épisode plus froid et une forte dominance de *Pinus* sp. (Texier et al., 2005b; Texier et al., 2005a; Théry-Parisot and Texier, 2006), la relative humidité du niveau et celle de la séquence fluviale précédente, questionne sur la faible diversité des essences forestières (pas d'essences mésophiles). Plusieurs hypothèses peuvent alors être proposées : (i) un changement climatique trop rapide pour affecter la végétation, (ii) des températures relativement basses sur l'ensemble de la séquence du niveau F

au niveau E, ou enfin, (iii) une collecte qui favorise le ramassage du *Pinus* type *sylvestris/nigra*. Or, cette dernière hypothèse corrèle avec une collecte de bois mort. En effet, *Pinus* type *sylvestris/nigra* possède un fort élagage naturel, et ainsi, est favorisé dans cette forme de collecte (Théry-Parisot and Texier, 2006). Malgré tout, les données palynologique et anthracologique concordent vers la présence d'une pinède développée et le ramassage du bois mort a certainement eu un faible impact sur les proportions des taxons collectées (Chabal, 1997; Théry-Parisot, 2001).

II.3.5.e. Fonction du site de la Combette dans le territoire

Les précédentes études (lithique, zooarchéologie, anthracologie, etc.) proposaient une utilisation du site comme halte de chasse (Texier et al., 2003; Texier et al., 2005b; Texier et al., 1998; Texier et al., 1996). La position du site (i) offrait plusieurs sources géographiques pour la chasse de la faune (forêt, rivière, plaine, milieu escarpé, etc.), mais surtout, (ii) situait le site sur l'axe principal nord-sud qui traverse le Luberon (gorge de l'Aiguebrun) et relie la plaine du Calavon et le Vaucluse (riches en matières premières attestées sur le site) avec la plaine de la Durance et la Provence (climat plus tempéré). Les auteurs soulignent également que les occupations des niveaux supérieurs (A, B/C et D) devaient certainement être plus courtes et moins intensément occupés que les niveaux inférieurs (H, G, F et E) (*Ibid*).

Par ailleurs, le signal $\delta^{13}\text{C}$ permet de montrer que l'occupation du site s'intensifie pendant les périodes climatiques les moins rigoureuses (niveau H, pendant les épisodes cléments des niveaux G et F, niveau E). Le choix de l'occupation semble donc au moins partiellement dépendant des conditions climatiques. Bien que la situation géographique de l'abri de la Combette ait certainement servi de zone de refuge de végétation, favorable à l'implantation humaine, la relative hauteur du site et son excentration des gorges ont sans doute été des inconvénients dans le parcours les néandertaliens, aux périodes les plus rigoureuses (parcours raccourci pendant les intrusions vers le nord). Plus encore, les périodes climatiques les plus austères ont pu favoriser un système de mobilité plus local concentré dans les régions du sud.

II.3.6. Synthèse

L'étude présentée ici, correspond à la première étude isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) de charbons, analysés par regroupement, dans une séquence du pléistocène en Europe. L'utilisation de cette méthode sur les charbons de l'abri de la Combette a ainsi pu montrer :

- Une relative faible variabilité du signal isotopique par décapage par rapport aux évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen le long de la séquence, mais aussi par rapport aux variations de la marge d'erreurs calculées par décapage (considérant les variations interindividuelles $\delta^{13}\text{C}$).
- Le choix d'une précision d'échantillonnage au centimètre près a permis d'éviter l'inclusion d'échantillons de charbon de bois provenant de différentes périodes climatiques et d'observer des variations de haute fréquence (décapage).
- Une corrélation entre les données générales du signal isotopique et les autres données paléoenvironnementales (anthracologie, palynologie, micromorphologie,

sédimentologie, microfaune, grande faune, malacologie) à basse et haute résolution (ensemble sédimentaire à décapage). On observe ainsi une transition du MIS5 au MIS4 avec plusieurs fluctuations (steppique à humide), mais surtout un début de MIS4, dans l'absolu, relativement froid et humide pouvant s'apparenter aux épisodes humides observés dans d'autres séquences régionales continues et discontinues (épisode Ognon I-II ?).

- Le haut niveau de résolution du signal isotopique a permis de définir des évolutions climatiques au sein des US et occupations archéologiques. Ce que ne permettaient pas l'étude anthracologique (méthodologie et échantillonnage différent).
- Une continuité stratigraphique des variations isotopiques à haute résolution (observée pour le niveau E).
- L'étude consolide l'hypothèse d'une collecte opportuniste orientée vers le bois mort. De plus, la variabilité du signal isotopique dans une méthode d'analyse des charbons par groupe semble permettre d'indiquer une collecte dans des types de boisement différents (Ex : pente, ripisylve, plateau).
- Une pérennité de l'utilisation du site comme halte de chasse sur un axe Nord-Sud reliant les plaines et montagnes du nord, riches en matières premières et les plaines du sud plus tempérées.
- Une occupation préférentielle du site pendant les périodes climatiques les plus favorables.

En conclusion, l'utilisation du signal isotopique des charbons de la Combette a permis d'offrir un nouveau signal climatique le long de la séquence et de proposer de nouvelles pistes quant à l'évolution climatique et environnementale du site. Sa mise en œuvre a par ailleurs permis de faire ressortir la possibilité d'utiliser la variabilité du signal isotopique comme un marqueur de l'élargissement de l'aire de collecte du bois, dans des environnements en mosaïque.

II.4. Conclusion régionale

Dans cette partie, nous présentons les premières utilisations du signal isotopique issu de charbons archéologiques provenant de site du Moustérien de la transition du MIS 5/4 (Les Canalettes, CAN ; La Combette, COMB). Ces études ont montré un fort potentiel et ont permis de consolider nos connaissances dans une vaste région centrée autour de la vallée du Rhône et marquée par son hétérogénéité des paysages, à la fois (i) sur l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique (ii) mais aussi sur les systèmes socio-culturels néandertaliens de l'époque.

II.4.1. Conclusions paléoenvironnementales

Les séquences environnementales continues françaises, pour cette époque, sont peu nombreuses et relativement éparses (Échets, Grand Pile, Lac du Bouchet, carotte Marine MD MD99-2348) (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989, 1992; Helmens, 2014; Reille and Beaulieu, 1988, 1990; Sierro et al., 2009; Truze and Kelts, 1993; Woillard, 1978; Woillard and Mook, 1982). Ainsi, ces dernières ne permettent pas de rendre compte de l'hétérogénéité de la réponse climatique à travers la mosaïque des paysages de la région. Dans ce contexte, seule l'étude des séquences discontinues de la région peut combler nos lacunes dans ce domaine. Fort heureusement, un grand nombre de ces séquences continues sont marquées par des occupations humaines et offrent ainsi la possibilité d'étudier les évolutions environnementales, non seulement, à travers des proxies naturels « continus » locaux (géo-micromorphologie, sédimentologie, malacologie, etc.) à régionaux (palynologie, microfaune, etc.), mais aussi, à travers des proxies « discontinus » d'origine anthropique (faunes, anthracologie, etc.). Notre démarche présentée ici, permet d'obtenir (i) un signal climatique local, continu (entre les niveaux archéologiques) et de haute résolution (décapage) et, (ii) des informations sur le système de collecte du bois par l'Homme dans un contexte environnemental modulable.

Les données isotopiques obtenues pour les deux séquences ont montré que la transition MIS5/4 était marquée par des fluctuations climatiques locales d'intensité inégale. Toutefois, si ces dernières semblent être associées à un changement général de la végétation régionale (Ex : corrélation avec palynologie, COMB), les caractéristiques environnementales à proximité des deux sites ont certainement favorisé une relative stabilité du couvert arboré (principalement représenté par la Pinède). À plus large échelle, la végétation de l'époque a varié entre pinède à mésophiles et steppes avec refuge de pins. D'un point de vue général, les deux sites présentent un climat relativement froid avec des épisodes plus ou moins tempérés (répercussions des événements de D/O). Dans le même temps, on observe que le climat sur le début du MIS 4 semble rester relativement humide, interrompu par quelques phases sèches. Cette relative humidité corrèle avec les données d'autres sites de la région (Bazile-Robert, 1979; Crégut-Bonnoure et al., 2010; Debard, 1988; Defleur et al., 2001; Defleur and Desclaux, 2019; Foury et al., 2016; Kalai, 1998; Moncel et al., 2010; Moncel et al., 2004; Richard et al., 2015; Saos et al., 2014) et pourrait se référer aux « événements Ognon I et/ou II » enregistrés dans les séquences des Échets et de la Grande Pile (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989, 1992; Fauquette et al., 1999; Guiot et al., 1993; Helmens, 2014; Woillard, 1978).

Cependant, malgré la densité des informations obtenues dans chacun des sites, les incertitudes dans les chronologies ne nous permettent pas de faire d'affiliation directe avec les événements cités précédemment. Seule une précision dans les dates, ou une répétition des études et une consolidation des données, à l'échelle de la région, pourront nous permettre de valider les corrélations proposées ci-dessus. À terme, les données obtenues pourraient apporter une image précise des évolutions de la région aussi bien spatialement que chronologiquement.

Enfin, on notera que pour les deux sites, l'ensemble des valeurs isotopiques moyennes obtenues (toutes profondeurs confondues ; CAN = -25,5 à -23,9‰, COMB = -26,0 à -23,5‰) sont inférieures aux données du référentiel obtenues sur les sites d'échantillonnage des Causses (Ca1 et Ca2, $\delta^{13}\text{C}$ moyen de -23,41 et -23,56‰ respectivement) et de Roussillon (Ro, -23,73‰). Ainsi, à l'exception du niveau D de la Combette (valeurs plus hautes que dans le référentiel), l'ensemble des valeurs obtenues indiquent soit (i) des conditions moins arides, soit (ii) moins chaudes, ou encore, (iii) un changement de physiologie de la plante face aux conditions atmosphériques de l'Holocène. Compte-tenu du bouleversement climatique actuel, l'augmentation des températures intervient certainement sur ces résultats.

II.4.2. Conclusions culturelles

Par comparaison entre les vestiges archéologiques (lithiques, faune, anthracologie, etc.) et les évolutions environnementales précédemment mentionnées, on observe une relative homogénéité et continuité dans les pratiques humaines synonyme de traditions techniques et culturelles. Ces dernières sont intégrées dans un système de mobilités complexes, avec une variabilité fonctionnelle des sites. On observe ainsi pour les deux sites (fonctions différentes) un système de collecte opportuniste focalisée certainement sur le bois mort, et ce, quelles que soient les périodes climatiques d'occupations. Ce système de collecte est d'ailleurs marqué à la Combette par une probable augmentation de l'aire de collecte pendant les phases d'occupations les plus intenses. Plus encore, sur le site des Canalettes, l'utilisation du lignite comme combustible reflète des véritables traditions culturelles et/ou techniques, indépendantes des phénomènes climatiques.

Les quelques évolutions observées sur les vestiges archéologiques (ex : changement des proportions de matières allochtones dans les occupations, COMB) sont principalement les conséquences d'une atténuation de l'occupation des sites pendant les phases les plus rigoureuses, et inversement. Ces changements sont davantage le reflet d'une acclimatation du mode de vie aux changements environnementaux plutôt qu'à une véritable rupture des modèles socio-économiques. Ce dernier point est particulièrement souligné par la persistance des axes de communication et des origines de matières premières dans un environnement relativement inhospitalier à certaines périodes.

III. **LES GORGES DE L'ARDÈCHE DU PALÉOLITHIQUE SUPÉRIEUR AU MÉSOLITHIQUE (DU MIS3 AU TARDIGLACIAIRE)**

III.1. **Introduction au contexte environnemental et culturel régional**

Pour rappel (voir chapitre 1 – IV pour plus de détails), le MIS 3 (59 à 29 ka cal BP) correspond à une phase de transition de la dernière glaciation, en moyenne plus tempérée que le MIS 2 ou 4, mais marquée par une forte instabilité climatique avec de nombreux cycles de « Dansgaard-Oeschger » (Cacho et al., 1999a; Dansgaard et al., 1982; Dansgaard et al., 1993; Johnsen et al., 1992; Johnsen et al., 2001) et événements de Heinrich (froid et sec) (Cacho et al., 1999a; Heinrich, 1988). Le MIS2 (29 à 11,7 ka cal BP) correspond, dans son ensemble, à la phase la plus froide et sèche de la dernière glaciation avec l'optimum glaciaire autour de 20 ka cal BP (accompagné de plusieurs phases humides). La fin du MIS2 (Tardiglaciaire) est toutefois marquée par une phase de réchauffement importante (épisodes Bølling-Allerød), suivie d'un retour vers un épisode aride et plus froid (Younger Dryas). Enfin, l'ensemble est suivi par l'entrée dans la dernière interglaciaire avec une forte augmentation des températures. Les séquences montrant un enregistrement continu pour le MIS 3 et le MIS 2 sont, en partie, les mêmes que pour le MIS5/MIS4 (Chapitre 1 – IV ; les Échets, la Grande Pile, le Lac du Bouchet, MD99-2348, Concrétion calcaire). À celles-ci, s'ajoutent les études des loëss et les séquences alluviales de la région autour de la vallée du Rhône (Bonifay, 1965; Bosq et al., 2018; Ollivier et al., 2014). Par ailleurs, le Tardiglaciaire est caractérisé par l'augmentation du nombre de séquences continues dans le Sud-Est français (Ex : Lac-Tourbière de Chambédaze, Burgeroux, Ampoix, le Taphanel, Mont Bélier, Lac de Vens, Lac d'Allos, Lac Noël, Lac Noir, Peyrelevade, Mur de Sologne, Lac de la Blanche) (Brisset, 2014; Brisset et al., 2015; Brisset et al., 2014; de Beaulieu et al., 1982; de Beaulieu and Goeury, 1987; de Beaulieu and Jorda, 1977; Guenet, 1993; Guenet and Reille, 1988; Ponel et al., 1991). Enfin, comme pour le MIS5/MIS4, les séquences discontinues sont principalement représentées par les dépôts en grotte ou en abri-sous-roche (protection des intempéries, stabilité thermique).

La zone géographique étudiée dans cette partie se concentre sur les Gorges de l'Ardèche, à travers l'étude des sites de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc (CHV, Ardèche), la Grotte aux Points (PTS, Gard), la grotte des Deux-Ouvertures (DEE, Ardèche) et la Baume d'Oulen (OUL, Gard/Ardèche). Les Gorges de l'Ardèche incisent le calcaire urgonien au sud du massif des Gras dans le Bas Vivarais (entre les Cévennes, le Haut/Moyen-Vivarais cristallin et la vallée du Rhône), par la partie terminale de la rivière éponyme (affluent du Rhône). Les gorges de l'Ardèche se présentent sous forme de méandres étalés sur une trentaine de kilomètres du Nord-Ouest au Sud-Est. Le plateau qui les surplombe se situe à une altitude moyenne de 300m. Quant à celle de la rivière, elle varie entre 80 et 45m (≈250m de dénivelé, pente abrupte). La région des Gorges de l'Ardèche est une région karstique caractérisée par de nombreuses grottes, avens et réseaux souterrains.

L'histoire sédimentaire de la région offre à celle-ci un nombre important de gisements de silex de bonne qualité (Boccaccio, 2005; Delvigne, 2016; Delvigne et al., 2014; Fernandes et al., 2012). Ces sources de matières premières, issues par exemple du couloir rhodanien (silex barrémo-bédouliens dans les terrasses rhodaniennes jusqu'à saint Martin d'Ardèche), ou du

bassin d'Issirac, ont alors certainement favorisé l'intense implantation humaine au Paléolithique supérieur (Delvigne et al., 2014). Plus encore, à plus large échelle, la proximité avec le Vaucluse ou le Massif central situe les gorges au centre d'un système d'échange depuis les contreforts cévenols jusqu'à la moyenne vallée du Rhône (Delvigne, 2016).

Aujourd'hui, au carrefour des influences climatiques montagnardes et surtout méditerranéennes, le Bas Vivarais est caractérisé par une végétation typique de l'étage méditerranéen sur les plateaux (peu d'eau, sol maigre, température chaude l'été), dominée par la chênaie (*Quercus pubescens*, *Quercus ilex*, *Quercus coccifera*) et le buis (*Buxus sempervirens*) et complétée par des genévriers (*Juniperus phoenicea*, *Juniperus oxycedrus*) et quelques futaies de pins (*Pinus nigra*, *Pinus sylvestris*) dans la partie Nord-Ouest. En se rapprochant des gorges, on retrouve de l'orme et du frêne (*Ulmus*, *Fraxinus*), tandis que la ripisylve est principalement représentée par le saule (*Salix alba*, *Salix purpurea*, *Salix eleagnos*), puis le peuplier et l'érable (*Populus*, *Acer*).

D'un point de vue archéologique, les Gorges de l'Ardèche et ses environs, occupées dès le Paléolithique inférieur, représentent sans nul doute l'une des zones françaises ayant livré le plus de sites archéologiques préhistoriques sur un territoire aussi réduit (Figure C3.III.1-1 & 2). En particulier, les gorges présentent près d'une cinquantaine de sites archéologiques pour le Paléolithique supérieur (Combiér, 1967, 1982, 1984; Gély, 2005; Gély et al., 2013). La majorité de ces sites sont en grotte ou abri et plus d'une vingtaine d'entre eux présentent des ornements anthropiques sur leurs parois (Gély, 2005; Monney, 2012). Toutefois, seule une minorité des sites présente un enregistrement sédimentaire conséquent et permet de rendre compte de l'évolution environnementale (Ex : Figuier, Pêcheur, Oulen, Chabot). La majorité des sites est surtout caractérisée par une faible présence des dépôts et/ou des dépôts remaniés. Ce manque de séquences stratifiées a longtemps rendu difficile la compréhension exhaustive de l'évolution chrono-culturelle et environnementale, au cours du Paléolithique supérieur, pour les Gorges de l'Ardèche et la grande entité rhodanienne à plus large échelle.

Pourtant, l'évolution culturelle autour de la région méditerranéenne et rhodanienne se démarque de celle du reste de la France et en particulier celle du Sud-Ouest de la France, largement documentée. L'ancienneté des manifestations graphiques, la possible expression d'un Aurignacien atypique (grotte de Chauvet-Pont d'Arc, à suivre), l'existence de faciès culturels de transition unique (Salpêtrien) (Boccaccio, 2005), ou encore, l'association de blocs culturels différents (intrusion d'éléments Epigravettiens) (Beauvais et al., 2020; Montoya, 2004; Tomasso, 2015), sont autant d'exemples de la trajectoire particulière des sociétés humaines du Rhône au Paléolithique supérieur. Cette singularité dans l'Histoire des comportements techno-socio-culturels de la région, déjà entamée au Paléolithique moyen (Voir Chapitre 3 II.1), s'explique en partie par la situation géographique centrale de la région, au carrefour de plusieurs axes de circulation (Méditerranée, Rhône), qui a entre autres favorisé une perméabilité culturelle : complexes culturels magdaléniens de l'Ouest gasco-cantabrique et épigravettiens de la Provence-Ligurie à l'Est). De plus, la topographie, la diversité géologique, les différentes influences climatiques de la région, en parallèle des activités anthropiques, ont permis une riche hétérogénéité des paysages (incluant la végétation, le réseau hydrographique, etc.). Cette dernière a également pu favoriser la diversification des adaptations techno-économiques des différentes populations de l'époque.

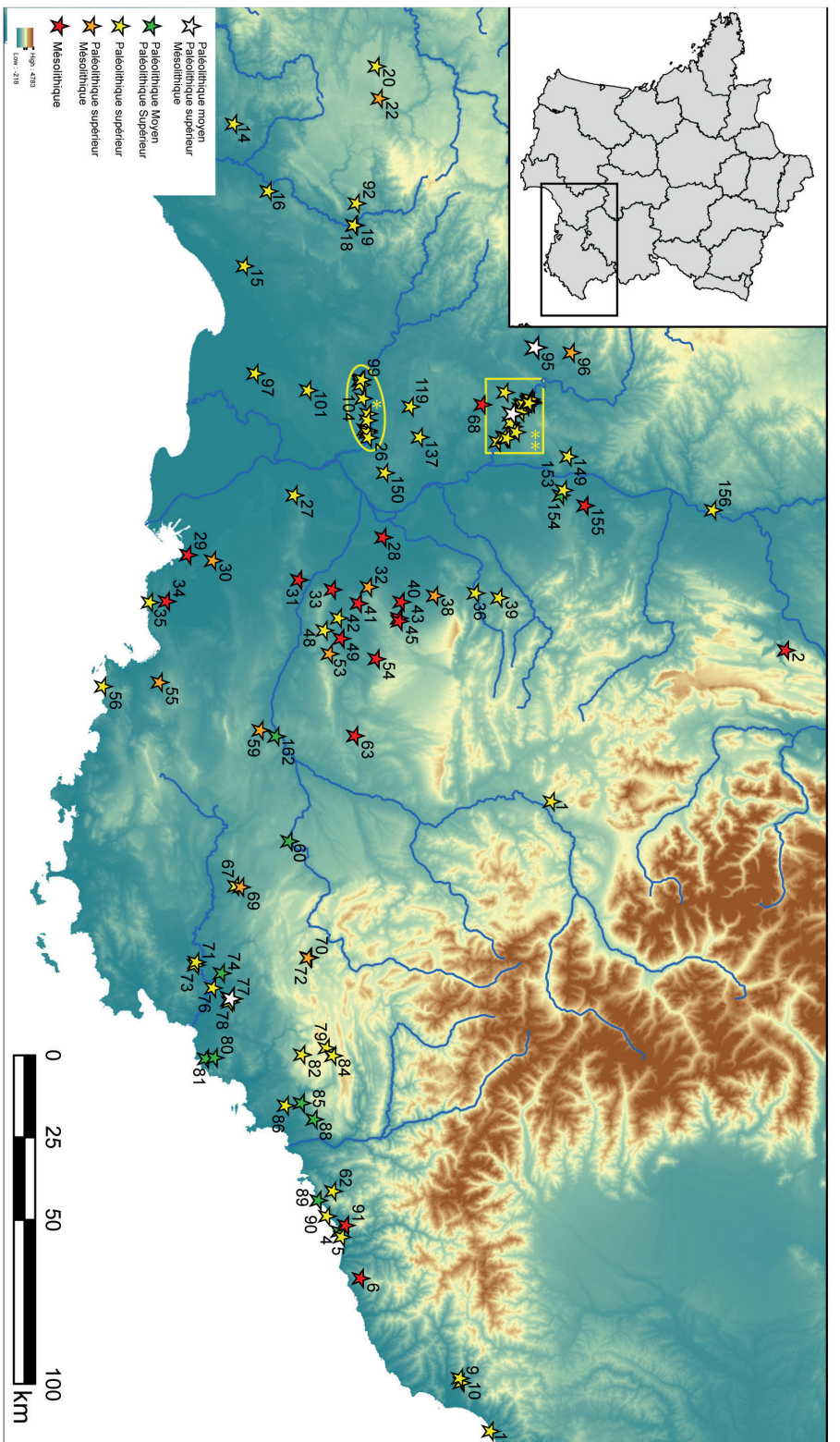


Figure C3.III.1-1) Cartes des principaux sites du Paléolithique supérieur et du Mésolithique du Sud-Est de la France. Par zone géographique : ALPES : Saint Antoine (1), Coufin 1 (2) ; LIGURIE : Ensemble des Balzi Rossi (4), Punta della Mortola (5), Plan del Re (6), Arma dello Stefanin (9), Arma di Nasino (10), Arre Candide (11) ; LANGUEDOC OCCIDENTALE : Abri Rothschild (14), Fontaine Pila Saint-Gély (15), Bois des Brousses (16), Laroque (18), Laroque II (19), Les Camisards (92) ; MASSIF CENTRAL : Le Roc Troué (20), Les Usciadés (22) ; PROVENCE ORIENTALE : Le Rasiel (62), Saint-Mitre (63), Baume Goulon (67), Baume Fontbrégoua (69), Les Prés de Laure (70), Saint-Pierre – Les Arcs (71), La Baume de Monthiver (72), Station des Gachettes (73), Baume Rainaudé (74), Vaugreniers (76), Baume de la Colle Rousse (77), Grotte de la Bouverie (78), Abri de la Basse Valette (79), Roussivau (80), Le Gratadis (81), Abri du Vallon de la Combe (82), Abri Martin (84), Grotte de la Péguère (86), Grotte de Vosgelade (88), Grotte de l'Observatoire (89), Abri Cap Martin (90), Pendimoun (91) ; PROVENCE OCCIDENTALE et BOUGHEDURÔNE : Mas des Taillasses (27), Mourre de Sève (28), Mourre Poussiou (29), Abri Cornille (30), La Montagne (31), Chinchon (32), Les Molières (33), Font aux Pigeons (34), Abri du Rouet (35), Charasse (36), Sansonet (38), Bernucen (39), Unrang (40), Les Mians (41), Soubeyras (42), l'Abri de l'Eglise (43), Gramani (45), Font Pourquière (48), Roqueture (49), Les Agnès (53), Grotte de Vauloubreau (54), La Montade (55), Grotte Cosquer (56), Pey de Durance (59), Baume Bonne (60), Adauuste (162) ; VALLÉE DU RHÔNE et PÉRIPHÉRIE : Baume de Montclus (68), L'Abri du Pêcheur (95), Abri de Vernon (96), Piles Loins (97), Gorge du Gardon* [Grotte Nicolas, Esquicho-Grapaou – 99, Baume Latome, La Louza – 104, La Balauzière, La grotte de Pâques, Grotte Bayol, Camparnaud, Fontgrasse, La Salpêtrière – 26], Gorges de l'Arèche** [Figure C3.III.1-2] Mas de Mayan (101), Baume de Valorgues (119), La verrière (137), Le Bouzil (149), La grange des Merveilles II (150), Aven des Iboussières (153), Mandrin (154), Espeluche-Lalo (155), Les Lèches (156),

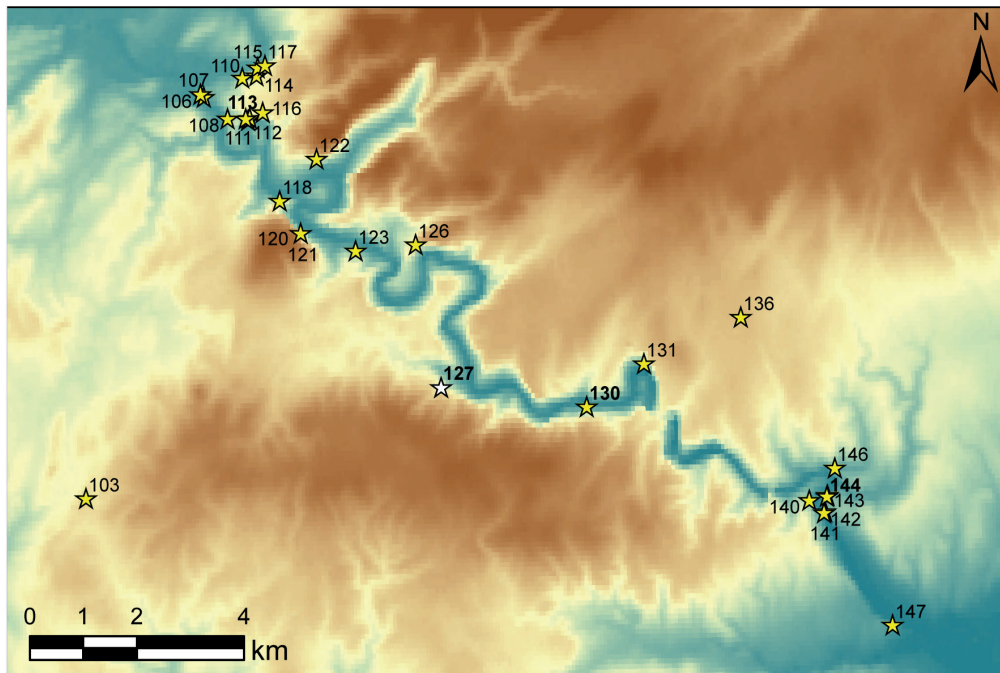


Figure C3.III.1-2) Cartes des principaux sites du Paléolithique supérieur et du Mésolithique des Gorges de l'Ardèche (légende de la figure C3.III.1-2). Avec : Aven de Larquet (103), Pc du Maquis (106), Mézelet (107), Grotte des Huguenots (108), Les Deux Avens (110), Planchard (111), Bergerie de Charmasson (112), Grotte de Chauvet-Pont d'Arc (113), Grotte de Chasserou (114), Grotte du Déroc (115), Vacheresse (116), Grotte de Louoï (117), Grotte d'Ebbou (118), Abri du Colombier (120), Grotte du Colombier (121), Baume de Bouchon (122), Grotte de la Cabre (123), Grotte des Poitiers (126), Baume d'Oulen (127), Grotte aux Points (130), Le Marronnier (131), Saut du Loup ou Abri Dumas (136), Grotte Chabot (140), Grotte Sombre (141), la Grotte du Figuier (142), La Grotte Huchard (143), Les Deux Ouvertures (144), Grotte de la Tête du Lion (146), La Blanchisserie (147).

Les Gorges de l'Ardèche, par (i) leur richesse en sites et en archéo-séquences, (ii) leur position géographique centrale dans l'entité culturelle suprarégionale rhodanienne, (iii) les particularités techno-socio-culturelles de certains de ces sites et (iv) leurs caractéristiques géologiques et topographiques qui ont certainement favorisé la mise en place de zones de refuge, constituent *in fine* un espace-clé pour approfondir nos connaissances sur l'évolution de la relation entre l'Homme et son environnement pour le Paléolithique supérieur de la région. Ainsi, si l'objectif de notre méthode doit permettre dans un premier temps d'obtenir des informations sur l'environnement, le climat et indirectement la gestion du bois, les données obtenues pourront permettre de répondre à des problématiques plus vastes (ex : système de mobilité). Ainsi, si l'objectif premier de notre étude reste l'analyse du potentiel de la méthode isotopique sur charbon, les données obtenues pourront permettre de répondre à des problématiques plus vastes.

III.2. Le site archéologique de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc

III.2.1. Contexte

III.2.1.a. *Contexte géographique et rapide historique de fouilles*

La grotte de Chauvet-Pont d'Arc est sans nul doute le site orné des Gorges de l'Ardèche le plus connu dans la communauté scientifique et non-scientifique. En effet, l'ancienneté, la qualité plastique et la diversité de ses représentations pariétales, ou encore les aménagements anthropiques dans la grotte (Ex : structures du Cactus, des bassins...), font du site de Chauvet un site unique dans le paysage d'archéologie du Paléolithique (Clottes, 1999, 2001; Delannoy et al., 2012; Fritz and Tosello, 2015; Geneste, 2005a, 2010, 2012; Geneste, 2005b).

La grotte se situe sur la commune de Vallon-Pont-d'Arc (Ardèche, 07150), à l'entrée des Gorges de l'Ardèche (rive gauche) à proximité de l'Arche naturelle du Pont d'Arc. La cavité s'ouvre à une centaine de mètres au-dessus du méandre mort de l'Ardèche : la Combe d'Arc (ou le Cirque d'Estre) (Génuite et al., 2016) (Figure C3.III.2-1). Elle est entourée par plusieurs autres sites ornés de la zone (Planchard, Bergerie de Charmasson, Vacheresse) (Monney, 2012), traduisant l'aspect attractif de la Combe pendant la Préhistoire (Figure C3.III.1-2). Aujourd'hui, l'entrée dans la grotte se fait par une petite ouverture qui a été désobstruée et qui débouche au-dessus d'un puits donnant accès à la cavité paléolithique. Les études de l'histoire géomorphologique de la grotte ont permis de mettre en évidence une grande paléo-entrée au niveau de la salle d'entrée, qui s'ouvrait vers le Sud facilitant l'entrée de la lumière dans le porche (Delannoy et al., 2010; Sadier, 2013; Sadier et al., 2012) (Figure C3.III.2-1). La fermeture de la grotte s'est faite en plusieurs étapes, avec d'une part une obturation progressive de l'entrée par les dépôts issus de la déstabilisation de la voûte (cryoclastie et détente mécanique), puis par une fermeture par 3 phases d'effondrement de la paroi calcaire surplombant le site (Delannoy et al., 2001; Delannoy et al., 2004; Delannoy et al., 2010; Sadier, 2013; Sadier et al., 2012) puis scellée par des spéléothèmes (Delannoy et al., 2004; Genty et al., 2004). Ainsi, plusieurs morphologies et topographies successives du porche d'entrée ont donné au cours du temps accès à la grotte jusqu'à sa fermeture complète (21 500 ans). Avant les périodes d'obturation (avant 30 000 ans), le paléo-porche donnait accès directement à la Salle des Bauges. Le porche se présentait alors comme un point de repère unique dans le paysage, aisément accessible aux hommes et aux animaux, aussi bien depuis le plateau que depuis la rivière (Delannoy et al., 2010; Gély and Maksud, 2010; Sadier, 2013). D'un point de vue spatial, la cavité présente un développement de 600 m : elle s'enfonce sur plus de 200m dans la masse calcaire en direction du nord. Sa topographie irrégulière oscille entre des salles de grande dimension (jusqu'à 30m de large) et des secteurs de rétrécissement d'un à deux mètres de section (Delannoy et al., 2010; Sadier, 2013).

En raison de sa fermeture par les écroulements, la grotte de Chauvet-Pont d'Arc avait disparu du paysage. La découverte du boyau d'accès date de décembre 1994 (Chauvet et al., 1996). Très vite, l'intérêt des peintures pariétales est mis en avant. Ces dernières feront l'objet de nombreuses études soulignant le caractère unique (ancienneté, typographie) de la cavité (Clottes, 1999, 2001; Cuzange et al., 2007; Fritz and Tosello, 2015; Geneste, 2012; Geneste, 2005b). Les

recherches pluridisciplinaires dans la grotte Chauvet-Pont-d'Arc sont nombreuses et continues depuis sa découverte, dirigées successivement par J. Clottes, J.-M. Geneste (Clottes, 2001; Geneste, 2012; Geneste, 2005b) puis Carole Fritz (depuis 2018).

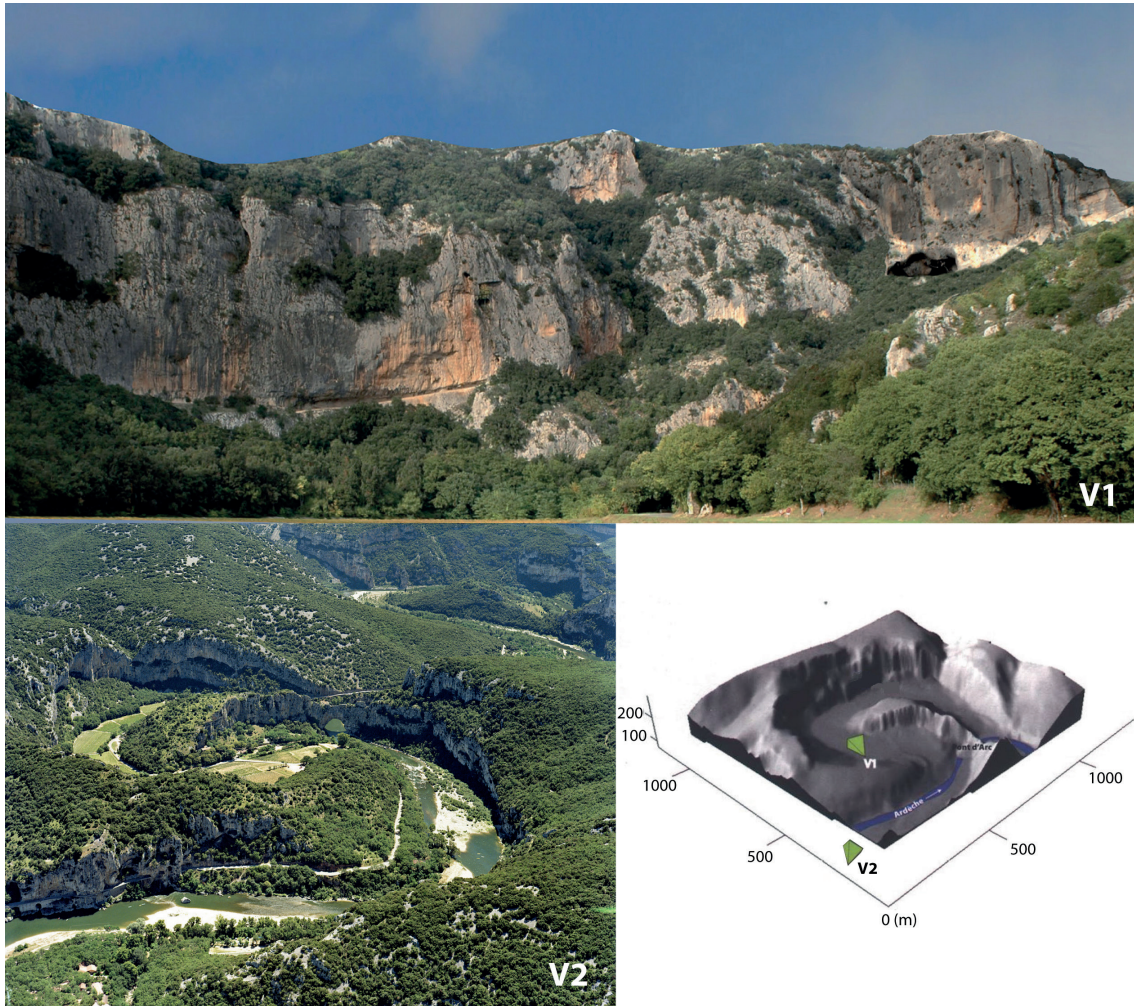


Figure C3.III.2-1) Reconstitution de l'entrée préhistorique de la grotte Chauvet-Pont d'Arc (V1) et le panorama de Comble d'Arc (V2) et son modèle 3D (d'après Delannoy et al, 2010 ; reconstitution 3D : Benjamin Sadler ; photo DIREN Rhône-Alpes).

III.2.1.b. Contexte sédimentaire et chrono-culturelle de l'étude

Chronologie générale des fréquentations de Chauvet-Pont d'Arc

Dès sa découverte, l'importance de la compréhension chronologique des fréquentations, des ornements et de la fermeture de la grotte sont mises en avant. Dès les premières datations aurignaciennes (Clottes et al., 1995; Valladas et al., 2001), les remises en question de l'ancienneté de l'occupation et des peintures sont présentes (ancienneté du caractère stylistique des œuvres proches du Gravettien/Solutrén) (Combiér and Jouve, 2014; Lorblanchet, 2014; Pettitt and Bahn, 2003), d'autant plus que le peu de vestiges lithiques ne permet pas une attribution chrono-culturelle des

occupations (Geneste, 2005a). Malgré tout, les nombreuses études de la chronologie de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc permettent aujourd'hui de proposer un modèle général de son Histoire (Quiles et al., 2016). Il rend compte à la fois (i) de l'ensemble des datations radiocarbone des charbons issus des occupations humaines et des charbons provenant des parois (Cuzange et al., 2007; Quiles et al., 2016; Quiles et al., 2014; Valladas et al., 2005), (ii) des datations issues des ossements animaux (Bocherens et al., 2006; Bon et al., 2008), (iii) des datations de la chauffe des parois (Guibert et al., 2015), (iv) des datations des concrétions stalagmitiques (Genty et al., 2004) et (v) des datations des effondrements de la paroi extérieure (Delannoy et al., 2010; Sadier, 2013; Sadier et al., 2012). Deux périodes d'occupation humaine ont été reconnues : la première, aurignacienne entre 37 et 33,5 ka cal BP puis la seconde gravettienne entre 31 et 28 ka cal BP. Dans le même temps, la grande faune est présente dans la grotte dès 44 ka jusqu'à 33 ka cal BP pour l'ours des cavernes (*Ursus spelaeus*), et jusqu'à 25,5ka cal BP ($22,860 \pm 110$ BP) pour le reste de la grande faune (1 individu *Capra ibex*). Ainsi, les communautés humaines ont pu entrer dans la grotte après le premier effondrement de la paroi extérieure pour des occupations gravettiennes récentes ($29,4 \pm 1,8$ ka cal BP). La présence de la grande faune persiste jusqu'à la seconde rupture de la paroi extérieure ($23,5 \pm 1,2$ ka cal BP) (Quiles et al., 2016).

Histoire sédimentaire et chronoculturelle de la paléo-entrée et de la zone d'étude (sondage GE1)

Pour des raisons évidentes de conservation, la grotte de Chauvet-Pont d'Arc n'a pas fait l'objet de fouilles extensives, mais uniquement de quelques sondages. Nos travaux se concentrent sur l'étude des charbons archéologiques issus du sondage GE1 situé dans la partie terminale des dépôts sédimentaires dans la zone d'entrée (jusque dans la salle des Bauges) (Debard et al., 2016; Gély and Maksud, 2010). Au contraire du reste de la grotte Chauvet-Pont d'Arc, relativement plane, le secteur d'entrée est marqué par une pente importante (jusqu'à 35°), qui s'estompe en s'éloignant du Paléo-porche (salle des Bauges plane). L'intérêt du sondage GE1 était donc double, il possède non seulement un bon potentiel d'enregistrement archéologique, mais il est également associé à l'histoire sédimentaire de la fermeture du paléo-porche dont la chronologie de formation est bien connue.

En effet, les études complémentaires de la topographie, géomorphologie et des datations (concrétions et matières organiques) définissent un schéma d'obturation de la grotte en 5 grandes étapes (Delannoy et al., 2001; Sadier, 2013; Sadier et al., 2012) (Figure C3.III.2-2). La première étape correspond à une mise en place lente de dépôts argileux endokarstiques, constituant du socle sédimentaire sub-horizontale de Chauvet-Pont d'Arc (niveau plan de la salle des Bauges). À la suite de cela, on observe un délitement progressif de la paroi extérieure sous forme de gélifractions ou d'éboulements hétérométriques (jusqu'en $34,5 \pm 2$ ka cal BP). L'accumulation de ces dépôts pénètre alors jusque dans la salle d'entrée et se retrouve dans le sondage GE1. Il constitue la base du Paléo-porche pendant les principales incursions humaines et animales dans la grotte. La perte de ce volume conduit alors à une forte déstabilisation des écaillures rocheuses sus-jacentes (paroi extérieure au-dessus du porche d'entrée). Il s'en suit alors trois phases de rupture qui conduisent à l'effondrement de pans d'escarpement rocheux jusqu'à la fermeture complète de la grotte. Or, la chronologie d'enfouissement de mise au jour des parties de la paroi (post effondrement) a permis de donner une chronologie absolue des enlèvements : 29,4 ka ; 23,5 ka ; 21,5 ka (tous

cal BP) (Sadier et al., 2012). Ces dépôts d'effondrement se font sous forme conique et accentuent successivement la pente formée vers l'intérieur de la cavité. Ce type de dépôts ne permet alors pas d'atteindre directement le sondage GE1. Toutefois, le fluage de ces dépôts engendré par la gravité et le ruissellement a conduit à leur déplacement secondaire (avec un épandage vers l'intérieur). Les sédiments des phases d'effondrement peuvent ainsi être remobilisés jusqu'au sondage GE1 (principalement pour les dernières phases d'effondrement et vers le sommet de la séquence). De plus, la formation de concrétions, contemporaines à ce fluage, est également observée. Enfin, l'importante perte de volume de la paroi conduit alors à une détente mécanique de la voûte de la grotte et de sa desquamation. Les clastes formés viennent ainsi se déposer par gravitation sur la partie intérieure de la zone d'entrée. Ces dépôts sont représentés dans le sondage GE1 jusqu'à sa partie sommitale.

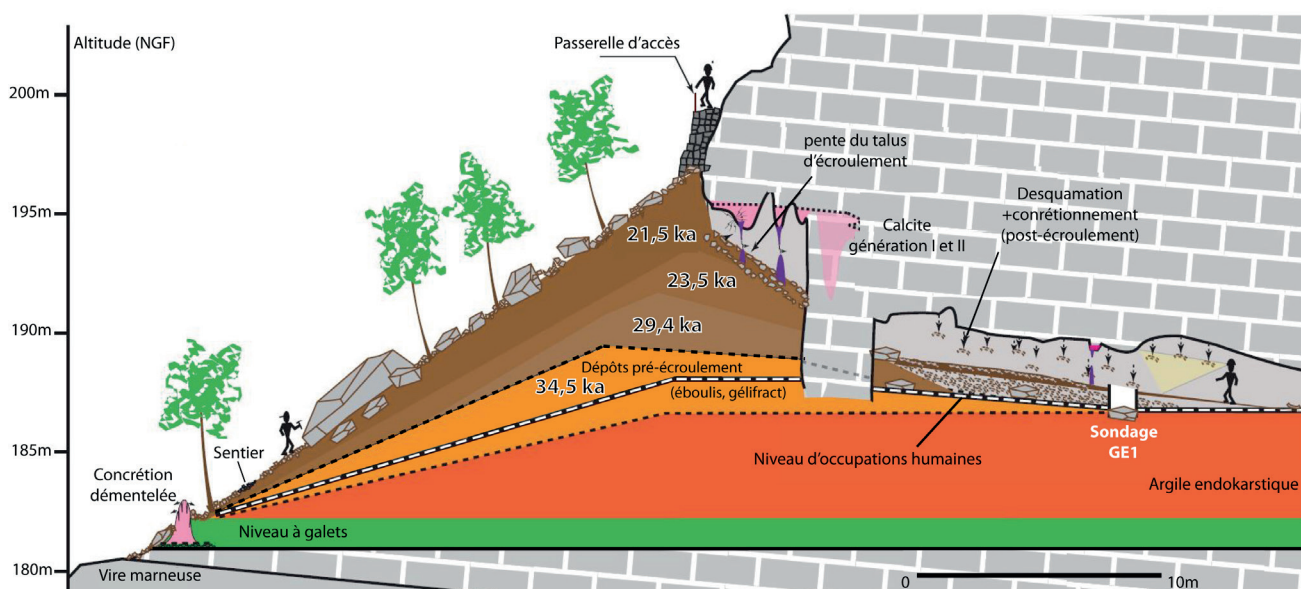


Figure C3.III.2-2 : Synthèse géomorphologique et chronologique de la fermeture du porche d'entrée de la grotte Chauvet-Pont d'Arc, avec zone du sondage GE1 (d'après Sadier, 2013). Les dates correspondent à la période de formation de chacune des couches, qu'elle soit graduelle (délicatement de la paroi, couche orange) ou abrupte (épisode d'éboulement, couches marron).

NB : Les cotes altitudinales sont rattachées au système de nivellement Français (NGF).

L'excavation du sondage GE1 a permis de mettre en évidence une stratigraphie d'un peu moins d'1 mètre, interrompu par un niveau archéologique charbonneux bien visible (Debard et al., 2016; Delannoy et al., 2010; Gély and Maksud, 2010) (Figure C3.III.2-3). Le sondage GE1 se caractérise par :

- Une base formée d'un bloc pluridécamétrique associé à un sédiment sableux gris beiges (US 6).
- Une phase argilo-limoneuse brun-jaune à rougeâtre, avec des cailloutis hétérométriques, correspondant à une première phase de dépôts endokarstiques (US 5).

- Une phase de dépôt avec des clastes hétérométriques (en moyenne < 5cm) dans une matrice limono-sableuse brun-rougeâtre, correspondant à la phase de dépôt liée au délitement premier de la paroi extérieure (grande paléo-ouverture) (US 4).
- Un niveau noir charbonneux correspondant à une phase d'occupation(s) archéologique(s) (US 3), suivi d'un niveau gris. Cet ensemble reste associé à des clastes hétérométriques et une matrice argilo-limono-sableuse indiquant une continuité de la phase de délitement de la paroi extérieure.
- Une phase sommitale formée de clastes hétérométriques (US 2), de plus en plus grossiers vers le sommet (en moyenne 10cm), associée à une matrice argilo-limono-sableuse plus lâche vers le haut de la séquence. La couleur évolue graduellement d'un brun-rougeâtre à un rougeâtre plus clair. Ce niveau correspond à un mélange et une succession de plusieurs phases passant de la phase de délitement à une phase associant les dépôts de la détente mécanique de la voûte et de l'apport par fluage des dépôts de l'effondrement des écailles extérieures (principalement marqué vers le sommet, US 1). Par ailleurs, on précisera que la position des clastes semble marquer la présence d'un minimum de trois dynamiques sédimentaires. La concentration de la matrice au début de la phase est certainement occasionnée par des phénomènes gravitaires et de ruissellement, favorisée par la présence de nombreux espaces inter-clastes.

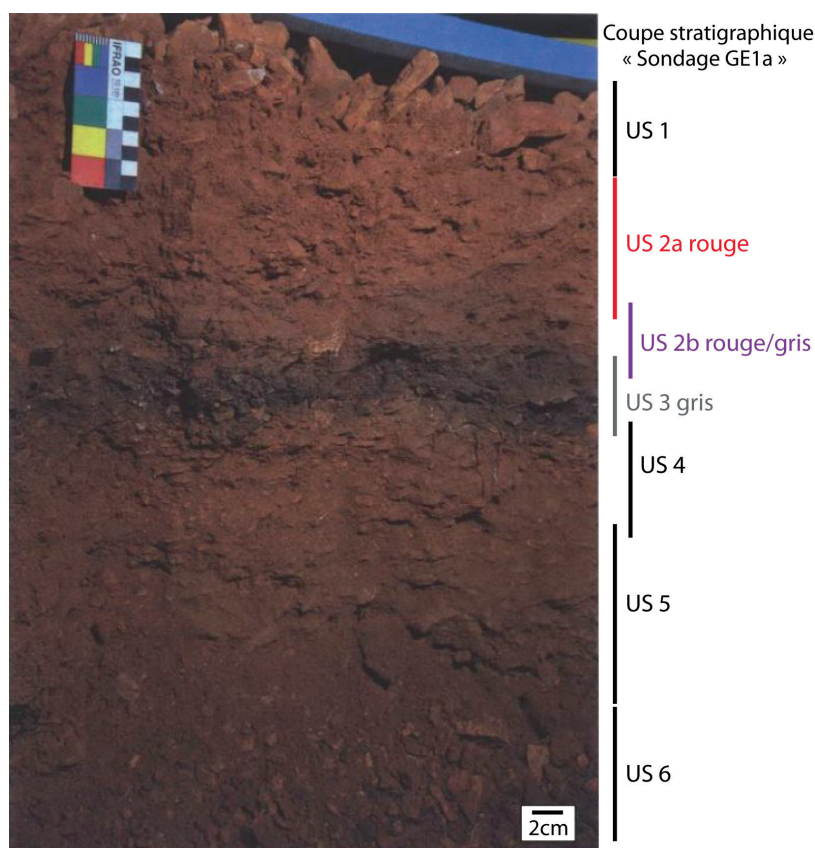


Figure C3.III.2-3 : Photo du sondage GE1 (sous carré a) de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc (photo de S. Jaillet), avec le découpage stratigraphique de celui-ci.

Considérant la relation directe de ces phases de remplissage avec les phases d'ouverture et fermeture de la grotte (plus post-fermeture) (Debard et al., 2016; Delannoy et al., 2010; Sadier, 2013; Sadier et al., 2012), le niveau d'occupation archéologique gris (concentration charbono-cendreuse ; US3) correspond à une occupation antérieure à 34,5 ka cal BP (délitement de la paroi extérieur). Cette hypothèse a, par ailleurs, été validée par dates radiocarbone effectuées entre l'US 2a (base) et l'US 3, toutes situées autour de 35 ka cal BP. Une nouvelle fois, selon les corrélations stratigraphiques, l'US2a rouge serait contemporaine de la détente mécanique de la voûte (post 1^{er} effondrement ; 29,4 cal BP). Les charbons retrouvés à plusieurs profondeurs, dans cette unité, seraient donc à attribuer à plusieurs fréquentations gravettiennes avec ou non le déplacement de charbons depuis le sommet de la séquence. Toutefois, à l'heure actuelle, aucune date dans le haut du sondage n'a été réalisée et la date vers 35ka issue d'un charbon de l'US2a (base) pourrait au contraire indiquer une phase de transition entre les dépôts pré-effondrement et post-effondrement.

En somme, dans le cadre chronologique général de l'abri (Quiles et al., 2016), le niveau 3 gris, le mieux marqué (concentration charbono-cendreuse), correspondrait à une forte récurrence d'occupations aurignaciennes situées entre 37 et 33 ka cal BP. Les charbons plus épars situés dans le sommet de la séquence (US 2a rouge) seraient, quant à eux, contemporains de fréquentations gravettiennes (entre 30 et 28ka cal BP). Toutefois, l'hypothèse que ces derniers soient originaires de fréquentations plus récentes que l'US3 ne peut à l'heure actuelle pas être écartée. D'autant plus que les variations verticales du sédiment et la présence de vides inter-clastes interroge sur la bonne conservation de ces dépôts et le risque de déplacement des vestiges archéologiques (principalement la position des charbons archéologiques) (Debard et al., 2016). Une attention particulière sur la possibilité d'un mélange de charbons issus de plusieurs épisodes de fréquentation doit donc être de mise, d'autant plus que les évolutions ténues entre les faciès rendent les attributions stratigraphiques difficiles.

III.2.1.c. *Contexte environnemental actuel et disponibilité des matières premières*

La Combe de Pont d'Arc se démarque par sa nature géo-topographique du reste des Gorges de l'Ardèche, avec des dépôts alluviaux qui offrent une zone plane en contrefort des plateaux et à proximité de l'écoulement de la rivière (zone encaissée). Ces caractéristiques et la présence d'un passage vers le plateau de St Remèze (vire marneuse) ont pu favoriser la venue de grands herbivores. L'étude géomorphologique de la combe précise également qu'un bras secondaire de l'Ardèche pouvait encore être présent pendant les dernières périodes glaciaires (Génuite et al., 2016). Le caractère protégé de la combe, son exposition sud, sa proximité de la rivière et le climat de l'Ardèche procurent à la zone une végétation de type méditerranéen dominée par la chênaie (*Quercus pubescens*, *Quercus ilex*, *Quercus coccifera*), le buis (*Buxus sempervirens*), associée à des essences secondaires mésothermophiles (ex : *Acer* sp., *Prunus* sp.). Plus emblématique, la zone est également marquée par une population importante de genévriers de Phénicie (*Juniperus phoenicea*). La ripisylve est également bien présente et s'intensifie vers les abords de l'Ardèche (voir Chapitre 3 – III.1).

Enfin, on rappellera que les secteurs aux abords des Gorges de l'Ardèche sont connus pour leur richesse en matière première lithique et ont sans doute dû favoriser l'implantation des hommes dans la région (voir Chapitre 3 – III.1).

III.2.1.d. *Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales*

En l'absence de véritables fouilles extensives (uniquement quelques sondages), l'étude des occupations archéologiques s'est concentrée sur les traces d'ornementation des parois et des vestiges archéologiques de surfaces (lithique, charbons, os, structure) (Clottes, 1999, 2001; Geneste, 2010; Geneste, 2005b). Les données environnementales contemporaines des occupations de la grotte sont donc pour l'instant limitées à l'étude des vestiges fauniques et anthracologiques, dispersés dans la grotte.

L'étude isotopique ($\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$) des ossements de l'ours des cavernes (*Ursus spelaeus*) a mis en évidence une différence de source alimentaire entre les ours du fond de la grotte (daté vers 37,4 ka BP) et ceux à l'avant de la grotte (daté vers 30ka BP) (Bocherens et al., 2006). Si cette différence peut être due à une alimentation sur plateau ou en vallée, les auteurs soulignent l'hypothèse d'une possible évolution environnementale qui affecterait le signal isotopique des plantes sources. Ainsi, les ours de 37,4 ka BP auraient connu un environnement plus rigoureux, avec un couvert général moins dense, que les ours de 30 ka BP. Il faut, toutefois, souligner que le signal isotopique des ours de 30 ka BP indique un environnement qui reste relativement ouvert. Par ailleurs, le bestiaire des représentations (lion, cheval, etc.) vient également appuyer ces premières observations (Geneste, 2005b).

L'étude anthracologique a été menée sur 171 charbons, répartis sur l'ensemble de la grotte (sol et paroi), a mis évidence des charbons identifiés comme du *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend également *mugo/uncinata*) (à l'exception d'un charbon de *Rhamnus* sp.) (Théry-Parisot and Thiébault, 2005; Théry-Parisot et al., 2018). Même si l'hypothèse d'une sélection de ces essences par les communautés humaines doit être envisagée, la présence quasi majoritaire du pin suggère qu'il était relativement bien représenté dans les alentours du site et suggère des conditions climatiques plus froides et sèches qu'actuellement (Théry-Parisot et al., 2018). Ces résultats convergent avec les données environnementales des séquences naturelles et archéologiques contemporaines de la grotte Chauvet-Pont d'Arc (fin Aurignacien, Gravettien) (Bazile-Robert, 1979, 1981a, 1983a; Reille and Beaulieu, 1990), avec une végétation dominée par *Pinus* sp. et la présence de plusieurs essences ligneuses secondaires (ex : *Betula* sp., *Salix* sp., *Juniperus* sp., *Hippophae rhamnoides*).

En somme, les quelques indices environnementaux associés aux périodes d'occupation de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc tendent à montrer une période d'occupation certainement contemporaine d'un environnement relativement ouvert avec un climat relativement rigoureux. Toutefois, ces premières interprétations restent confrontées à des problématiques interprétatives (changement de zone d'alimentation de l'ours, contemporanéité des occupations humaines et de l'ours, sélection humaine du bois) qui ne permettent pas d'être approfondies.

III.2.2. Matériel et méthode

Le prélèvement des échantillons, l’analyse et le traitement des données, présentés ci-dessous, se fondent sur la méthode précédemment proposée (Chapitre 2 – IV). Dans le cadre des fouilles du sondage GE1 plusieurs petits « prélèvements » de sol (1 à quelques cm^3) ont été réalisés, puis tamisés, avec un enregistrement systématique de leurs coordonnées. Par ailleurs, l’inventaire complet des charbons, récoltés dans GE1, a permis de montrer une disparité du nombre de fragments (500 μm et 2mm) selon les « prélèvements » (Figure C3.III.2-4). Les numéros 211, 205, 200, 190 et 184, en particulier, ont montré des concentrations de fragments charbonneux plus importantes que les autres, tous attribués à l’US 3 grise.

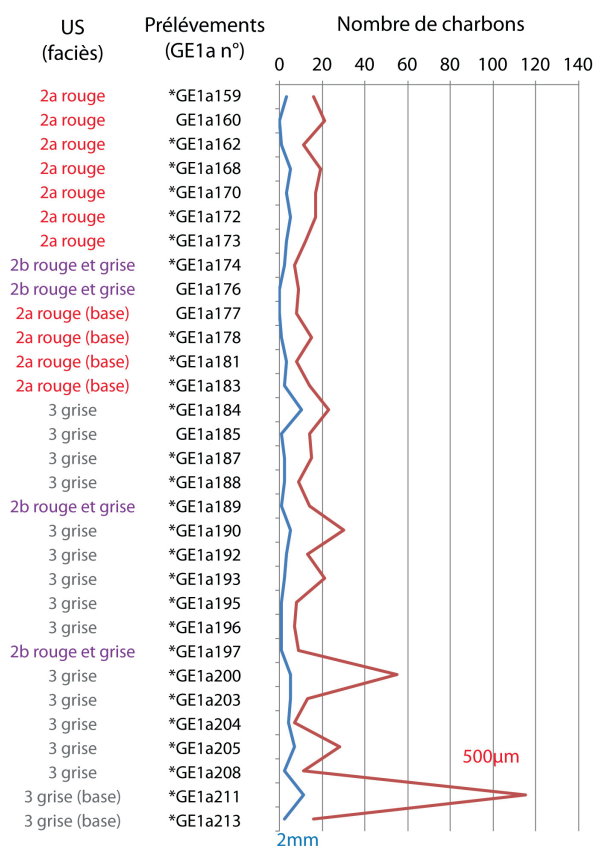


Figure C3.III.2-4 : Inventaire des prélèvements du sondage de GE1 (sous carré a) de la grotte de Chauvet-Pont d’Arc, par ordre de numérotation, avec les US (faciès) d’attributions et le nombre de charbons qui les constitue. Les prélèvements utilisés dans cette étude sont représentés par une étoile.

Dans le cadre de cette thèse, l’étude taxinomique de 87 charbons supplémentaires répartie dans 27 de ces « prélèvements » a été réalisée (tous du sous-carré « a »), suivant la méthode classique au Microscope optique (Chapitre 2 – IV).

Les charbons identifiés comme *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo* et *uncinata*) ont été sélectionnés pour les analyses isotopiques, soit un total de 85 charbons. Malgré une taille relativement petite de certains charbons (<2mm), le risque de déplacements de ceux-ci dans une

stratigraphie complexe nous a conduit à choisir une analyse isotopique individuelle. Finalement, bien que certaines masses de charbon soient inférieures à la masse minimum suggérée pour l'analyse par EA-IRMS, seul un charbon n'a pas donné un signal isotopique fiable et un autre s'est désagrégé pendant le prétraitement. De plus à la vue de l'homogénéité des %C entre les charbons analysés, moins d'une dizaine de charbons n'a pu donner de %C fiable (<20% ou >100%).

Par ailleurs, les tests infrarouges sur des charbons issus du sondage GE1 (identifiés comme gymnosperme) ont montré une contamination négligeable aux acides humiques. Ainsi, seul un prétraitement aux carbonates a été appliqué sur les groupes de charbons avant analyses (EA-IRMS). Devant la complexité d'attribution des différents charbons plusieurs moyennes ont été utilisées : (i) par « prélèvements » ; (ii) par unité stratigraphique.

Les incertitudes dans la chronologie de la séquence (plusieurs occupations possibles), couplées aux risques de déplacement des charbons, ne nous permettent pas de préciser les paramètres atmosphériques dans lequel les bois sources se sont formés. Ainsi, aucune correction du signal n'a été appliquée au premier abord. Toutefois, le cadre chronologique des occupations humaines (37-33,5 ka cal BP et 31-28 ka cal BP) nous permet d'avoir une connaissance des évolutions atmosphériques probables qui doivent être prises en compte dans les interprétations du signal $\delta^{13}\text{C}$. On note donc, que l'évolution de la concentration du CO_2 est constante pendant la phase d'occupation aurignacienne, qu'elle augmente d'environ 10 ppmv entre les deux phases (entre 33 à 31 ka cal BP) et qu'elle diminue de 25 ppmv pendant la période d'occupation gravettienne (entre 31 à 29 ka cal BP) (Barnola et al., 1987). On rappellera que les variations du CO_2 atmosphérique sont en partie compensées par des adaptations physiologiques des plantes (Ehleringer and Cerling, 1995). Dans le cadre des variations lentes et faibles du $\text{CO}_{2\text{atm}}$ observées ici, il est probable qu'aucun effet ne soit observé sur le signal isotopique. Avec les facteurs de correction actuels de Treydte et al, 2001 (facteur de correction faible de +0,007‰/ppmV, mais dans une augmentation du $\text{CO}_{2\text{atm}}$ largement plus rapide et intense), l'impact des variations du $\text{CO}_{2\text{atm}}$ n'excède pas les 0,15‰ (Treydte et al., 2001). Au contraire, les évolutions du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ ont un impact direct sur le signal isotopique des charbons. Or, pour la période complète étudiée (entre 37 et 29 ka cal BP), on observe une augmentation graduelle du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ de l'ordre de +0,2‰ (Eggleston et al., 2016). Cette évolution peut donc conduire à une faible surestimation des valeurs de charbons d'occupation gravettienne par rapport à ceux d'occupation aurignacienne.

Enfin, l'ensemble des analyses indique un %C stable entre 60 et 65% traduisant un degré de carbonisation similaire (vers 350°C). L'impact de la carbonisation sur le signal isotopique est donc considéré relativement faible et constant. Aucune correction de l'impact de la carbonisation n'a donc été appliquée sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen.

III.2.3. Résultats

Les charbons du sondage GE1 (sous-carré « a » ; 87 charbons / 27 « prélèvements ») se rapportent presque tous (85 charbons) à *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo* et *uncinata*). Seuls 2 charbons ont été identifiés comme des gymnospermes, sans pouvoir préciser le genre ni l'espèce.

Concernant l'étude isotopique ($\delta^{13}\text{C}$), les résultats sont synthétisés ci-dessous par « prélèvement » et par US à travers le tableau C3.III.2-1 et C3.III.2-2, puis sont représentés graphiquement à travers la figure C3.III.2-5.

Prélèvement	Profondeur (cm)	US (faciès)	N charbons	$\delta^{13}\text{C}$ moyen (‰)	Écart type des $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Écart $\delta^{13}\text{C}$ max (‰)
n°159	43	2a (rouge)	2	-24,48	0,02	0,03
n°170	44,5	2a (rouge)	2	-23,30	0,15	0,22
n°162	46,5	2a (rouge)	1	-23,76	-	-
n°168	46,5	2a (rouge)	3	-24,34	0,79	1,45
n°173	48	2a (rouge)	3	-24,04	0,13	0,25
n°174	48	2b (rouge/gris)	2	-23,24	0,00	0,00
n°172	48,5	2a (rouge)	5	-21,95	0,27	0,73
n°178	49	2a (rouge base)	1	-24,11	-	-
n°183	50	2a (rouge base)	1	-24,06	-	-
n°184	50	3 (gris)	8	-23,43	0,39	1,11
n°181	50,5	2a (rouge base)	2	-23,41	0,01	0,01
n°188	52,5	3 (gris)	2	-23,10	0,18	0,25
n°187	53	3 (gris)	2	-23,34	0,22	0,30
n°189	53	2b (rouge/gris)	5	-24,80	0,16	0,39
n°190	53	3 (gris)	2	-23,99	0,83	1,18
n°197	53,5	2a (rouge/gris)	1	-24,37	-	-
n°192	54,5	3 (gris)	2	-23,28	0,11	0,15
n°193	54,5	3 (gris)	4	-23,00	0,65	1,38
n°195	54,5	3 (gris)	1	-23,41	-	-
n°196	56	3 (gris)	1	-24,49	-	-
n°205	56,5	3 (gris)	8	-23,54	0,33	0,90
n°200	57,5	3 (gris)	4	-24,10	0,51	1,01
n°203	60	3 (gris)	5	-23,14	0,36	0,79
n°204	60	3 (gris)	4	-23,33	0,19	0,38
n°208	60	3 (gris)	2	-23,31	0,30	0,42
n°213	60,5	3 (gris base)	2	-23,18	0,21	0,30
n°211	63	3 (gris base)	9	-22,34	0,24	0,61

Tableau C3.III.2-1 : Synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc, par « prélèvement ».

On peut observer, dans un premier temps, que la variabilité du signal isotopique par « prélèvement » est relativement faible (rappel, « prélèvement » correspond à une petite quantité de sol géoréférencé et tamisé). En effet, à l'exception de quelques « prélèvements » (n°168 ; n°190 ; n°193 et n°200), l'écart type du signal $\delta^{13}\text{C}$, entre charbons d'un même « prélèvement », ne dépasse pas les 0,4‰ et est majoritairement inférieur à 0,3‰ (14 « prélèvements » ; 9 « prélèvements » <0,2‰). Plus encore, à l'exception de l'écart $\delta^{13}\text{C}$ max de 5 « prélèvements » (n°168, 184, 190, 193 et 200 ; 1,0 à 1,38 ‰), aucun « prélèvement » ne présente un écart isotopique supérieur à 1,0‰, et plus de la moitié des écarts $\delta^{13}\text{C}$ max calculés sont inférieurs à 0,5‰.

À l'inverse, si on regarde les variations isotopiques selon les unités stratigraphiques attribuées lors de la fouille, on observe une augmentation des écarts-types, allant de 0,39 et 0,41‰ pour les plus faibles augmentations (US 3 gris base, US 3 gris et US 2a rouge base), mais jusqu'à 0,72 et 1,11‰ pour les plus fortes (US 2b rouge/gris et US 2a rouge respectivement). De même, on observe une augmentation générale de l'écart $\delta^{13}\text{C}$ max (entre 3,22 à 1,36‰), à l'exception de celui de la couche 2a (rouge base) qui reste relativement faible (0,71‰).

US (faciès)	N charbons	$\delta^{13}\text{C}$ moyen (‰)	Écart type des $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Écart $\delta^{13}\text{C}$ max (‰)
2a (rouge)	16	-23,39	1,11	3,22
2a (rouge base)	4	-23,74	0,39	0,71
2b (rouge/gris)	6	-24,36	0,72	1,74
3 (gris)	45	-23,45	0,49	2,36
3 (gris base)	11	-22,50	0,41	1,36

Tableau C3.III.2-2 : Synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc, par US d'attribution.

Toutefois, si on s'intéresse à l'évolution des valeurs isotopiques selon la stratigraphie, plusieurs phases semblent bien se distinguer. On relève une diminution des valeurs isotopiques à la base de la séquence (jusqu'à -56cm) accentuée par le caractère ponctuel des « prélèvements », avec (i) un premier ensemble de valeurs à -63cm autour de -22,34‰ (écart type de 0,24‰ ; écart max de 0,61‰), (ii) un deuxième ensemble de valeurs vers -60cm autour de -23,22‰ (écart type de 0,27‰ ; écart max de 0,87‰) et (iii) un dernier ensemble vers -56,5 autour de -23,78‰ (écart type de 0,49‰). On note toutefois que ce dernier présente un écart max relativement important de 1,49‰. De plus, si on se concentre sur les valeurs des charbons attribués à la couche 3 gris, on observe une augmentation du signal isotopique vers -55cm, qui reste ensuite constant jusqu'à -50 cm, avec l'ensemble des valeurs isotopiques de la phase en moyenne autour de -23,35‰ (écart type de 0,48‰). Toutefois, plusieurs valeurs extrêmes conduisent à un important écart max de 2,36‰.

Au contraire, si on considère les valeurs isotopiques attribuées aux couches 2b rouge/gris à 2a rouge, on note une nette augmentation de la variabilité du signal isotopique. On relève, en particulier, un ensemble de valeurs $\delta^{13}\text{C}$ faibles (autour de -24,73‰) attribué à l'US 2b rouge gris autour de 53cm, qui se démarque de la majorité des valeurs de la couche grise à la même profondeur (23,35‰). À l'inverse, on remarque un ensemble de valeurs $\delta^{13}\text{C}$ fortes (autour de

-21,95‰) attribué à l'US 2a rouge, autour de 53cm, qui se démarque nettement du reste des valeurs isotopiques de l'US 2a-2b sur le sommet de la séquence (-23,88‰). Enfin, si on considère les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ des US 2a et 2b, au-dessus de -50,5cm compris, on relève une relative forte variabilité (écart-type de 0,53‰ ; écart $\delta^{13}\text{C}$ max de 1,6‰) dont les valeurs sont comprises en majorité entre -24,5 et -23,75‰ (-23,88‰ en moyenne).

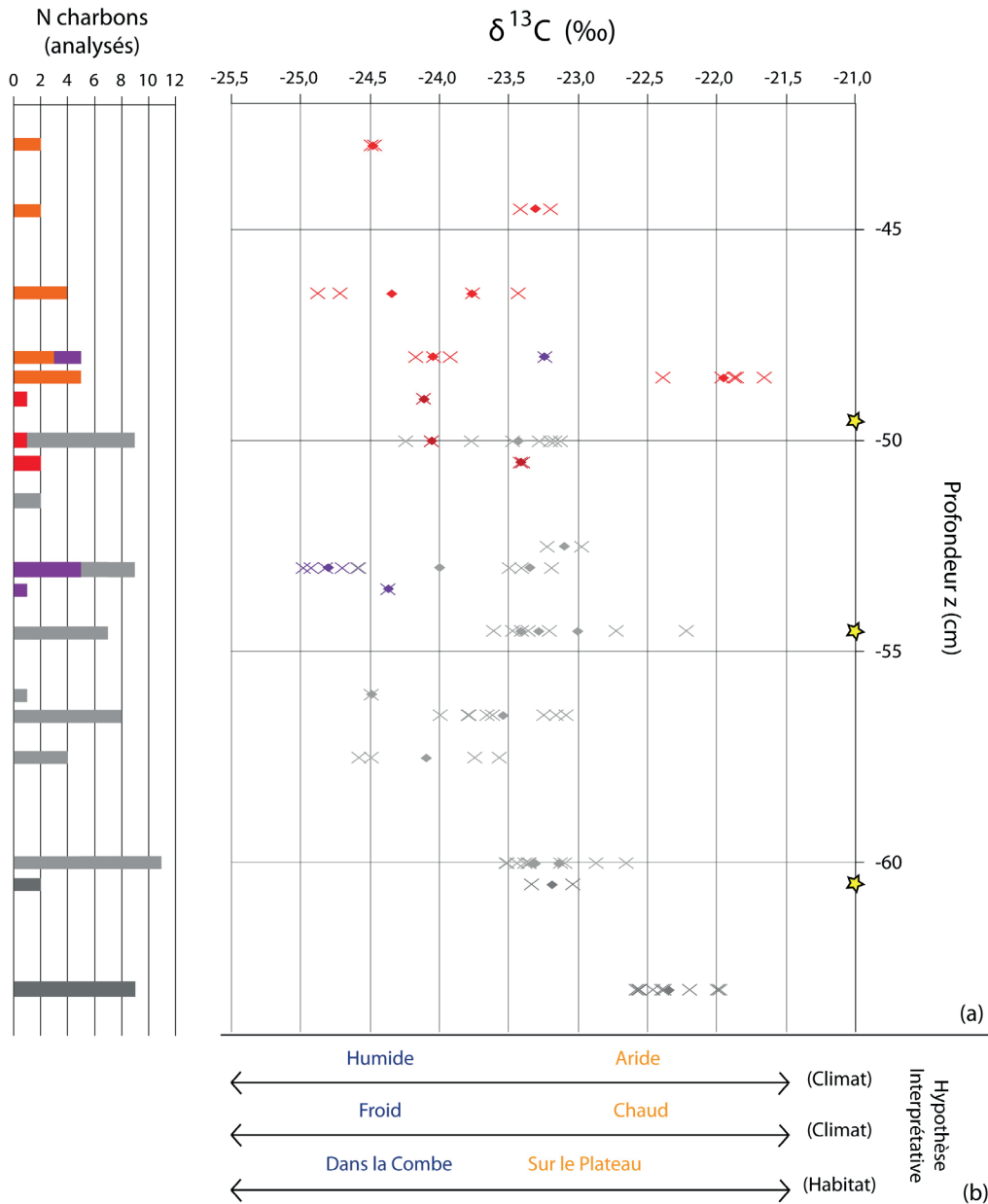


Figure C3.III.2-5 : (a) Figure synoptique des données isotopiques des charbons de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc. Les croix indiquent les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ individuelles de chaque charbon analysé et les losanges les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ moyennes par « prélèvement ». Les couleurs indiquent l'attribution stratigraphique des charbons analysés (rouge, US 2a rouge ; rouge foncé, US 2a rouge base ; violet, US 2b rouge/gris ; gris, US 3 gris ; gris foncé, US 3 gris base). Les étoiles jaunes correspondent aux localisations des dates radiocarbone (toutes autour de 35 ka cal BP) (b) Complément de figure représentant les pistes d'interprétation de l'évolution du signal isotopique, fondé sur les travaux actuels de la réponse des Pins aux changements climatiques au cours de l'Holocène.

Enfin, il importe de rappeler que ces observations s'appuient sur des valeurs individuelles des charbons, uniquement selon la profondeur et indépendamment du « prélèvement » (petite quantité de sédiments localisée). Or, on remarque que la faible variabilité des signatures isotopiques, comprises dans un même « prélèvement », a tendance à accentuer ou diminuer la concentration des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ individuelles autour d'un signal isotopique moyen (propre à chaque « prélèvement »), et de ce fait, peut biaiser les observations ici constatées.

III.2.4. Interprétation

III.2.4.a. *Étude taxinomique*

La présence exclusive du *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend également *mugo/uncinata*) indique que l'essence était certainement largement représentée dans le paysage durant les occupations humaines de la grotte. Ces résultats viennent par ailleurs confirmer les premières observations faites sur les charbons répartis dans l'ensemble de la grotte (Théry-Parisot and Thiébault, 2005; Théry-Parisot et al., 2018). Ainsi, la combe d'Arc, actuellement représentée par une végétation méditerranéenne (*Quercus* sp., *Buxus* sp. et autres mésothermophiles), rencontrait des conditions climatiques beaucoup plus rigoureuses et froides.

III.2.4.b. *Étude isotopique ($\delta^{13}\text{C}$)*

Postulat pour l'interprétation des données isotopiques

L'interprétation de l'évolution du signal isotopique se fonde sur les études actuelles des corrélations climatiques et environnementales avec le $\delta^{13}\text{C}$ du bois (Chapitre 1 – I). On considère toutefois que les faibles teneurs en carbone atmosphérique (<243 ppmv) ont pu, dans le même temps, amplifier la sensibilité du signal isotopique face aux changements climatiques (principalement facteurs liés à la disponibilité en eaux). Ainsi, les tendances négatives du $\delta^{13}\text{C}$ sont interprétées principalement par un climat humide et/ou un milieu favorable à la croissance de la plante (ex : développement du sol), puis secondairement par un climat froid et inversement pour une tendance positive (sec et/ou environnement défavorable à la croissance, et possiblement chaud) (Figure C3.III.2-4b).

L'une des difficultés majeures de l'utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ est de déterminer si ce dernier est représentatif d'un enregistrement climatique et/ou environnemental, ou relève d'une variabilité intrinsèque (intra-individu, inter-individus, variations saisonnières/annuelles). Or, ici, si la faible variabilité isotopique par « prélèvement » soulève l'hypothèse d'un signal moyen représentatif du climat, l'importante variabilité du signal au sein d'une même unité stratigraphique (ou profondeur) questionne la représentativité générale de ce dernier.

La problématique, sous-jacente à cette observation, est alors de savoir si les charbons issus d'un « prélèvement » sont représentatifs de l'ensemble des charbons qui composent le niveau dont ils sont originaires. En d'autres termes, est-ce que la variabilité isotopique d'un « prélèvement » rend compte de l'ensemble de la variabilité du niveau d'origine (variabilité exhaustive des $\delta^{13}\text{C}$ de tous les charbons issus de la même période d'occupation) ? Or, ici l'échantillonnage de toute petite quantité de sédiment conduit à un risque de prendre des charbons issus majoritairement de

la fragmentation d'un seul charbon plus gros (même origine des fragments). Dans cette logique, les valeurs isotopiques alors obtenues se concentrent autour de la valeur moyenne du charbon d'origine (non fragmenté). La variabilité isotopique d'un « prélèvement » est représentative de la variabilité Haute fréquence (différent cerne du charbon) et de la variabilité intraindividu, mais ne prend pas en compte la variabilité inter-individus. Ainsi, si le signal isotopique moyen d'un « prélèvement » est alors représentatif d'un signal basse fréquence enregistré par l'arbre source, ce $\delta^{13}\text{C}$ moyen peut s'écarter de l'enregistrement moyen de la population de pins pour la même époque. Plus encore, dans cette logique, le signal isotopique moyen d'un « prélèvement » représente le signal climatique d'une période relativement courte (nombres de cernes représentés par le fragment de charbons de départ), or un niveau d'occupation archéologique peut renfermer des charbons issus de bois dont l'âge de formation peut être séparé au maximum par l'âge du plus vieil arbre collecté.

Malgré tout, les « prélèvements » peuvent contenir des charbons issus de différents individus (et/ou année de formation du bois différente, de la même période d'occupation) et la faible variabilité isotopique observée serait alors significative du niveau étudié. Plus encore, la forte variabilité isotopique entre certains « prélèvements » de la même couche (ou profondeur) peut être la réponse d'un enregistrement de période climatique ou environnementale bien distincte. En considérant les questions mentionnées ci-dessus, les résultats isotopiques obtenus présentent des évolutions importantes dont l'interprétation climatique apparaît pertinente. En effet, les études montrent que la variabilité du signal inter-individus est en moyenne autour de 1 à 1,5‰ (écart-type à la moyenne $<0,5\text{‰}$) (Chapitre 1 - I, Chapitre 2 - III). Ainsi, dans l'hypothèse d'un signal moyen représentatif de l'enregistrement climatique/environnemental d'un individu (faible variabilité avec plusieurs charbons dans le « prélèvement »), un écart de $\delta^{13}\text{C}$ de + de 0,5‰ peut être considéré comme représentatif d'un changement climatique/environnemental

Interprétation de la variabilité et l'évolution du signal isotopique

Suivant ces précédents arguments, l'évolution du signal isotopique des charbons de l'US 3 grise apparaît, au moins en partie, comme le reflet d'une évolution climatique. En particulier, le signal $\delta^{13}\text{C}$ autour de -63cm peut être considéré comme l'enregistrement d'une période certainement aride (associée ou non avec un pic d'augmentation des températures). En effet, malgré la présence d'un seul « prélèvement » (risque d'un seul individu sélectionné), la faible variabilité du $\delta^{13}\text{C}$, l'écart moyen entre le signal isotopique du « prélèvement » et celui du reste de la séquence (+0,5‰ ; plus important que la variabilité dans une population) et l'isolement du niveau dans la stratigraphie, tendent à appuyer l'hypothèse d'une réponse climatique ou environnementale du signal. Cependant, l'hypothèse d'une sélection d'un individu dans un environnement sec (ex : plateau) malgré un environnement largement forestier (climat peu aride) ne peut pas être entièrement écartée. Suivant les mêmes arguments, l'enregistrement isotopique autour de -60cm peut être considéré comme une diminution de l'aridité, appuyé cette fois-ci par l'enregistrement de 4 « prélèvements » différents. De même, la diminution du signal isotopique moyen pour la phase suivante (vers -56,5cm) serait le résultat d'une continuité dans l'augmentation de l'humidité (baisse de l'aridité). Toutefois, on observe pour ce niveau une augmentation de la variabilité (dans

les « prélèvements » comme entre les « prélèvements »). S'il est possible que cette augmentation soit le résultat d'évolutions climatiques, il est également possible que cette variabilité corresponde à la différence d'enregistrement de plusieurs individus (arbres) d'origine environnementale différente. La possibilité d'une diversification de la collecte, avec des individus provenant des plateaux calcaires (plus secs) ou de la Combe d'Arc (plus humide) peut alors être avancée. Cette hypothèse est appuyée par l'évolution générale du signal isotopique dans la séquence, qui tend à montrer que la période serait plus humide que les précédentes et pourrait donc être associée à une extension forestière (favorable à une diversification des zones d'approvisionnement). Par ailleurs, une augmentation de la variabilité au sein d'un « prélèvement » pourrait également refléter une augmentation de la variabilité haute-fréquence (signal entre cernes). L'augmentation de l'humidité (facteur limitant moins important) pourrait avoir favorisé une sensibilité des pins à d'autres facteurs climatiques (ex : température). Enfin, le signal isotopique retrouvé dans le reste de l'US 3 gris indique une évolution environnementale qui pourrait correspondre à une légère aridification du milieu ou un léger réchauffement de celui-ci (aucun indice anthracologique). L'hypothèse d'une récolte désormais focalisée sur les plateaux peut également être proposée. Malgré tout, on observe pour ces niveaux une variabilité maximum qui reste relativement importante et qui peut être le reflet des différents facteurs mentionnés précédemment (variabilité inter-individus de zones de collecte différentes ou non, plusieurs phases environnementales enregistrées, variabilité haute fréquence) ou de la contamination du signal par des charbons provenant d'unité supérieure.

Au contraire de la phase grise, l'accentuation de la variabilité dans les niveaux attribués aux US supérieurs (US 2) souligne la diversité de l'origine des charbons, qu'elle soit diachronique ou géographique. La distinction d'un enregistrement climatique est dès lors plus difficile. Plus encore, on rappelle que les sommets de la séquence sont caractérisés en grande partie par un dépôt de clastes issus de la détente mécanique de la voûte. Or, ce type de dépôts favorise la présence de vides interclastes et un risque de déplacement et de migration des charbons au sein de la matrice caillouteuse. En d'autres termes, les profondeurs et les contemporanéités entre les charbons des US supérieurs restent incertaines. Cependant, à l'exception d'un « prélèvement » de l'US 2 rouge (n°172 ; haut $\delta^{13}\text{C}$) et des charbons de deux « prélèvements » de l'US 2b rouge/grise (n°189, n°197 ; bas $\delta^{13}\text{C}$ et/ou profondeur importante), la dispersion des charbons des US supérieurs semble indiquer un signal moyen comparable à ceux de l'US 3 gris entre -56,5 et -50cm. L'hypothèse d'un climat froid et peu aride, légèrement humide peut donc être avancée. Malgré tout, la forte variabilité des charbons souligne le risque de non-contemporanéité des charbons (plusieurs phases), d'une variabilité entre individus marquée par des zones de collecte différentes (plateau ou combe), de sensibilité haute fréquence et de déplacements internes entre les US. Ces hypothèses interprétatives de la variabilité du signal sont, comme mentionnées précédemment, soulignées par les valeurs des « prélèvements » n°172, 189 et 197. En effet, le signal isotopique du « prélèvement » n°172 (faible variabilité, très haut $\delta^{13}\text{C}$) souligne l'hypothèse d'un enregistrement climatique ou environnemental extrême (milieu de collecte très austère, épisode climatique très sec ou chaud), sans que la contemporanéité avec les autres « prélèvements » ne puisse être affirmée. À l'inverse, les « prélèvements » n°189 et 197 (faible variabilité, très bas $\delta^{13}\text{C}$) soulignent l'hypothèse d'un enregistrement climatique ou environnemental extrême de type froid et humide (ou milieu

très favorable à la croissance du Pin). Cependant, l'attribution stratigraphique des « prélèvements » (US2b rouge/gris), leur position stratigraphique (au niveau de US3 gris) et l'évènement extrême interprété questionnent la chronologie de ceux-ci. La présence d'un charbon de l'US 3 grise, à la même profondeur, montre un signal isotopique similaire. Plus encore, les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ obtenues pour ces deux « prélèvements » (189 et 197) sont similaires aux valeurs les plus basses du niveau vers -56,5cm. Ainsi, dans le cadre d'une vérification de la contemporanéité avec l'US3 grise, les faibles valeurs des « prélèvements » n°189 et n°197 suggèrent l'hypothèse de deux milieux d'exploitation du pin (plateau sec, combe plus humide) initiée vers -56,5 cm et qui aurait continué par la suite. Sans chronologie plus poussée, aucune affirmation des valeurs extrêmes des n°172, 189 et 197 ne peut être faite.

Évolution du signal isotopique en fonction de la fréquence des charbons par prélèvements

Dans l'ensemble, on observe que le signal isotopique semble indépendant du nombre de charbons total (charbons analysés et non) contenus dans le prélèvement (figure C3.III.2-4). On relève que l'échantillon n°211, qui présente le « prélèvement » avec le plus de fragments (principalement de 500 μm), obtient les valeurs isotopiques les plus hautes de l'US 3 grise. Au contraire, le « prélèvement » n°172 ne se démarque pas par son nombre de fragments, alors qu'il représente les valeurs isotopiques les plus hautes de la séquence. À l'inverse, les échantillons n°190 et 200, caractérisés également par une concentration importante de fragments de charbons, ne présentent pas des valeurs isotopiques particulièrement fortes, voire même plutôt faibles (certains $\delta^{13}\text{C}$ de charbons vers -24,5‰). Ainsi, malgré des questionnements soulevés par les prélèvements n°211 et 172, l'évolution du signal de fréquence de charbons dans la séquence ne semble pas corrélée au signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$. L'évolution des concentrations de fragments observés entre les « prélèvements » relève donc vraisemblablement de cause indépendante des conditions climatiques ou environnementales dans lesquelles le bois a été formée.

Synthèse

Les valeurs isotopiques de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc montrent une évolution des conditions climatiques et environnementales le long de la séquence avec plusieurs phases identifiables entre climats froid/aride à froid/plutôt humide, indépendamment de la fréquence des charbons. Cela étant, le type d'échantillonnage (un charbon pour un « prélèvement »), la relative forte variabilité entre les charbons des différents « prélèvements », les incertitudes dans les positions stratigraphiques et le manque de certitude dans la chronologie de ces derniers (déplacement et/ou migration au sein du dépôt clastique) rendent délicates les interprétations. Ainsi, si certaines évolutions des rapports isotopiques peuvent correspondre à des événements climatiques importants ou à une diversification de la collecte du pin (plateau ou combe), voire une augmentation de la sensibilité haute fréquence des pins, seule une augmentation des « prélèvements » et un affinement dans la chronologie pourront nous permettre de vérifier ces hypothèses. Il apparaît peu probable, malgré tout, que l'évolution du signal isotopique soit entièrement le résultat de la variabilité climatique (ou adaptation physiologique) mais également le résultat d'une diversification de la collecte (plateau, combe).

III.2.5. Discussion

III.2.5.a. *Variabilité du signal isotopique*

L'une des principales questions, adossées à l'étude du signal isotopique de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc, concerne la représentativité du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ moyen :

- (i) dans un contexte où les limites entre les niveaux d'occupations (et les unités stratigraphiques) sont difficilement définies et potentiellement marquées par le remaniement post-dépositionnels du matériel (principalement US2 a et b ; sédiment plus et vides interclastes) ;
- (ii) dans le cadre d'une méthode de « prélèvements » concentrés sur des petits volumes de sédiments (vers 1 cm^3), qui ne rendent pas compte de l'ensemble du sédiment de chaque couche.

Représentativité du signal isotopique intra- « prélèvement »

Comme mentionnée dans l'interprétation, l'utilisation de « prélèvements » de très petites tailles augmente le risque de n'avoir que des fragments issus d'un même charbon ou individu. La variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ correspond alors à la variabilité haute fréquence (entre cerne) et intra-individu (même cerne) uniquement. Pour un ordre de grandeur, la variabilité intra-individus reste inférieure à 1-1,5‰ (Leavitt, 2010; Leavitt and Long, 1984, 1986; Mazany et al., 1980; Ramesh et al., 1985; Tans and Mook, 1980), quand la variabilité haute fréquence peut atteindre des écarts de 3‰ (voire 4‰) pour des changements climatiques extrêmes et/ou des individus très sensibles aux variations climatiques (ex : situés dans des zones où l'évolution des facteurs limitants est importante) (Esper et al., 2010; Gagen et al., 2007; Young et al., 2010). Malgré tout, la moyenne des charbons issus d'un même individu permet d'obtenir un $\delta^{13}\text{C}$ moyen qui reflète le signal environnemental/climatique basse fréquence enregistré pendant la période de formation du bois source. Ce point est observé dans les études avec des regroupements de cerne (Esper et al., 2015; Leavitt and Long, 1988; Saurer et al., 1995a; Woodley et al., 2012) ou dans notre référentiel (voir chapitre 2 - III.2), où le signal de haute fréquence est fortement atténué. Or, dans cette étude, on observe qu'une majorité des « prélèvements » présente une variabilité isotopique faible et que la forte variabilité des échantillons restants peut également être expliquée par d'autres hypothèses (charbons de plusieurs individus, contamination). Cette observation appuie l'hypothèse d'un signal isotopique représentatif des conditions climatiques relativement stables (faible variabilité haute fréquence).

Toutefois, cette faible variabilité peut également exprimer soit une période avec peu de variabilité climatique, soit une plante peu sensible aux impacts de ces derniers. La sensibilité de la réponse physiologique pendant ces périodes est dès lors questionnée. Les conditions atmosphériques (faibles concentrations en CO_2) et le climat (bien plus froid que l'actuel) ont certainement conduit à une adaptation de la plante (nombre de stomates, épaisseur aiguille, etc.) qui a occasionné des changements dans la sensibilité de la plante (exemple visible actuellement avec l'augmentation d'altitude) (Körner, 1988; Körner et al., 1991). En particulier, les travaux sur les changements atmosphériques appuient ces hypothèses et proposent une sensibilité accrue des

plantes aux changements hydriques pendant le dernier glaciaire (Esper et al., 2018; Saurer et al., 2004; Van de Water et al., 1994; Voelker et al., 2016). L'augmentation de la variabilité dans certains « prélèvements » pourrait alors correspondre à une fluctuation peu importante de l'humidité (forte sensibilité) ou de la température (période humide, température comme facteur limitant).

Malgré tout, la faible variabilité isotopique, observée dans les « prélèvements », appuie l'idée d'un signal $\delta^{13}\text{C}$ représentatif d'un changement climatique basse fréquence (à l'échelle d'un individu). À partir de l'étude d'une centaine de pins de la même population et de statistiques *bootstrap*, il a été proposé une marge du $\delta^{13}\text{C}$ à 95% de la moyenne de 0,68‰ pour un écart type de 0,18‰ par période considérée si on veut étudier l'évolution du signal climatique basse fréquence (Loader et al., 2013). Or, une part importante des données isotopiques par « prélèvements » tombe dans ces valeurs. Plus encore, les relatifs forts écarts types observés, malgré un faible écart maximum, renvoient plutôt à un manque de fragments de charbons (N) qu'à une réelle disparité des valeurs. Ainsi, si on avait un seul individu représenté dans toute la séquence, on pourrait considérer les évolutions des $\delta^{13}\text{C}$ moyens entre chaque « prélèvement » comme représentatives. En d'autres termes, l'écart entre les $\delta^{13}\text{C}$ moyens de chaque « prélèvement » renverrait principalement à une variabilité inter-individus et aux changements climatiques ou environnementaux (variabilités haute-fréquence et intra-individu en majeure partie éliminées).

Représentativité du signal isotopique inter- « prélèvement »

Suivant la logique ci-dessus, lorsque l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre « prélèvements » ne peut pas être expliquée par la seule différence inter-individus ; celle-ci devrait être considérée comme l'indice d'un changement climatique ou environnemental (ou zone de collecte différente). Or, on sait que la variabilité maximale inter-individus observée dans les études actuelles du bois est en moyenne autour 1,5 et 2‰ pour un écart type inférieur à 0,6‰ (Francey, 1981; Leavitt, 2010; Leavitt and Long, 1984, 1986; Loader et al., 2013; Mazany et al., 1980; McCarroll and Pawellek, 1998). De plus, dans l'étude sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen sur plusieurs siècles, il est proposé un nombre minimum d'individus entre 15 et 30 si on veut faire ressortir significativement le signal basse fréquence (Esper et al., 2015). Ainsi, s'il apparaît difficile d'affirmer que les écarts entre « prélèvements » soient ici représentatifs d'un changement climatique/environnemental, les écarts supérieurs à 0,5‰ (écart type inter-individus) peuvent être considérés en partie comme tel (ne relève pas uniquement de la variabilité non-climatique). Cette dernière hypothèse est d'autant plus probable que le nombre de « prélèvements » avec des $\delta^{13}\text{C}$ moyens similaires et issus du même niveau stratigraphique, est grand. Ces évolutions du $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre « prélèvements » peuvent alors représenter soit une évolution climatique ou environnementale au cours du temps, soit plusieurs origines environnementales des charbons (différentes zones de collecte).

Suivant les observations et hypothèses faites ci-dessus, plusieurs évolutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales peuvent être proposées. Plus encore, si on considère que les charbons issus des « prélèvements » sont associés à différents individus, ces hypothèses se consolident (enregistrement haute fréquence, variabilité intra-individu et inter-individus dans un fragment, augmentation de la puissance du $\delta^{13}\text{C}$ moyen comme proxy des variations climatiques/environnementales basse fréquence). Cependant, dans le même temps, le risque de mélange

dans la stratigraphie et les risques de mauvaise attribution chronologique (contemporanéité des « prélèvements ») augmentent le risque de mauvaise lecture du signal isotopique.

Synthèse

En somme, malgré le risque associé au type de « prélèvements », le faible nombre de ces derniers et les incertitudes stratigraphiques, les évolutions marquées du signal isotopique moyen (différences entre phases isotopiques proposées $> 0,5\text{‰}$; supérieures à la faible variabilité intra-« prélèvements ») appuient l'hypothèse d'un signal représentatif de changements climatiques et/ou environnementaux le long de la séquence ; tandis que l'évolution de la variabilité du même signal soulève l'hypothèse d'une probable diversification de la collecte (ex : plateau ou combe).

Ces interprétations s'appuient en particulier sur l'hypothèse qu'un « prélèvement » est constitué par seulement un à quelques charbons (fractionnés par la suite). La faible variabilité des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ intra-« prélèvement » permet alors de justifier de la représentativité de valeur moyenne $\delta^{13}\text{C}$ du prélèvement et les évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen inter-prélèvement peuvent alors être utilisées comme marqueur climatique (même avec peu de charbons).

Dans ce contexte, l'analyse d'un seul gros charbon broyé (plusieurs cernes) permettrait déjà d'obtenir un signal $\delta^{13}\text{C}$ avec une certaine puissance statistique (enregistrement haute fréquence moyennée, baisse variabilité). Cette hypothèse s'appuie également sur l'étude de Borella et ses collaborateurs, qui attestent de l'invariabilité du signal climatique qu'il soit obtenu à partir de plusieurs analyses moyennées ou d'une seule analyse $\delta^{13}\text{C}$ provenant d'un mélange broyé des mêmes échantillons (sans regard à leur masse) (Borella et al., 1998). Ces résultats convergent avec ceux de notre référentiel, avec une diminution de la corrélation entre le signal isotopique et les variations climatiques haute fréquence quand le nombre de cernes analysés augmente (obtention d'un signal moyen de basse fréquence) (Chapitre 2).

III.2.5.b. Apport paléoenvironnemental du signal isotopique et chronostratigraphie

Peu de données sur le contexte paléoenvironnemental des occupations préhistoriques de la grotte de Chauvet-Pont d'arc ont été obtenues jusqu'à aujourd'hui (géomorphologie, paléontologie, anthracologie) (Bocherens et al., 2006; Delannoy et al., 2004; Delannoy et al., 2010; Théry-Parisot and Thiébaud, 2005; Théry-Parisot et al., 2018). L'étude taxinomique et isotopique des charbons du sondage GE1 avait donc comme principal objectif d'apporter de nouvelles données, complémentaires de la première étude taxinomique des charbons répartis dans la grotte (Théry-Parisot and Thiébaud, 2005; Théry-Parisot et al., 2018) et, dans le même temps, de voir si une évolution climatique et environnementale pouvaient être observées.

Ici, l'étude anthracologique ne permet pas d'observer d'évolution environnementale ou climatique le long de la séquence, mais uniquement de préciser le cadre général de la séquence, avec une dominance *Pinus type sylvestris/nigra* et un climat plus froid que l'actuel.

Au contraire, l'étude isotopique des charbons de bois semble traduire l'existence de plusieurs phases climatiques. Ainsi, malgré des incertitudes quant à la chronologie des prélèvements, le signal climatique de l'US 3 grise montre une période froide et aride à la base de la séquence, suivie par une augmentation graduelle de l'humidité puis un possible retour vers une phase peu

aride (moins aride que la base de la séquence). Il est également proposé que cette augmentation de l'humidité soit associée à un couvert forestier plus étendu jusque sur les plateaux (plusieurs zones de collecte possible). L'US2 rouge, quant à elle, serait associée à un climat froid et une légère baisse de l'humidité, avec un couvert forestier certainement plus étendu (plusieurs zones de collecte possibles). Toutefois, il est probable que cette phase soit constituée de prélèvements issus de plusieurs phases d'occupations avec des climats et environnements bien différents. Un « prélèvement » en particulier questionne sur la présence d'un épisode extrême (chaud ou sec) dans le sommet de la séquence, l'autre possibilité étant l'enregistrement par un individu d'un environnement de collecte très défavorable (sec, très peu de sols, forte pente).

Dans le cadre chronostratigraphique (voir III.2.1.b), l'évolution isotopique du signal isotopique de l'US 3 grise concorderait avec l'hypothèse de plusieurs phases successive de l'Aurignacien autour de 35 ka cal BP (datation radiocarbone dans GE1a) et contemporaine d'une phase d'ouverture maximum de la pélo-entrée (post-effondrements) (Debard et al., 2016; Delannoy et al., 2010; Quiles et al., 2016; Sadier, 2013). Au vu des résultats isotopiques et des profondeurs stratigraphiques, l'US 2b et probablement l'US 2a (base) serait également associée à cette phase. Cette hypothèse permettrait également d'expliquer la date autour de 35 ka cal BP obtenue sur un charbon attribué l'US 2a (base dans les mêmes profondeurs (Figure C3.III.2-4) (Quiles et al., 2016). Enfin, les charbons du reste l'US 2a rouge, contemporaine de la détente mécanique de la voûte (post 1^{er} effondrement à 29,4 ka cal BP), tendait à proposer la présence de charbons issus d'occupation gravettienne dans le sommet de la séquence, ou le remaniement des niveaux aurignaciens sous-jacents (principalement lors de la tombée de clastes de la voûte). Or le signal isotopique, de l'US 2a rouge semble indiquer un climat plus humide que le reste de la séquence, avec la possibilité d'enregistrement d'évènement climatique extrême (plusieurs phases climatiques ?). Ainsi, si l'hypothèse que ces charbons soient associés à des fréquentations plus récentes de la phase aurignacienne ne peut pas être réfutée ; les arguments stratigraphiques et l'évolution du signal isotopique consolident l'hypothèse que les charbons de l'US 2a sont bien contemporains de fréquentations gravettiennes, postérieures au premier effondrement (donc entre 29,4 et 28 ka cal BP) (Debard et al., 2016; Delannoy et al., 2010; Sadier, 2013; Sadier et al., 2012)

Or, l'étude isotopique des vestiges des ours des cavernes (*Ursus spelaeus*) de Chauvet-Pont d'Arc avait permis de proposer deux phases climatiques : (i) une phase très rigoureuse associée aux ours du fond de la grotte (datée à 37,4 ka BP ; vers 40 ka cal BP) et (ii) une phase plus clémente contemporaine des ours à l'avant de la caverne (datée entre 30-28 ka BP ; vers 30,5-32 ka cal BP) (Bocherens et al., 2006). Les auteurs précisent toutefois que le signal isotopique des ours de 30 ka BP indique un environnement qui reste relativement ouvert correspondant bien avec les observations archéologiques et palynologiques de la région. Dans cette logique, la phase rigoureuse de la première phase d'occupation ursine précéderait la phase de fréquentations aurignaciennes de l'US 3, marquée en particulier par des hautes valeurs isotopiques à sa base (climat sec). Quant à la deuxième phase d'occupation ursine, plus clémente, elle précéderait la phase de fréquentations gravettiennes, marquée par un signal isotopique moyen plus faible (plus humide).

Enfin, les comparaisons avec les données paléoenvironnementales régionales sont, quant à elles, reprises dans la discussion de synthèse sur les Gorges de l'Ardèche (Chapitre 3 – III.5).

III.2.5.c. La sélection du combustible à la grotte de Chauvet-Pont d'Arc

Pour rappel, l'omniprésence du *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo/cembra*) lors des premières études anthracologiques de Chauvet-Pont d'Arc avait conduit les auteurs à proposer une sélection spécifique de l'essence par les occupants préhistoriques (Théry-Parisot and Thiébault, 2005; Théry-Parisot et al., 2018). Cette hypothèse s'appuyait sur l'absence d'essences secondaires ou rares dans l'assemblage anthracologique (*Betula* sp., *Juniperus* sp. *Hyppophae rhamnoides*), pourtant présentes dans les diagrammes polliniques (ex : Bouchet) (Reille and Beaulieu, 1988, 1990) et dans les autres sites de la région (Bazile-Robert, 1979, 1981a, 1983a; Reille and Beaulieu, 1990).

Les données anthracologiques du sondage GE1 (contextes sédimentaires différents des charbons des précédentes études, avec des charbons sur la paroi ou de surface) viennent consolider l'hypothèse de la sélection du *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo* et *uncinata*) qui est la seule essence retrouvée dans le sondage. Plus encore, les évolutions du signal isotopique tendent à montrer que des changements climatiques et environnementaux sont survenus entre les différentes occupations du site. Or, ces fluctuations ont probablement été accompagnées par des évolutions du couvert forestier, aussi bien d'un point de vue géographique (étendue forestière) que dans sa composition (évolution des essences secondaires ou rares).

Pinus type *sylvestris/nigra* est une essence héliophile qui présente un fort élagage naturel, favorisant son ramassage en tant que bois mort. Plus encore, le pin est une essence résineuse qui permet pendant sa combustion d'obtenir un éclairage important, favorable à l'occupation en grotte. Enfin, le pin, après combustion incomplète, permet d'obtenir de gros charbons qui ont pu représenter un atout majeur pour leur utilisation dans l'art pariétal de Chauvet-Pont d'Arc (Théry-Parisot and Thiébault, 2005; Théry-Parisot et al., 2018). On précise que l'hypothèse d'une sélection principalement symbolique de l'essence peut être également intervenue (*Ibid*).

Par ailleurs, si la probable prédominance de l'essence dans l'environnement proche, et son fort élagage naturel, souligne la bonne disponibilité et facilite sa collecte, l'importante demande de celle-ci (sélection de l'essence) peut avoir conduit à une extension de sa zone de collecte (Smart and Hoffman, 1988). Plus encore, dans l'hypothèse d'une collecte du *Pinus* type *sylvestris/nigra* concentrée sur le bois mort issu de son élagage naturel, la surface de collecte augmente plus rapidement dans le cas d'une nécromasse insuffisante à proximité (Théry-Parisot and Meignen, 2000). Or, les résultats isotopiques obtenus sur le site tendent à montrer une augmentation de la zone de collecte pendant les périodes moins rigoureuses (extension forestière plus importante), avec une collecte du Pins qui se serait réalisée à la fois dans la combe et sur les plateaux.

En somme, les précédentes données anthracologiques (Théry-Parisot and Thiébault, 2005; Théry-Parisot et al., 2018) soulèvent l'hypothèse d'une sélection de *Pinus* type *sylvestris/nigra* dans un contexte climatique de plus en plus humide (favorable à l'expansion forestière). Plus encore, cette amélioration climatique et expansion forestière semble être associée à une diversification des zones de collecte (certainement associée à l'élargissement de l'air d'approvisionnement).

III.2.6. Synthèse

L'étude a été réalisée sur un sondage archéologique avec des « prélèvements » de petits volumes, avec des analyses individuelles des fragments de charbons. L'utilisation de cette approche sur les charbons de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc a ainsi pu montrer :

- Une relative faible variabilité du signal isotopique par « prélèvement » par rapport aux évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen le long de la séquence. Cette observation permet de proposer l'hypothèse d'un échantillonnage d'un (ou peu) charbon par « prélèvement » (valeurs isotopiques représentatives de la variabilité haute fréquence et intra-individu) et argumente sur la puissance d'enregistrement du signal climatique par le signal $\delta^{13}\text{C}$ dès un charbon étudié (signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen pour une période d'un individu, mais variabilité inter-individus non pris en compte).
- Que l'utilisation du signal isotopique des charbons permet de renseigner sur l'évolution climatique et environnementale autour du site, avec ici un environnement relativement froid à frais et des évolutions de l'humidité réparties sur le MIS3 final.
- La présence de plusieurs zones de collecte (combe, plateau) pendant les phases où le couvert forestier était le mieux développé.
- Une validation du système de collecte du combustible autour d'un approvisionnement sélectif du *Pinus type sylvestris/nigra*, avec récurrence de celle-ci de l'Aurignacien au Gravettien (malgré des changements culturels et environnementaux).

En conclusion, l'utilisation du signal isotopique des charbons de la Grotte de Chauvet-Pont d'Arc apporte des données climatiques et environnementales inédites à travers des fréquentations successives de la grotte. Cette étude soulève également des questions quant à la bonne représentativité climatique du signal isotopique de seulement un ou quelques charbons, dès lors que ces derniers soient assez imposants pour renfermer plusieurs cernes (enregistrement du signal climatique haute fréquence, moyenne représentative du signal climatique basse fréquence). Enfin, l'étude appuie sur le potentiel du signal isotopique (variabilité) comme marqueur de l'élargissement des zones d'approvisionnement en bois, avec plusieurs environnements collectés (plateau, combe).

III.3. Le site archéologique de la Grotte aux Points

III.3.1. Contexte

III.3.1.a. *Contexte géographique et rapide historique des fouilles*

La Grotte aux Points est l'un des nombreux sites ornés des Gorges de l'Ardèche. Elle se situe sur la commune d'Aiguèze (Gard, 30760), dans la partie centrale des gorges (rive droite), à environ 300 m en dessous des plateaux calcaires et à environ 40 m au-dessus de la rivière. La Grotte aux Points se trouve relativement isolée des autres grottes ornées des gorges (à 7 km au nord de la Tête-du-Lion et à 3 km au sud de la Baume d'Oulen située à 180 m de la rivière) (Monney, 2012) (Figure C3.III.1-2). Elle s'ouvre sur un large porche orienté vers le nord qui devait être bien visible et facile d'accès pour les habitants qui empruntaient les gorges. La cavité s'étend sur 110 m de long avec un virage à angle droit vers la moitié du parcours, elle présente ainsi l'aspect de 2 couloirs perpendiculaires (Figure C3.III.3-1). Le diamètre de la grotte est plutôt constant (4 à 8,5 m de largeur et 6,5 m de hauteur de plafond au maximum), à l'exception d'un passage étroit à la moitié du premier couloir (1,10 m de hauteur), qui délimitait la zone de lumière et de pénombre (Monney, 2018b). Cette topographie relativement régulière de la grotte ne permet pas de distinguer de véritables « salles » abstraction faite d'une galerie latérale en « U » au niveau du virage. L'étude topographique de la grotte a révélé une pente douce à l'exception d'un dénivelé (en talus), entre la zone de transition et de fond de la grotte, qui devait favoriser, pendant les périodes les plus anciennes, la mise en place d'un paléo-Lac temporaire (Jaillet and Monney, 2016, 2018).

En raison de son caractère relativement isolé (Ricci and RAGAÏE, 1973), l'intérêt archéologique de la Grotte aux Points n'est soulevé qu'en 1993 suite à la découverte de tracés pariétaux paléolithiques (principalement situés dans la zone du fond de la grotte) (Brunel et al., 2015, 2018; Chauvet et al., 1995; Chauvet et al., 1994; Colomer and Galant, 1993). À l'exception d'un rapide état des lieux (Brunel et al., 2008), il faudra cependant attendre 2011 pour que des investigations archéologiques soient entreprises (J. Monney) (Monney, 2011, 2014, 2017, 2019). Encore en cours, ces fouilles ont été engagées dans le cadre du projet « Datation des Grottes Ornées » qui vise à affiner la chronologie des fréquentations humaines et animales des grottes ornées de la région que ce soit à la Grotte aux points (Monney, 2018b), mais aussi dans plusieurs autres grottes ornées des Gorges de l'Ardèche, en particulier aux Deux-Ouvertures et à la Tête-du-Lion, et de façon plus ponctuelle à Chabot, Oulen (Monney et al., 2014) et à la grotte Huchard. Les investigations menées sont donc pluridisciplinaires et concernent aussi bien les informations au sol (géomorphologie, vestiges archéologiques, paléontologie, etc.) que sur les parois (ornementation, concrétions, topographie de la voûte, etc.) (Monney, 2018b).

Ainsi, outre l'étude de la chronologie des ornements (concrétion et superposition des œuvres), la Grotte aux Points a fait l'objet de plusieurs sondages archéologiques, dans le but d'une compréhension chronologique des remplissages de la grotte (Jaillet and Monney, 2018; Monney, 2017, 2018a, 2019; Monney et al., 2019; Monney and Jaillet, 2019). Malheureusement, l'exploitation historique des sédiments de la grotte a fortement réduit les zones présentant des dépôts paléolithiques en place (Ventajol, 2018). Malgré tout, plusieurs de ces sondages ont été

étendus en plusieurs zones de fouille (principalement avant le rétrécissement de la cavité) (Monney, 2011, 2014, 2017, 2018b). Dans ce cadre, un protocole standard de fouille a été appliqué sur l'ensemble de la zone d'étude avec, (i) un système de carroyage métrique unifié (géolocalisé), (ii) des fouilles par décapage, (iii) un enregistrement des coordonnées dans l'espace des vestiges archéologiques, et enfin, (iv) un tamisage à petite maille (2mm) pour l'ensemble du sédiment, essentiel pour une bonne étude de la microfaune ou anthracologique.

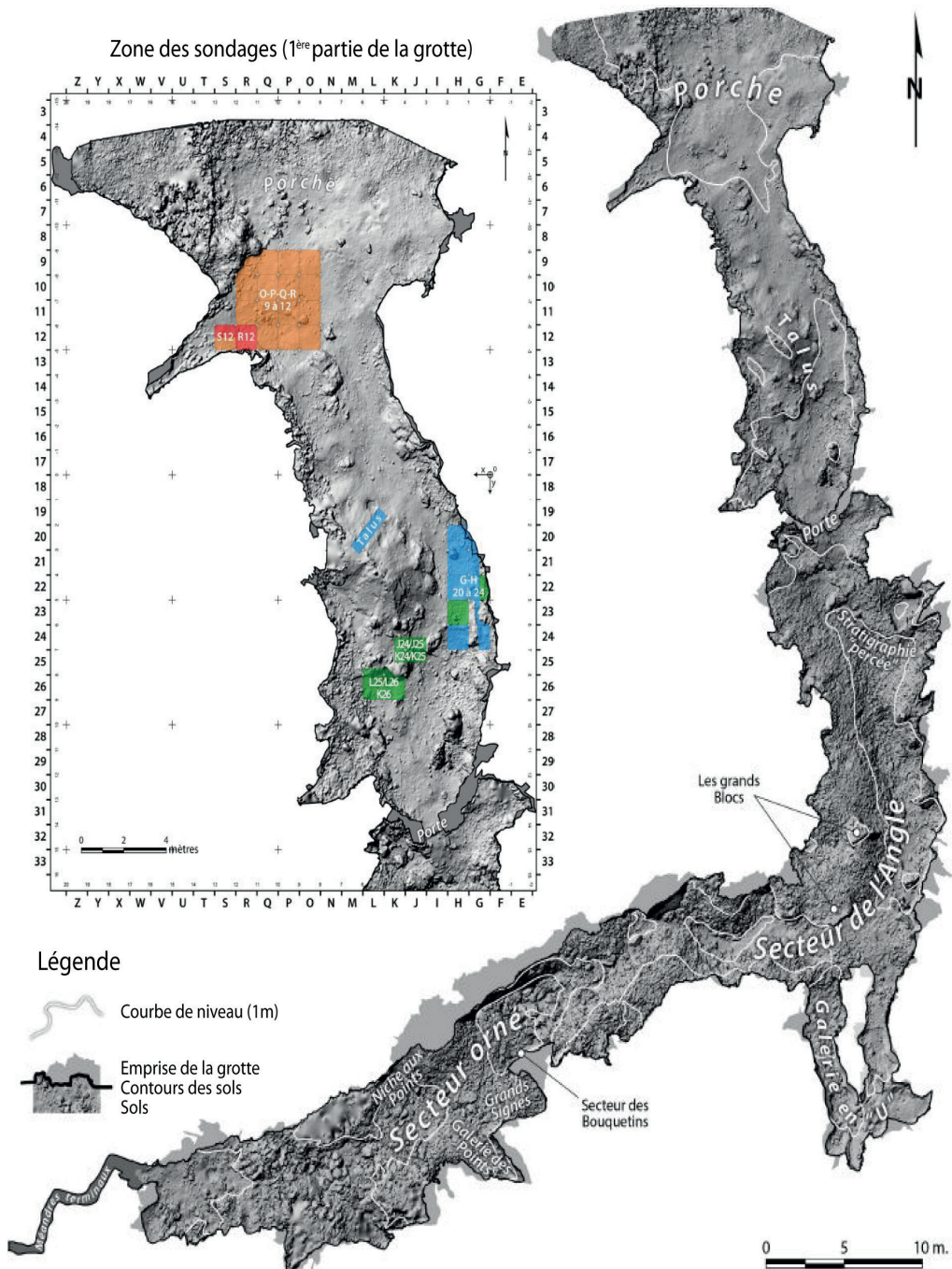


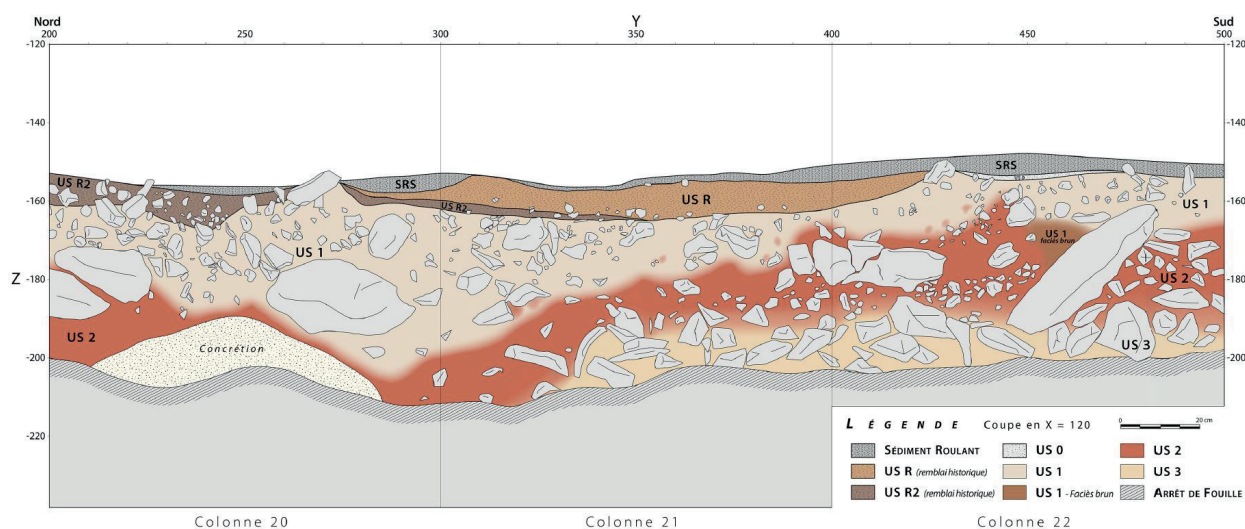
Figure C3.III.3-1) Fond topographique de la Grotte aux Points et le plan de localisation des différents sondages par années de fouilles (rouge, 2017 ; orange, 2016 ; vert, 2015 ; bleu 2011 à 2014) (DAO de J. Monney, d'après Scan 3D : S. Jaillet).

III.3.1.b. Contexte sédimentaire et chronoculturel de l'étude

Au total, cinq zones principales ont été fouillées (GH 20/24 ; JKL 24/26 ; Talus ; OR 9/12 ; RS 12) (Figure C3.III.3-1) ; toutefois les stratigraphies des sondages et les vestiges archéologiques ont montré la complexité de ces dernières et/ou une fin de remplissage relativement récente (Holocène indéterminé, Antiquité, Moyen Âge, pré-16^{ème}) (Monney, 2014, 2017). Dans cette partie, nous nous focaliserons donc uniquement sur les zones GH 24/20 et RS 12 pour l'étude anthracologique et plus particulièrement sur le carré G22 et S12 pour l'étude isotopique ($\delta^{13}C$) des charbons. Ces deux dernières présentent les stratigraphies Paléolithique supérieur les mieux conservées de leur secteur (*Ibid*). On précise que ces deux secteurs d'études sont séparés par une zone remaniée (Talus, zone d'exploitation historique) qui empêche toute connexion stratigraphique directe entre elles. Les objectifs des études anthracologiques et isotopiques proposées ici sont donc aussi bien chronologiques que spatiales.

Secteur des carrés GH 20/24

À la suite du sondage du carré H23 en 2011, la découverte d'une stratigraphie non impactée par les fréquentations et exploitations historiques de la grotte, mais aussi la présence de vestiges lithiques paléolithiques, ont conduit à une extension de la zone de fouilles sur plus de 6m² (répartie sur 9 carrés) (Monney, 2014). Toutefois, l'approfondissement du sondage (environ 1,5m en H23) a révélé le caractère archéologiquement stérile des dépôts dès l'US 2. La fouille des autres carrés s'est donc limitée aux US sommitales de la séquence (*Ibid*). Lors de ces fouilles, un intérêt particulier a été porté sur la partie Est du Carré G22. La stratigraphie de cette dernière a été scellée et protégée des phénomènes post-dépositionnels par l'effondrement d'un bloc calcaire qui reposait directement sur les niveaux attribués au Paléolithique supérieur (US 1). Comme pour les autres carrés, la fouille s'est arrêtée au niveau de l'US2 qui, en dehors de restes paléontologiques, s'est avérée une nouvelle fois archéologiquement stérile.



La séquence stratigraphique générale du secteur des carrés GH 20/24 est divisée en 6 unités stratigraphiques principales présentant des variations latérales et horizontales des épaisseurs et l'identification de plusieurs faciès (pour une même US) (Figure C3.III.3-2) (Monney, 2014, 2017) :

- L'US R ; cette unité se situe directement sous le sédiment roulant de surface (SRS) de structure pulvérulent et gris (présence de quelques vestiges archéologiques remaniés). Elle correspond à un sédiment de remblais, argileux et peu compact, avec des zones ponctuelles de couleurs et textures différentes. Elle présente plusieurs vestiges archéologiques et fauniques diachroniques (céramique, lithique, faune domestique, etc.) et de nombreux charbons.
- L'US 0 (et BLC) ; cette unité correspond à un niveau de sédiment induré de matrice fine et grise (avec des microcharbons). Elle recouvre soit l'US 1 ou l'US2. On notera également la présence d'une concrétion de cailloutis (US BLC) vers certaines zones de parois, associée à des zones d'égouttements (sur G 22/24). Ces aires de concrétions sont également marquées par la présence de quelques ossements et silex (inter-clastes).
- L'US 1 ; cette unité est composée d'un sédiment argilo-limoneux assez compact qui évolue du gris beige vers le jaune. Elle évolue latéralement sous la forme d'un faciès brun à brun foncé avec une structure qui se détache en granules interprétée comme des lamines de gel (Bruxelles, 2019). La transition avec l'US 2 est progressive (intensification de patch rouge). Dans le Carré G22 qui présente la stratigraphie la mieux conservée, on observe un petit lambeau (discontinu) de sédiment jaune situé entre la transition du sédiment brun (brun 1) à brun foncé (brun 2). Un niveau continu blanc à granules (continue) sépare ensuite le niveau Brun foncé d'un nouveau niveau Brun (brun 3), toujours avec des granules et reposant sur l'US 2 (transition progressive comme pour le reste du secteur). Cette unité renfermait un nombre conséquent de vestiges archéologiques (lithiques, charbons, ossements) attribués au Paléolithique supérieur.
- L'US 2 ; cette unité est composée d'un sédiment argilo-limoneux rouge, avec des inclusions de clastes de calcaire (décimétriques). Elle est stérile archéologiquement, avec uniquement de rares fragments d'os.
- L'US 3 ; cette unité, stérile, est composée d'un sédiment argilo-limoneux beige, avec des inclusions de clastes de calcaires (décimétrique).
- L'US 4 ; cette unité est composée d'un sédiment argilo-limoneux rouge vif, très induré, avec la présence de blocs pluricentimétriques (peu de clastes). Elle renferme uniquement de rares ossements (stérile archéologiquement).

Malgré l'apparente bonne conservation des dépôts du secteur, les variations latérales du sédiment, la présence de zone granulaires (action gel/dégel), ou encore la proximité des niveaux paléolithiques avec les zones remaniées de surface, interrogent sur la bonne conservation d'une partie des dépôts et le risque de déplacement des vestiges archéologiques (en particulier dans les

parties éloignées de la paroi) (Monney, 2018c; Monney and Jaillet, 2019). L'étude des raccords lithiques appuie cette hypothèse, avec certains remontages inter-couches (Boccaccio, 2017, 2018; Monney and Jaillet, 2019). À ceci s'ajoute les évolutions ténues de certains faciès, qui rendent certaines attributions stratigraphiques difficiles. Dans ce secteur, le carré G22 se présente ainsi comme une stratigraphie d'exception avec des niveaux relativement bien conservés, du fait de la présence notamment d'un bloc d'effondrement calcaire ayant scellé la séquence.

Secteur des carrés RS 12

Le secteur RS 12 est le dernier secteur d'excavation des fouilles archéologiques de la Grotte aux Points. Cette séquence, fouillée sur 60 cm de profondeur, montre une hétérogénéité de la stratigraphie aussi bien latéralement qu'en profondeur. Sur sa partie la plus dilatée, la stratigraphie se divise en trois niveaux principaux, avec des variations progressives internes qui permettent de définir plusieurs faciès (Figure C3.III.3-3 & 4) (Bruxelles, 2019; Monney, 2017) :

- L'US P1 (faciès à patch gris) ; ce premier faciès de l'US P1 se trouve directement après le niveau de sédiment roulant de surface gris et pulvérulent (SRS), ou compact sur sa base (SIS). Il est constitué d'un sédiment argilo-limoneux brun avec des patches d'argile gris associé à des indices de perturbations (racines, égouttements).
- L'US P1 (faciès rubéfié) ; ce niveau limono-argileux rougeâtre localisé (en ST12/R12ab) est lié à une rubéfaction des niveaux sous-jacents (feu moderne). Il a apporté plusieurs silex et ossements.
- L'US P1 (faciès blanc) ; ce faciès est caractérisé par un sédiment limono-argileux jaune clair, relativement compact et avec très peu de clastes. Sa mise en place est postérieure à l'ensemble inférieur l'US P1. On note la présence de rares silex et ossements.
- L'US P1 (faciès jaune) ; ce faciès correspond à un niveau limono-argileux jaunâtre avec un grand nombre de clastes anguleux (action gel/dégel sur les parois). Ce niveau est également associé à une augmentation des vestiges lithiques et des ossements.
- L'US P1 (faciès gris) ; ce petit niveau, localisé sur S12ab, est similaire à son prédécesseur à l'exception d'une teinte plus jaune-grisâtre (limono-argileux, clastes anguleux). Ce niveau présente également des silex et ossements.
- L'US P1 (faciès transition jaune-brun) ; ce faciès correspond à un niveau de transition entre les faciès jaunes et bruns de l'US P1 avec un sédiment de plus en plus compact (sédiment jaune plus poudreux). On note également la présence de gravillons au début du faciès. Les silex et ossements y sont toujours présents, en particulier vers le niveau à gravillons.
- L'US P1 (faciès brun) ; ce faciès est caractérisé par un sédiment plus argileux, brun jaune et avec la présence de quelques clastes (décimétriques ou centimétriques) qui diminuent progressivement. La présence de matériel archéologique se concentre sur sa base

- L'US P2 ; cette unité est caractérisée par un sédiment argileux brun-rougeâtre avec des inclusions diffuses de gastéropodes terrestres. Elle présente de fortes variations d'épaisseurs (quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres). On note, par ailleurs, la présence de silex et charbon à sa surface, certainement en lien avec le niveau archéologique à la base de P1 (faciès brun).
- L'US P3 ; cette unité, stérile archéologiquement, appartient à la même phase sédimentaire que P2 et est divisée en deux faciès. Le premier faciès est argileux rougeâtre s'éclaircissant progressivement au contact de P2, avec une structure laminée par endroits et des inclusions de calcite altérée, de rares clastes, des ossements sporadiques et de nombreux gastéropodes terrestres. Le deuxième faciès est composé d'un sédiment très sableux et laminé, avec des inclusions de rares clastes (centimétriques), d'ossements sporadiques et de quelques gastéropodes terrestres. Par ailleurs, sur certaines zones, l'US P1 repose directement sur l'US P3 avec une discordance franche qui soulève l'hypothèse de phénomène érosif entre les deux remplissages. La mise en place de l'US P3 (puis P2) est attribuée à une phase où le canyon était moins incisé, permettant des apports par les crues de l'Ardèche. Elle se démarque ainsi de l'US P1 issue de processus endokarstiques.

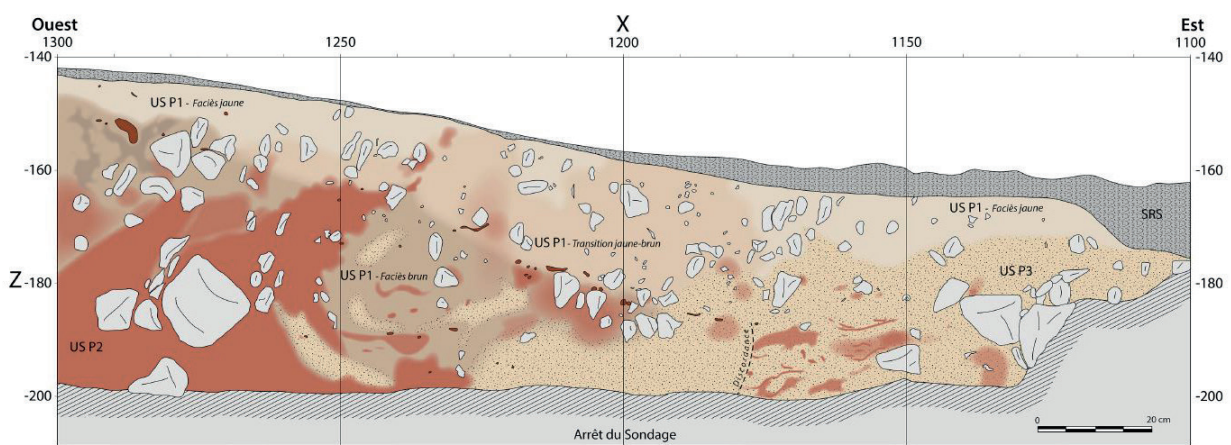


Figure C3.III.3-3 Relevé de coupe Nord (Y = 600 cm) des Carrées S12 (X = [1300,1200] cm) et R12 (X = [1200,1100] cm) (Relevé de coupe et DAO : J. Monney).

Comme précisé précédemment, ce schéma stratigraphique global s'exprime différemment le long de la séquence. Ce point est principalement causé par une réponse non-uniforme des sédiments à d'importants phénomènes post-dépositionnels, liés à l'action du gel/dégel (cryoturbation, cryoexpulsion, solifluxion), au ruissellement (associé à un égouttement dans l'axe de la diacalse) et aux bioturbations (racines) (Bruxelles, 2019; Monney, 2017). Ce point est particulièrement bien illustré par la position verticale de la majorité des clastes et pièces lithiques (cryoexpulsion) ou par la présence d'une importante phase de cryoturbation visible avec l'injection des US P2/P3 dans les US sus-jacentes (presque jusqu'à la subsurface) (Figure C3.III.3-4)

(Bruxelles, 2019). Au contraire, l'intensité de l'expression de ces phénomènes semble s'atténuer en descendant dans la séquence, avec une horizontalisation et régularisation des limites d'US (et faciès), principalement à partir de -180cm (proche de la transition P1-brun et P2) (*Ibid*). Cette relative atténuation des phénomènes post-dépositionnels est également observée latéralement sur les premiers 50cm à partir de la paroi dans le carré S12 (S12ab), la présence concomitante de la proximité de la paroi (soutien mécanique, source de chaleur) et l'éloignement de la zone de ruissellement ayant sans doute limité l'ampleur des déformations (*Ibid*).

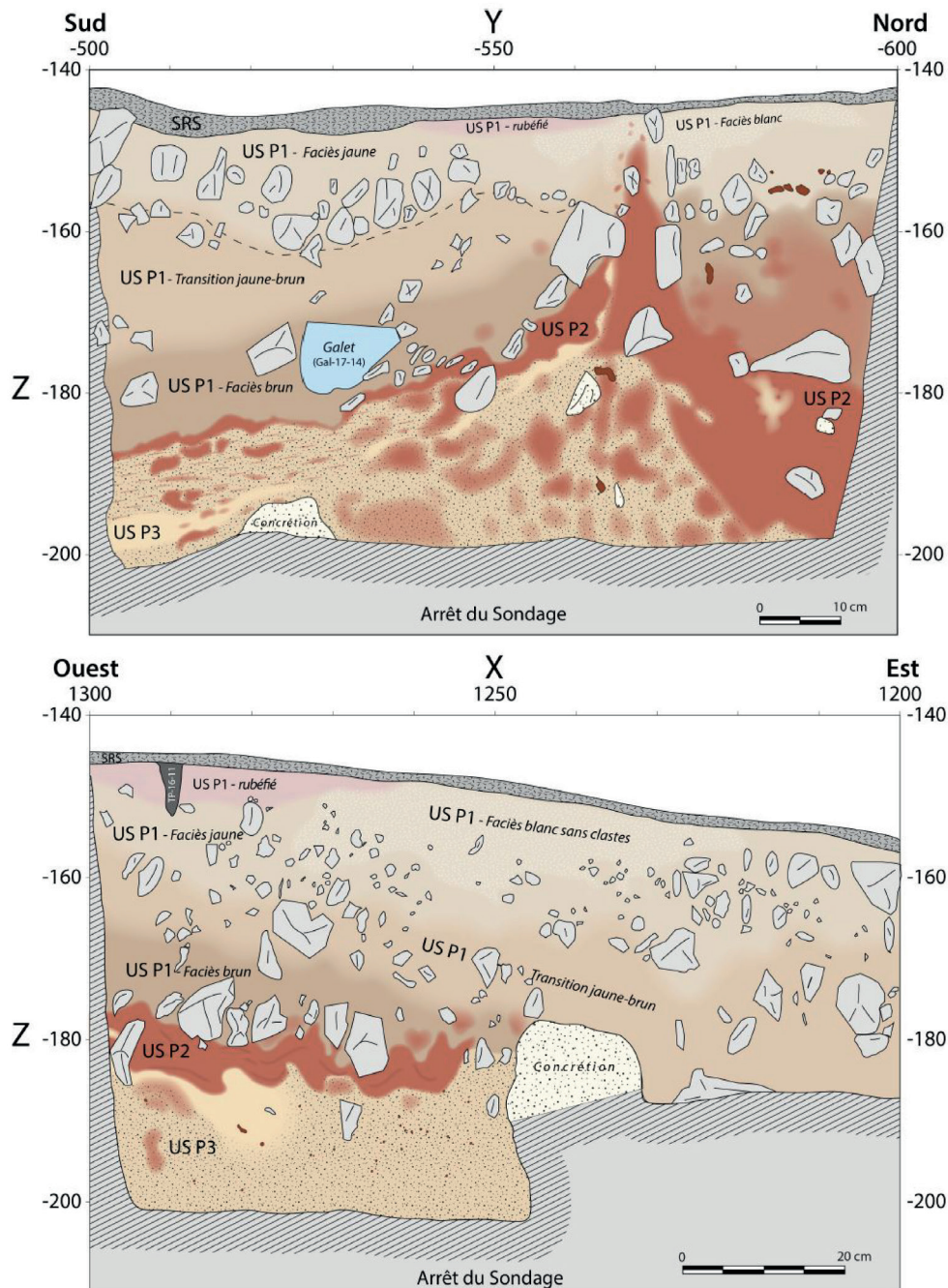


Figure C3.III.3-4 Relevé de coupe Ouest (X = -1300 cm) et coupe central (Y = -550cm) du Carrée S12 (Relevé de coupe et DAO : J. Monney).

Ainsi, dans ce schéma stratigraphique complexe, il est bien évidemment difficile d'observer une continuité des assemblages archéologiques (lithique, charbons) et de définir de véritables niveaux d'occupation. La présence de concentrations ou de lacunes peuvent alors être le fruit des remaniements post-dépositionnels. Pourtant, la relative hétérogénéité des assemblages lithiques (tendance solutréenne ou gravettienne) et la disposition de ces derniers permettent d'envisager plusieurs niveaux (Boccaccio, 2017, 2018; Monney, 2017). Il a ainsi été notée une concentration lithique vers la base du faciès brun de l'US P1 (avant P2) séparé du reste des vestiges par un niveau lacunaire (visible en S12ab, possiblement T12a) (Monney, 2017). Dans la même logique, les projections stratigraphiques permettent d'entrevoir deux niveaux archéologiques dans les parties plus sommitales avec (i) un niveau associé à l'US P1 - faciès jaune (paléolithique supérieur, faible densité lithique) et un niveau associé à l'US P1 – transition jaune/brun (paléolithique supérieur, densité lithique importante) (*Ibid*). L'affinement des attributions chrono-culturelles des assemblages lithiques et l'étude de la répartition de leurs matières dans l'espace (actuellement en cours d'étude) devront permettre en partie d'aider à vérifier ces séparations.

Un cadre chronologique général

L'ensemble des études archéologiques menées à la Grotte aux Points (sondage sol, étude des parois) a permis de proposer un cadre chronologique relatif des différentes phases de l'histoire de la grotte (remplissage, occupation, contrainte climatique, exploitation, etc.), sous forme de diagrammes de Harris (Monney, 2018c; Monney and Jaillet, 2019). L'attribution chronologique actuelle se limite principalement à des indices chronologiques associés au matériel archéologique (céramique, métaux, lithique) et paléontologique (disparition des espèces, espèces domestiques). Ainsi, la constitution de ce diagramme de Harris a permis de montrer 7 grandes phases (*Ibid*). Parmi elles, on note en particulier que la phase III attribuée au Paléolithique supérieur se retrouve dans l'ensemble de la grotte. Elle est retrouvée : (i) sous la forme de sédiments limono-sableux brun-jaune dans la partie avant de la grotte et d'ornementation sur paroi pour la partie inférieure (phase III-a, fin MIS 3), (ii) par des indices de cryoclastie dans le sol (associés à un sol jaunâtre) ou les parois (phase III-b, MIS 2). La grotte connaît ensuite un réchauffement à l'Holocène et la mise en place des phases de concrétionnement (Phase IV, début Holocène). Ces indices nous permettent de proposer un lien stratigraphique entre les différents secteurs avec une phase paléolithique marquée aussi bien en GH 20/24 qu'en RS 12 (US 1 ; P1) (Tableau C3.III.3-1). La présence sous-jacente d'un niveau rouge, associée à des ossements de grande faune pléistocène, dans les deux secteurs (US 2 ; P2), est également retrouvée sur plusieurs sondages de la grotte (Phase II, MIS3 et antérieur) (Tableau C3.III.3-1). Malgré tout, ce cadre chronologique reste général et l'observation de successions de niveaux rouge-concrétion-rouge dans certains sondages attribués à la phase III-a illustre l'hétérogénéité des expressions des phases dépôts et les évolutions importantes qu'ont ces dernières. Ainsi, seul un approfondissement de la chronologie de ces phases (ou sous-phases) pourra nous permettre d'obtenir un cadre chronologique propice pour affiner l'histoire chrono-culturelle des occupations humaines de la grotte (Monney, 2019). Ce point passe dans un premier temps par l'étude comparative fine des séquences de G22 et S12, peu altérées par rapport aux autres séquences de la grotte.

Carrés			Chronologie
GH/20-24 (sauf G22)	G22	R12/S12	
2011/2012/2013/2014/2015	2013/2015	2015/2016/2017	Année de fouille
Séd. roulant de surface (SRS)	Séd. roulant de surface (SRS)	Séd. roulant de surface (SRS)	moderne
Séd. induré de surface (US0)	Séd. induré de surface (US0)		
US BLC	US BLC		historiques
US R	US R		
			Protohistorique / Tardiglaciaire ?
	US 1 : faciès jaune	US P1 : faciès "blanc"	
US1	US 1 : faciès brun	US P1 : faciès gris	Paléolithique supérieur (Solutréen/ Gravettien)
	US 1 : faciès jaune 2	US P1 : faciès jaune	
	US 1 : faciès brun 2	US P1 : transition j./b.	
	US 1 : faciès blanc (à gra.)	US P1 : faciès brun	
	US 1 : faciès brun 3		
US2	US 2 (brun-rouge)	US P2 (rouge)	Paléolithique sup. ancien?
US 3		US P3 (calcite)	Paléolithique sup. ancien et antérieur?
US 4		US P3 (sableuse)	

Tableau C3.III.3-1) Schéma de correspondance approximative entre les unités stratigraphiques des différents sondages de la Grotte aux Points, étudiés dans cette thèse (modifié d'après J. Monney).

L'attribution chrono-culturelle des niveaux d'occupations paléolithiques sont principalement issus, à l'heure actuelle, de l'étude des assemblages lithiques (Boccaccio, 2017, 2018) (Tableau C3.III.3-1). Ainsi d'après Boccaccio, l'analyse de ces derniers dans l'US 1 du secteur GH 20/24 permet de proposer des occupations du Gravettien (burin de Noailles typique du Gravettien moyen ; nombreuses microgravettes) au Solutréen (burin, pointe et lames avec des retouches de style solutréen ; module laminaire large et peu épais retrouvé dans le Solutréen ardéchois). Toutefois, l'interpénétration des faciès typo-technologiques entre le Gravettien et le Solutréen et le manque de support brut rendent difficile de confirmer l'attribution chrono-culturelle des niveaux supérieurs de l'US au Solutréen et d'affiner la cadre chronoculturel des occupations gravettiennes (plutôt des indices d'un gravettien moyen à supérieur). Plus encore, le risque de non-contemporanéité de certaines pièces dans les assemblages ajoute une difficulté supplémentaire dans la lecture de ces derniers. Dans une même logique, les pièces lithiques retrouvées dans le secteur RS12, beaucoup moins nombreuses, suggèrent des occupations gravettiennes vers la base de l'US P1 (plusieurs microgravettes) et de rares indices pour une attribution gravetto-solutrénienne (très rares pièces à retouche solutrénienne) pour les occupations supérieures de la même US. Les datations radiocarbone en cours et l'étude pétroarchéologique doivent permettre d'affiner ces attributions chrono-culturelles. Enfin, on notera que les indices d'un débitage laminaire et laminaire ayant eu lieu sur place sont très peu représentés dans les deux secteurs, ce qui tendrait à montrer un débitage non *in situ*, soit vers une autre zone de l'abri (quelques produits ont été retrouvés à l'entrée de la grotte) ou depuis des zones de débitage extérieures à l'abri (transport de produit) (*Ibid*).

Les vestiges archéozoologiques sont pour leur part essentiellement représentés par le bouquetin et le renne, puis plus ponctuellement par le cerf et le chevreuil (Lateur et al., 2017; Lateur et al., 2019). Les auteurs soulignent que si cet ensemble est retrouvé dans une majorité des sites du paléolithique du Gravettien-Solutréen, il est normalement associé aux grands herbivores grégaires (cheval, bison, aurochs), au contraire, absents à la Grotte aux Points. Le caractère accidenté de l'environnement autour de la grotte peut expliquer la prépondérance du bouquetin dans l'assemblage et l'absence des grands herbivores précédemment-mentionnés (retrouvés dans les zones plus larges en amont et aval des gorges, avec accès plus faciles vers les plaines). La présence de rennes dénote toutefois. En effet, la chasse de celui-ci, normalement présente sur les plaines et plateaux plus ouverts, relève certainement d'une stratégie d'acquisition plus complexe (abattage sur les plateaux et transport, ou abattage pendant des passages ponctuels migratoires). Malgré tout, l'observation d'un nombre conséquent de traces anthropiques sur les ossements (stries, carbonisation, percussion) appuie l'hypothèse d'une utilisation des carcasses pour l'alimentation ou la peau (*Ibid*). Par ailleurs, on notera la présence de nombreux carnivores (ours, hyène, loup, renard, blaireau), dans les niveaux avec des occupations paléolithiques comme dans les niveaux antérieurs (stériles archéologiquement), sans qu'il soit possible, à l'heure actuelle, de définir la contemporanéité de leurs fréquentations de la grotte avec celles de l'Homme (Lateur et al., 2017; Lateur et al., 2019; Philippe et al., 2019). La question d'une contribution des carnivores dans la construction de l'assemblage faunique semble être faible (Lateur et al., 2017; Lateur et al., 2019). Enfin, on notera en particulier la présence de quelques rares vestiges d'*Ursus spelaeus* dans l'US1 (Lateur et al., 2017; Lateur et al., 2019; Philippe et al., 2019). Or, les derniers indices de cette espèce vers l'Ardèche sont situés autour de 31-32 ka (Deux-Ouvertures) (Bon et al., 2011). Son identification dans l'US, attribuée au Gravettien, questionne donc une nouvelle fois sur la reprise d'éléments plus anciens au sein de l'US 1 ou la disparition tardive de l'espèce dans la région (Lateur et al., 2017; Lateur et al., 2019).

III.3.1.c. Contexte environnemental actuel et disponibilité des matières premières

La zone environnante de la Grotte aux Points est marquée par une pente relativement importante jusqu'à la rivière (≈ 40 m en contrebas). Elle est associée à une végétation méditerranéenne type, avec des chênes (*Quercus pubescens*, *Quercus ilex*, *Quercus coccifera*), du buis (*Buxus sempervirens*) et d'autres essences plutôt mésothermophiles (ex : *Acer* sp., *Prunus* sp.). Celle-ci s'accompagne également des essences de la ripisylve en descendant vers la rivière (voir Chapitre 3 – III.1). Par ailleurs, la position perpendiculaire des gorges de l'Ardèche, par rapport au couloir rhodanien soumis aux vents, a sans doute favorisé la mise place de zones de refuges pendant les périodes les plus rigoureuses, par opposition au couloir rhodanien qui était balayé par des vents violents. De plus, son caractère encaissé a également pu favoriser un système de piégeage des herbivores de passage (rennes ?). Toutefois, on notera que la densité de la faune était certainement plus importante sur les plateaux (Gamberi Almendra de Carvalho et al., 2011). Ces arguments ont certainement eu un impact dans le choix de l'implantation humaine dans cette zone au cours du Paléolithique supérieur. Enfin, on rappellera que les environs des Gorges de l'Ardèche offrait une zone riche première lithique et de zones abrités favorable à l'implantation humaine (voir

Chapitre 3 – III.1). L'étude des matières colorantes retrouvées dans la grotte atteste également d'une exploitation de matières locales dans un environnement géologique d'une grande diversité (Chanteraud et al., 2019 ; Chanteraud, 2020).

III.3.1.d. Contexte paléoclimatiques et paléoenvironnementales

Comme spécifié précédemment, les recherches à la Grotte aux Points, entreprises en 2011, correspondent aux premières investigations archéologiques approfondies de celle-ci. Les données paléoenvironnementales connues pour les fréquentations de la grotte proviennent donc essentiellement des dernières campagnes.

L'étude faunique, menée par N. Lateur et ses collaborateurs, a permis de proposer l'existence d'un environnement froid et rigoureux de type périglaciaire, avec la présence concomitante du bouquetin et du renne (Lateur et al., 2017; Lateur et al., 2019). L'étude de la microfaune dans l'US 1 (GH 20/24) vient confirmer ces observations, avec la présence en particulier de la marmotte (*Marmota marmota*) et du campagnol des neiges (*Microtus nivalis*), typiques des milieux froids montagnards ou périglaciaires (Lateur et al., 2019). On notera toutefois la présence de lérot (*Trichia hispida*), essence tempérée, qui se distingue du reste de l'assemblage et questionne une nouvelle fois l'intégrité stratigraphique. Par ailleurs, on observe la présence du cerf et du chevreuil qui ne contredit pas les interprétations faites précédemment (espèces ubiquistes qui peuvent se retrouver dans des milieux rigoureux), mais qui peut être un indice d'améliorations climatiques le long de la période de remplissage de l'US1 (Lateur et al., 2017; Lateur et al., 2019). De plus, l'existence d'ichtyofaune et d'amphibiens (*Bufo* sp.) confirme la présence de la rivière avec une zone plus humide dans le fond des gorges (Lateur et al., 2019). Dans l'ensemble, les spectres fauniques et microfauniques appuient l'idée d'occupation durant la fin du MIS3.

Concernant l'étude Palynologique (Argant, 2018), les prélèvements se sont concentrés sur les faciès sommitaux de la phase paléolithique (US1 jaune, US P1 blanc-jaune). Finalement, seul un échantillon a donné un nombre suffisant de pollens (Paly 13-02, dans US1-jaune de GH 20/24). Le spectre pollinique est essentiellement représenté par un ensemble de pollens d'herbacés évoquant un milieu de prairies humides (Poaceae, Ranunculaceae, Brassicaceae, Cyperaceae), avec de rares pollens d'arbres (*Pinus**, *Corylus*, *Quercus*, *Alnus*, *Ulmus*, *Fraxinus*). L'assemblage pollinique indique donc plutôt un climat peu rigoureux, assez humide, qui s'oppose aux observations fauniques. La bonne appartenance de l'échantillon Paly 13-02 à l'US1 plutôt que l'US R est alors remise en cause, en raison d'un échantillonnage précoce ou d'un défaut dans l'intégrité sédimentaire du sommet de l'US1 (*Ibid*).

En somme, plusieurs indices suggèrent l'existence d'un environnement rigoureux de type périglaciaire et relativement humide pour les zones à proximité de la rivière. Toutefois, ces premières interprétations restent confrontées à la faible quantité de matériel (peu de pollen, peu de faune et microfaune), au caractère peu dilaté des séquences stratigraphiques et aux phénomènes post-dépositionnels (cryoturbation) qui rendent difficile une approche fiable des conditions environnementales et climatiques dans un cadre chronologique précis. Au demeurant, le contexte environnemental et climatique de la Grotte aux Points s'inscrit dans celui de la région

ou l'entité rhodanienne à plus large échelle relativement bien documenté (Voir chapitre 1-IV ou Chapitre 3-III.1).

III.3.2. Matériel et méthode

Le prélèvement des échantillons, l'analyse et le traitement des données, présentés ci-dessous, se fondent sur la méthode précédemment proposée (Chapitre 2 – IV). Les niveaux fouillés à la Grotte aux Points ayant été soumis à d'importants processus post-dépositionnels, la position des charbons et leur attribution à une US bien définie (changements d'US progressifs) demeure incertaine. Dans ce cadre, les charbons visibles ont été prélevés manuellement avec un enregistrement xyz individuel de leurs coordonnées dans l'espace, suivi du tamisage à l'eau systématique des sédiments (maille de 2mm). L'ensemble des charbons a fait l'objet d'une étude taxinomique suivant la méthode classique au Microscope optique (Chapitre 2 – IV). Par ailleurs, afin de rendre compte de l'état du bois avant combustion, l'étude taxinomique des charbons de *Pinus* sp. a été complétée par une étude de l'intensité des traces d'attaques fongiques précombustions, indiquée de 0 (pas d'attaque) à 3 (déformation importante de la structure) (Henry and Théry-Parisot, 2014; Vidal-Matutano et al., 2017). L'ensemble des données obtenues a été classé par faciès supposés, puis comptabilisés par US (pour une image générale).

Les charbons identifiés comme *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo* et *uncinata*), issus du prélèvement manuel (orthonormés) ont été sélectionnés pour les analyses isotopiques, dans les carrés G22 et S12ab (+S12d à la base de l'USP1, bien conservée). Les charbons de S12 ont été complétés par les charbons issus du tamisage. Compte-tenu de la taille relativement importante des charbons (>2mm) dans les deux secteurs, il a été décidé d'utiliser deux méthodes différentes à titre de comparaison. Ainsi, lors de l'analyse des charbons de G22, issus d'une stratigraphie bien conservée, ont été regroupés par US selon leur position stratigraphique (groupe de 1 à 5 charbons). Au contraire, les charbons de S12, issus d'une séquence plus complexe, ont tous été analysés individuellement. Toutefois, la taille plus petite des charbons issus du tamisage a conduit à un regroupement de ces derniers.

Par ailleurs, les tests infrarouges de plusieurs charbons issus des différentes US (en G22 et S12) ont montré une contamination négligeable aux acides humiques. Ainsi, seul un prétraitement aux carbonates a été appliqué sur les groupes de charbons avant analyses (EA-IRMS). Une moyenne pondérée par le nombre de charbons a ensuite été calculée pour chaque structure et US.

Les incertitudes sur la chronologie de la séquence, couplées aux risques de déplacement de certains de nos charbons, ne nous permettent pas de préciser les conditions atmosphériques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$, $\text{CO}_{2\text{atm}}$) dans lesquelles les bois sources se sont formés. Ainsi, aucune correction du signal n'a été appliquée. Malgré tout, la longue occupation du site (du paléolithique supérieur aux périodes contemporaines) est associée à une évolution importante des paramètres atmosphériques et ces derniers doivent être pris en compte dans les interprétations du signal $\delta^{13}\text{C}$. On notera une relative stabilité des paramètres atmosphériques entre 29 ka et 17,5 ka ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ entre -6,39 et -6,47‰ et $\text{CO}_{2\text{atm}}$ autour de 194,5ppmv) (Barnola et al., 1987; Eldevik et al., 2014), associée aux périodes culturelles du Gravettien et Solutréen (charbons de l'US 1 ou P1). On note toutefois

que cette période suit celle d'une diminution relativement importante du $\text{CO}_{2\text{atm}}$, de 31 ka à 29ka (environ -25ppmv) (Barnola et al., 1987). De plus, à la suite de la stabilité du Solutréen, on observe une forte diminution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ de 17,5 à 16 ka (-6,45 à -6,7‰), puis une légère augmentation jusqu'à 14ka (-6,6‰) suivit par une nouvelle diminution jusqu'à 12,5ka, pour finir avec une forte augmentation liée à la transition de l'Holocène (-6,7 à -6,35‰) et une relative stabilité jusqu'à la période industrielle ($6,4 \pm 0,5\%$) (Eggleston et al., 2016). Au contraire du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$, le $\text{CO}_{2\text{atm}}$ est uniquement représenté par une forte augmentation au début de l'Holocène, entre 16 et 3,5ka (+80ppmv), puis une stabilisation autour de 274ppmv pendant l'Holocène préindustriel (Barnola et al., 1987). On rappellera que si les variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ ont un impact direct sur le signal isotopique des charbons (bois), les variations du CO_2 atmosphérique sont en partie compensées par des adaptations physiologiques des plantes. Dans le cadre des variations lentes et relativement faibles du $\text{CO}_{2\text{atm}}$ pendant le Pléistocène, il est possible que les effets de ce dernier, sur le signal isotopique, ne soient présents que durant les phases d'évolution les plus importantes (70-64ka, vers 42ka, vers 30ka, holocène ?).

Par ailleurs, l'ensemble des analyses indique un %C stable entre 60 et 65% indiquant un degré de carbonisation similaire (en dessous de 400°C). L'impact de la carbonisation sur le signal isotopique est donc considéré ici comme étant relativement faible et constant (Chapitre 1 - II). Aucune correction de l'impact de la carbonisation n'a donc été appliquée sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen.

Enfin, l'évolution relative du signal isotopique est observée à travers une projection en trois dimensions des valeurs isotopiques selon la position des charbons (position moyenne pour les groupes de charbons). Cette technique permet d'éviter de faire une moyenne des $\delta^{13}\text{C}$ de charbons (ou groupe de charbons) répartis dans une stratigraphie non plane. Les modèles 3D ont été conçus avec le logiciel 3D Reshaper avec l'aide de M. Padovan.

III.3.3. Résultats

III.3.3.a. *Étude taxinomique des charbons*

Les résultats sont synthétisés ci-dessous, par faciès puis par US, à travers les tableaux C3.III.3-2 et C3.III.3-3 pour les charbons de G22, ou les tableaux C3.III.3-4 et C3.III.3-5 pour les charbons de S12. Dans le même temps, les identifications sont représentées dans le système orthonormé à travers la figure C3.III.3-5 pour les charbons de G22 ou à travers la figure C3.III.3-6 pour les charbons de RS12. On notera que pour les charbons issus du tamisage pour S12, également représentés dans la figure C3.III.3-6, des coordonnées moyennes de carrés ou sous-carrés (centre) sont utilisées (en x et z). L'étude anatomique des charbons de la Grotte aux Points montre une assez bonne conservation de ceux-ci, indépendamment de l'unité dont ils proviennent. Ainsi, malgré un état d'altération, plus ou moins avancé, une proportion importante de charbons a pu être identifiée jusqu'au genre, voire à l'espèce. Hormis pour les charbons issus du tamisage (fractionnement supplémentaire), la majorité des charbons était supérieur à 2mm et pouvait atteindre 1cm (proches de la surface).

Carré G22

G22	US R	US 0	US 1 (jaune+)	US 1 (Brun + Jaune 2)	US 1 (Brun 2)	US 1 (Blanc à gra.)	US 1 (Brun 3)
Identification							
<i>Pinus</i> type <i>sylvestris/nigra</i>		1	5	20	19	1	2
<i>Betula</i> sp.				10	1	1	
cf: <i>Salix/Populus</i> sp.				5	4	1	
<i>Populus</i> sp.				2	2		
<i>Buxus</i> sp.	2	1		2			
<i>Quercus</i> f.c.	1	2		2			
<i>Prunus</i> (type <i>spinosa</i>)	1						
<i>Taxus baccata</i>	1						
Angiosperme			1	5	1		
Gymnosperme		1	1	2	3		
Indéterminé		1	1	9	2		
Total charbons	5	6	8	57	32	3	2
Os brûlés						2	
Éléments indéterminés		1					1
Total général	5	7	8	57	32	5	3

Tableau C3.III.3-2) : Synthèse des identifications taxinomiques par faciès obtenues pour les charbons de la Grotte aux Points, dans le carré G22. Le faciès «jaune +» correspond au faciès jaune avec l'US de transition vers le faciès brun (jaune à granules). Le faciès « Blanc à gra. » correspond au faciès blanc à granules.

L'étude taxinomique du carré G22 a été réalisée sur un total de 113 charbons. Parmi l'ensemble des charbons étudiés, moins d'une quinzaine de charbons n'a pu être identifiée que comme angiosperme ou gymnosperme. La majorité des charbons provient de l'US 1 (faciès brun, jaune 2) et l'US 1 (faciès brun 2) (presque 80%). Au total, 8 essences ont été identifiées, réparties sur l'ensemble des faciès. La majorité des charbons est identifiée comme du *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo* et *uncinata*), du bouleau (*Betula* sp.) et des essences de zones humides et de la ripisylve (cf : *Salix/Populus*, *Populus* sp.). L'assemblage anthracologique est complété par *Buxus* sp. et *Quercus* f.c. (présents dans l'US R, l'US 0 et le faciès brun/jaune 2 de l'US 1), puis deux charbons identifiés respectivement comme *Prunus* (type *spinosa*) et *Taxus baccata* (présents dans l'US R). Malgré un faible nombre de charbons dans les couches sommitales, une évolution se distingue entre les deux US (sommet et US 1). Ainsi, on retrouve pour l'US 1, la dominance du *Pinus* type *sylvestris/nigra* et des essences de la ripisylve associées à de rares feuillus (*Buxus* sp. et *Quercus* sp.), alors que l'US du sommet est représentée par un seul *Pinus* type *sylvestris/nigra* mais plusieurs restes de *Buxus* sp. et *Quercus* sp. associés à des essences peu fréquentes dans l'échantillon, non-observées dans l'US 1 (*Prunus* type *spinosa*, *Taxus baccata*).

G22	Sommet	US 1
Identification		
<i>Pinus type sylvestris/nigra</i>	1	47
<i>Betula sp.</i>		12
cf: <i>Salix/populus sp.</i>		10
<i>Populus sp.</i>		4
<i>Buxus sp.</i>	3	2
<i>Quercus f.c.</i>	3	2
<i>Prunus (type spinosa)</i>	1	
<i>Taxus baccata</i>	1	
Angiosperme		7
Gymnosperme	1	6
Indéterminé	1	12
Total charbons	11	102
Os brûlés		2
Éléments indéterminés	1	1
Total général	12	105

Tableau C3.III.3-3) Synthèse des identifications taxinomiques par US obtenues pour les charbons de la Grotte aux Points, pour le carré G22. L'unité stratigraphique « sommet » correspond à l'association de l'US R et l'US O.

Par ailleurs, si on regarde la répartition spatiale des identifications, précédemment mentionnées, on observe un pendage de la concentration des charbons de *Pinus type sylvestris/nigra* et des essences de la ripisylve, à partir de X =50 vers l'Ouest (X=100). Plus encore, l'ensemble des identifications d'essences rares (*Buxus sp.*, *Quercus sp.*, *Prunus sp.*, *Taxus baccata*), quelle que soit l'attribution stratigraphique, se concentre au-dessus de cette ligne de pendage (x entre 60 et 100 ; y entre -155 et -140, plus un *Buxus sp.* à l'extrémité du pendage en -160).

Secteur RS12

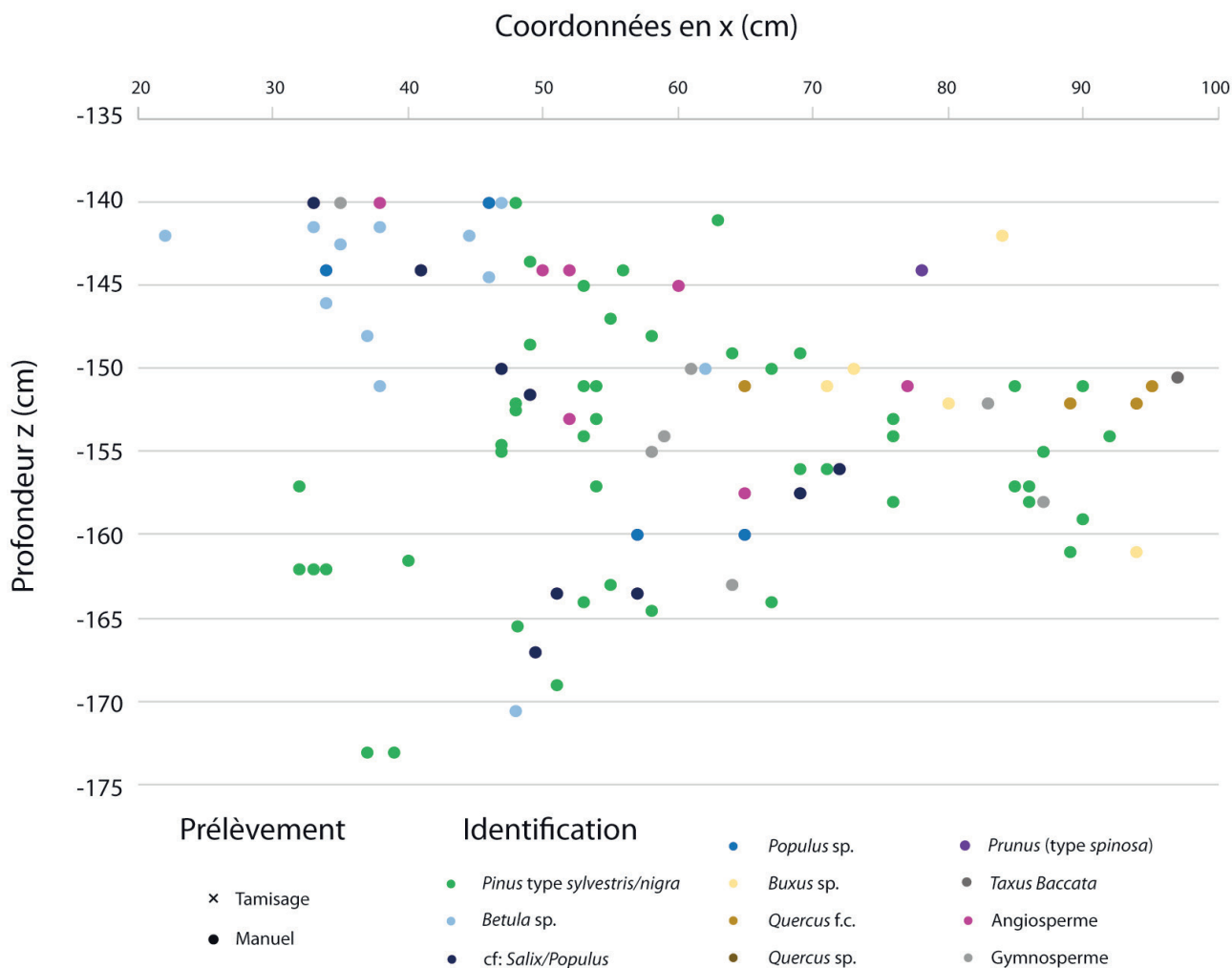


Figure C3.III.3-5) Projection spatiale en 2D des charbons de la Grotte aux Points, du carré G22, avec leurs identifications taxinomiques. La projection proposée ici correspond à une projection sur la coupe Sud (vers le fond de la cavité) du carré.

Dans le secteur RS12, l'étude taxinomique des charbons des deux carrés a été réalisée sur un total de 291 éléments dont 268 charbons (issus du prélèvement manuel et par tamisage). Parmi l'ensemble des charbons étudiés, moins d'une quarantaine n'a pu être identifiée que comme angiosperme ou gymnosperme. La majorité des charbons provient de l'US P1 - faciès jaune (environ 40%) puis de l'US P1 - faciès transition et P1 - faciès brun (environ 20 et 15% respectivement). Au total, 11 essences ont été identifiées, réparties sur l'ensemble des faciès. Comme pour G22, la majorité des charbons est identifiée comme *Pinus type sylvestris/nigra* (comprend *mugo/cembra*) ; toutefois, *Betula sp.* et les essences de la ripisylve sont plus rares (cf : *Salix/Populus*, *Populus sp.*). Les essences secondaires rencontrées sur le secteur sont *Buxus sp.* et *Quercus sp.* (caducifolié et non). Toutefois, si *Buxus sp.* se concentre sur l'US P1 – faciès jaune et réapparaît avec l'US P2, les identifications de *Quercus sp.* se répartissent sur l'ensemble des US et faciès. On notera la rare

fréquence d'*Acer* (type *campestre* et *platanoides*) jusqu'au faciès de transition de l'US P1, d'un charbon de *Juniperus* sp. (dans le niveau P1 – faciès jaune) et de *Prunus* (type *amygdalus/spinosa*) (dans l'US P2).

Considérant le faible nombre de charbons dans l'US P2 et P3, aucune véritable évolution de l'assemblage anthracologique entre les US ne peut être certifiée. On notera toutefois l'absence de *Pinus* type *sylvestris/nigra* et gymnosperme dans l'US P2 (dominant dans l'UP1), mais aussi la présence de *Buxus* sp. (absent à la base de l'US P1) et de l'unique charbon identifié comme *Prunus* type *amygdalus/spinosa*.

RS 12	P1 somet	P1 gris - P1a	P1 jaune - P1b	P1 transition	P1 brun	P1 non dét.	P2	P3
Identification								
<i>Juniperus</i> sp.			1					
<i>Pinus</i> type <i>sylvestris/nigra</i>	1	17	52	21	17	8		
<i>Betula</i> sp.		3	3	1		1		
cf: <i>Salix/Populus</i> sp.			2					
<i>Populus</i> sp.						1		
<i>Buxus</i> sp.	1		23			1	3	
<i>Quercus</i> sp.	1	1	5	7	1		1	1
<i>Quercus</i> f.c.	1		7	1		1		
<i>Acer</i> (type <i>campestre</i>)		1		2				
<i>Acer</i> (type <i>platanoides</i>)			1	1				
<i>Prunus</i> (type <i>amygdalus/spinosa</i>)							1	
Angiosperme		1	10	1	1		2	1
Gymnosperme		3	5	7	9	1		
Indéterminé	2	3	4	14	13	2		
Total charbons	6	29	113	55	41	15	7	2
Os brûlés	2	4	6	1			1	
Éléments indéterminés	3	1	5					
Total général	11	34	124	56	41	15	8	2

Tableau C3.III.3-4) Synthèse des identifications taxinomiques par faciès obtenues pour les charbons de la Grotte aux Points, dans les carrés RS12 (issus du prélèvement manuel ou des tamisages des sédiments de S12). Les charbons, dont le faciès d'origine n'a pas pu être identifié à la fouille, sont regroupés sous un même faciès (« non dét. », soit non déterminé). Le faciès P1 sommet correspond au décapage 1 à 3 et le faciès blanc.

Par ailleurs, si on regarde la répartition spatiale des identifications, précédemment mentionnées, on observe un pendage de la concentration des charbons vers l'Est ($x = 1120$) qui suit le pendage des couches. Dans l'ensemble, *Pinus* type *sylvestris/nigra*, majoritaire dans les dépôts, et les essences de la ripisylve sont représentés sur l'ensemble de la stratigraphie. Au contraire, les chênes (*Quercus* sp.), *Buxus* sp. et *Acer* sp. sont principalement représentés dans les 10-15 premiers centimètres de la séquence sédimentaire. On observe en particulier une concentration de *Quercus* sp. / *Buxus* sp. entre -160 et -170 cm, vers $x = 1180$ cm. Enfin, on remarque une réapparition de *Buxus* sp. et *Quercus* sp. vers le sommet de l'US P2 (ou base P1), associée également avec le charbon de *Prunus* type *amygdalus/spinosa*.

RS 12	P1	P2	P3
Identification			
<i>Juniperus</i> sp.	1		
<i>Pinus</i> type <i>sylvestris/nigra</i>	116		
<i>Betula</i> sp.	8		
cf: <i>Salix/Populus</i> sp.	2		
<i>Populus</i> sp.	1		
<i>Buxus</i> sp.	25	3	
<i>Quercus</i> sp.	15	1	1
<i>Quercus</i> f.c.	10		
<i>Acer</i> (type <i>campestre</i>)	3		
<i>Acer</i> (type <i>platanoides</i>)	2		
<i>Prunus</i> (type <i>amygdalus/spinosa</i>)		1	
Angiosperme	13	2	1
Gymnosperme	25		
Indéterminé	38		
Total charbons	259	7	2
Os brûlés	3	1	
Éléments indéterminés	3		
Total général	265	8	2

Tableau C3.III.3-5) Synthèse des identifications taxinomiques par US obtenues pour les charbons de la Grotte aux Points, pour les carrés RS12 (issus du prélèvement manuel ou des tamisages des sédiments de S12).

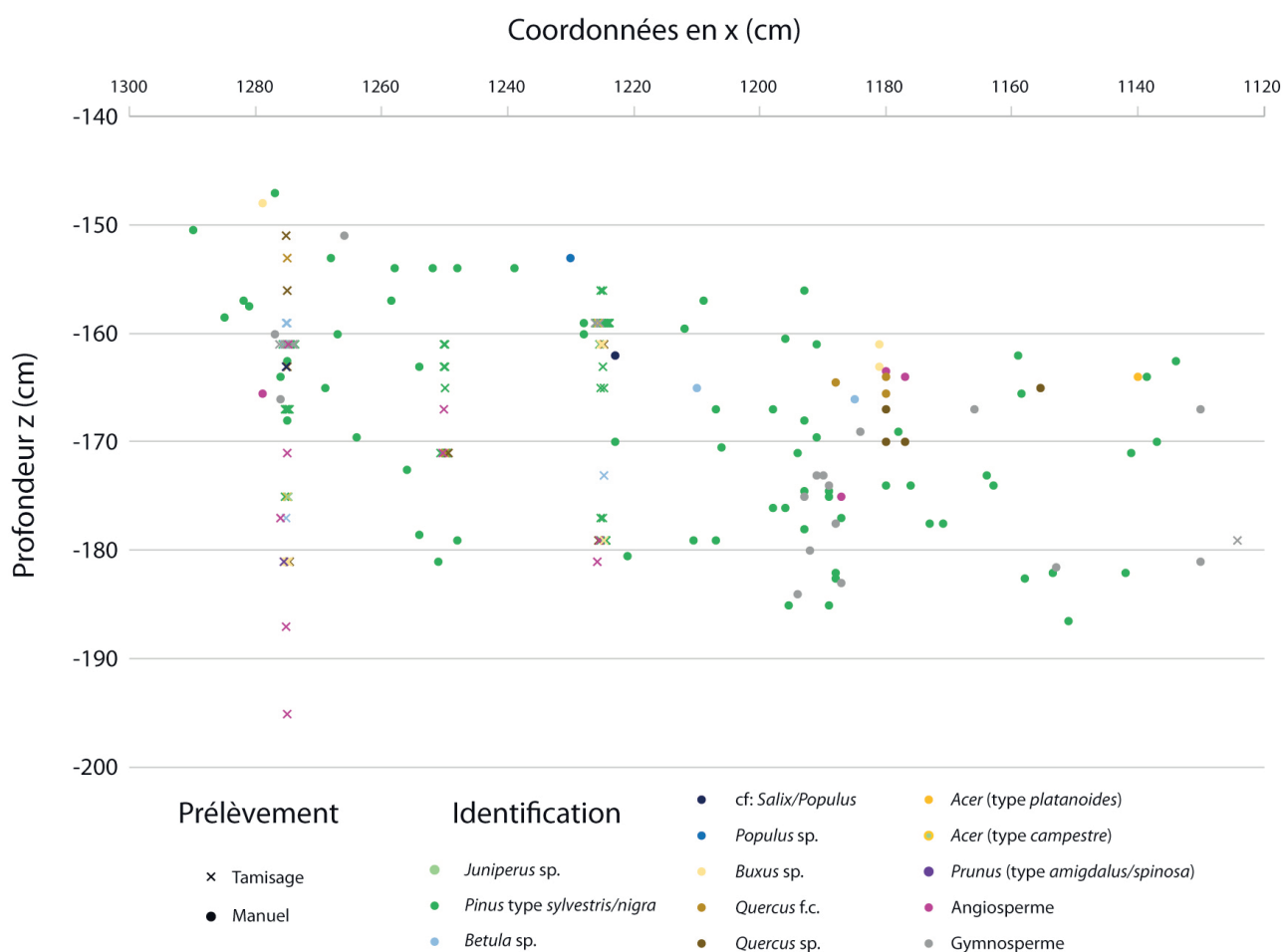


Figure C3.III.3-6) Projection spatiale en 2D des charbons de la Grotte aux Points, des carrés RS12, avec leurs identifications taxinomiques. La projection proposée ici est faite sur la coupe Nord (vers la sortie de la cavité). Les coordonnées des charbons issus du tamisage (représenté par une croix) correspondent à des coordonnées moyennes de la surface tamisée (centre du sous-carré ou carré).

Phase du Paléolithique supérieur de la Grotte aux Points

Comme évoqué précédemment, la similarité des dépôts et du matériel lithique de l'US 1 (ou US1) du secteur GH 20/24, avec ceux de l'US P1 du secteur RS12, ont permis de proposer une corrélation entre les phases d'occupations du Gravettien/Solutréen. Suivant cette logique, une étude générale de cette phase d'occupation a été réalisée, couplant les données de l'US P1 de RS12, l'US 1 de G22 et l'US1 GH 20/24 (sauf G22) (tableaux C3.III.3-6 et figure C3.III.3-7). On précisera que les identifications sont comptabilisées par US, sans prendre en considération l'évolution entre les faciès, ni les possibles contaminations et remaniements.

On observe ainsi une grande similarité entre les secteurs avec une forte prédominance du *Pinus sylvestris/nigra*, associée à la présence continue des essences de la ripisylve ou milieu humide (*Betula* sp., Cf : *Salix/Populus*, *Populus* sp., *Alnus* sp.). Dans le même temps, on observe la présence des essences secondaires *Buxus* sp. et *Quercus* sp., principalement représentées à travers l'US P1 en

RS12 (2 à aucun *Quercus* sp. pour G22 et GH 20/24 respectivement). Enfin, on remarque plusieurs essences rares (1 à 3 fragments) réparties sur l'US P1 (RS12) et l'US 1 (GH 20/24, sauf G22), avec *Acer* type *campestre* et type *platanoides*, *Alnus* sp., *Juniperus* sp., *Taxus baccata* et un Maloideae.

Couche	P1 (RS12)	US 1 (G22)	US 1 (GH 20/24 , sauf G22)	Total Paléo. Sup.
Identification				
<i>Juniperus</i> sp.	1		1	2
<i>Pinus</i> type <i>sylvestris/nigra</i>	116	47	61	224
<i>Betula</i> sp.	8	12	6	26
Cf: <i>Salix/populus</i> sp.	2	10	3	15
<i>Populus</i> sp.	1	4		5
<i>Buxus</i> sp.	25	2	3	30
<i>Quercus</i> sp.	15			15
<i>Quercus</i> sp. (caducifolié)	10	2		12
<i>Taxus baccata</i>			1	1
<i>Acer</i> (type <i>campestre</i>)	3		2	5
<i>Acer</i> (type <i>platanoides</i>)	2			2
<i>Alnus</i> sp.			3	3
Maloideae			1	1
Angiosperme	13	7	11	31
Gymnosperme	25	6	3	34
Indéterminé	38	12	19	69
Total charbons	259	102	114	475
Os brûlés	3	2	9	14
Éléments indéterminés	3	1	6	10
Total général	265	105	129	499

Tableau C3.III.3-6) Synthèse des identifications taxinomiques par carrés, obtenues pour les charbons issus des couches sédimentaires interprétées comme la phase de remplissage du Paléolithique supérieur (Gravettien-Solutréen ?) de la Grotte aux Points.

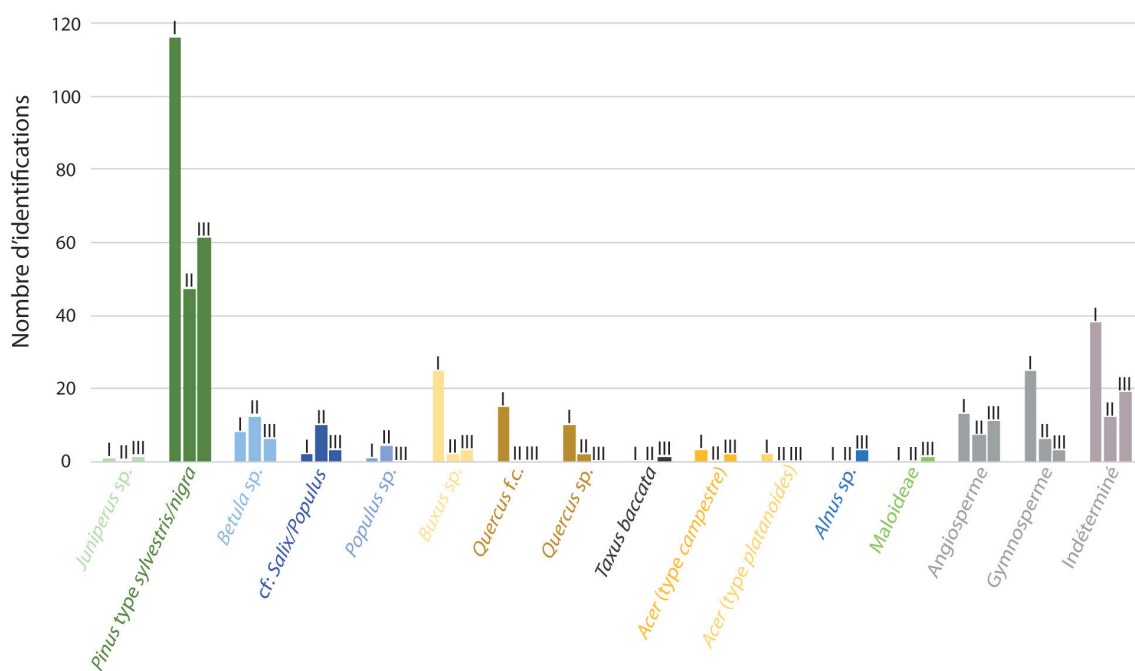


Figure C3.III.3-7) Synthèse des identifications taxinomiques, obtenues pour les charbons issus des couches sédimentaires interprétées comme la phase de remplissage du Paléolithique supérieur (Gravettien-Solutrén ?) de la Grotte aux Points, avec : I pour RS12 (P1) ; II pour G22 (US 1) ; III pour GH 20/24 (US 1).

III.3.3.b. *Étude de l'altération fongique des charbons*

Les résultats sur l'étude des attaques fongiques sont synthétisés dans le tableau C3.III.3-7. Considérant l'incertitude des positions stratigraphiques de plusieurs charbons et du nombre relativement restreint de charbons identifiés comme *Pinus type sylvestris/nigra*, l'étude des indices d'attaques fongiques s'est concentrée sur les charbons de phase d'occupation interprétée comme du Paléolithique supérieur (Gravettien/solutrén), couplant les données de l'US P1 de RS12, l'US 1 de G22 et l'US1 de GH 20/24 (sauf G22). Dans l'ensemble, plus de 2/3 des charbons de pins (251 charbons au total) présentent des indices de contamination du bois par des champignons avant combustion. Toutefois les altérations occasionnées par ces attaques fongiques restent modérées, avec majoritairement « 1 » ($\approx 40\%$), à occasionnellement « 2 » ($\approx 10\%$) et rarement « 3 » ($\approx 3\%$). Malgré cela, on observe une part importante de charbons sains sans trace d'altération (« 0 », $\approx 30\%$). On précisera que les proportions entre charbons sains et charbons altérés sont plus importantes dans le secteur GH20/24 (G22 compris) que dans le secteur RS12. Enfin, l'état d'altération et/ou les prémisses de vitrification ont souvent rendu difficile l'observation ou non d'attaques fongiques (grand nombre d'indéterminations).

Couche	P1 (RS12)	US 1 (G22)	US 1 (GH 20/24 , sauf G22)	Total Paléo. Sup.
Degré d'altération				
0	15	24	32	71
1	59	13	25	97
2	10	6	9	25
3	5		3	8
ND	27	6	17	50
Total Charbon	116	49	86	251

Tableau C3.III.3-7) Synthèse des traces d'altérations fongiques, par carrés, obtenues pour les charbons issus des couches sédimentaires interprétées comme la phase de remplissage du Paléolithique supérieur (Gravettien-Solutrén ?) de la Grotte aux Points.

III.3.3.c. *Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons*

L'intérêt de l'analyse isotopique des charbons est d'étudier l'évolution progressive du climat le long de plusieurs séquences archéologiques ; notre approche devait donc être réalisée en considérant la position stratigraphique des différents charbons étudiés. Du fait de l'impact des processus post-dépositionnels sur le sédiment, il a donc été décidé de réaliser une projection en 3D des valeurs isotopiques des différents charbons analysés, avec des coordonnées xyz individuelles pour les charbons prélevés manuellement, et avec des coordonnées xyz moyennes des décapages pour les charbons issus du tamisage. À la suite de ces projections, des « ensembles isotopiques » ont été proposés, en fonction de la position stratigraphique des charbons de leurs valeurs $\delta^{13}\text{C}$ (ensemble illustré dans les figures C3.III.3-8 & 9 pour G22 et les figures C3.III.3-11 & 12 pour S12). Les moyennes et écarts isotopiques ont ensuite été calculés pour ces groupes (Tableau C3.III.3-8 et Figure C3.III.310 pour G22 et Tableau C3.III.3-9 et Figure C3.III.313 pour S12).

Carré G22

L'étude des charbons du carré G22 a permis de mettre en évidence 4 groupes isotopiques successifs le long de la stratigraphie. Toutefois, on notera qu'une valeur $\delta^{13}\text{C}$ se démarque dans le groupe sommital qui permet d'envisager la présence de deux signaux isotopiques différents. Ainsi pour le calcul des signaux isotopiques moyens, l'ensemble sommital a été divisé en deux groupes (« Sommet », « Niveau supérieur »).

Ces ensembles isotopiques, sont représentés par un nombre de charbons relativement faible (voir très faible) et inégalement réparti (principalement Niveau moyen et inférieur). Toutefois, la taille relativement conséquente de ces derniers (jusqu'à 1cm) permet à ces charbons de renfermer plusieurs cernes (enregistrement évolution $\delta^{13}\text{C}$ de haute fréquence). La valeur isotopique d'un seul charbon correspond alors à une valeur moyenne représentative de l'enregistrement isotopique de basse fréquence, mais ne permet pas de renseigner la variabilité totale du signal isotopique.

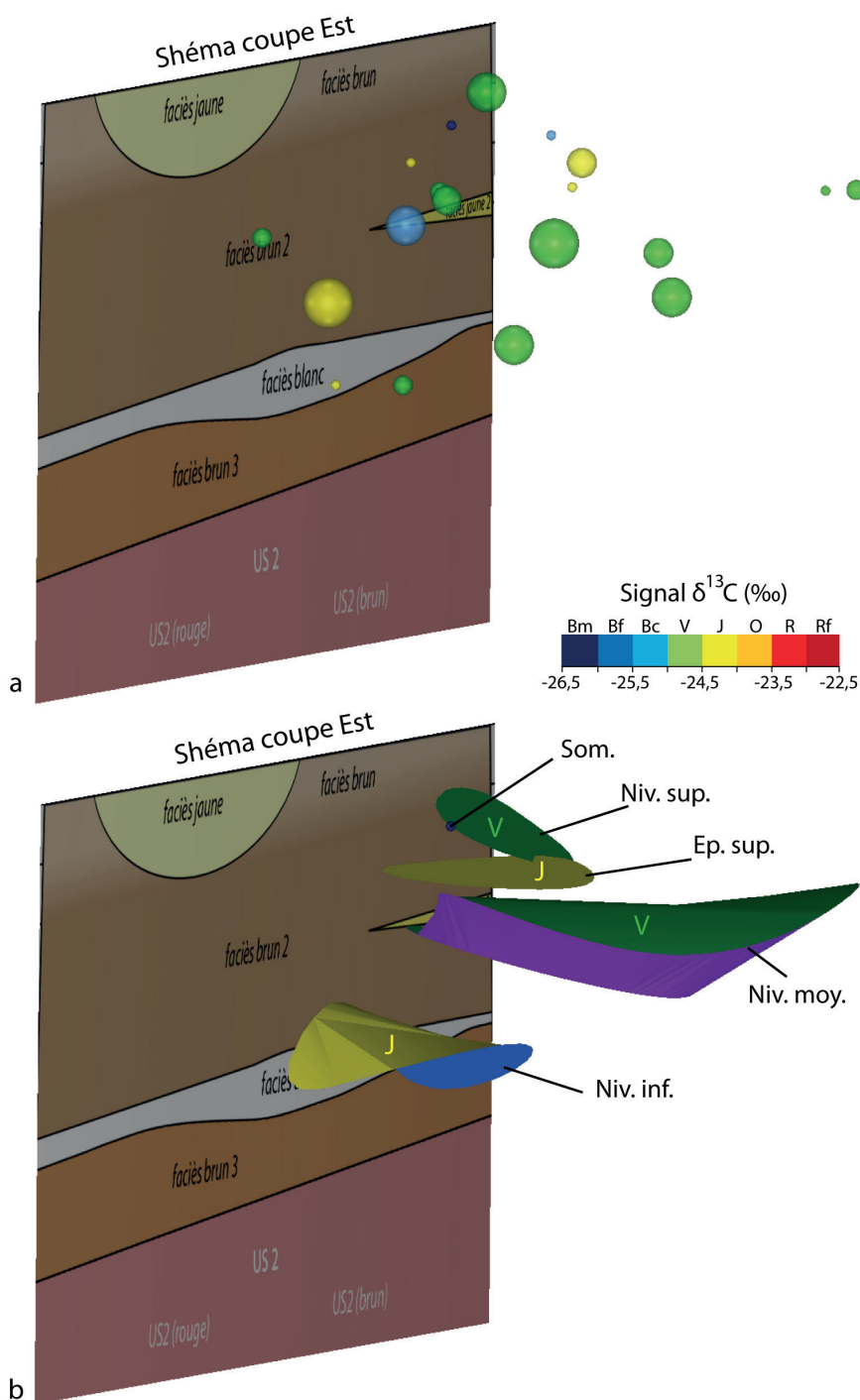


Figure C3.III.3-8) Projection des valeurs isotopiques (a) et des ensembles isotopiques proposés (b) pour les charbons de la Grotte aux Points, de G22, en vue Sud/Est. Les valeurs isotopiques sont représentées par un grade de couleur (surface supérieure pour les groupes isotopiques), allant des plus élevées aux plus faibles : rouge foncé (Rf : -22,5 à -23,0 ‰), rouge (R : -23,0 à -23,5 ‰), orange (O : -23,5 à -24,0 ‰), jaune (J : -24,0 à -24,5 ‰), vert (V : -24,5 à -25,0 ‰), bleu clair (Bc : -25,0 à -25,5 ‰), bleu foncé (Bf : -25,5 à -26,0 ‰), bleu marine (Bm : -26,0 à -26,5 ‰). NB : (i) la taille de la sphère dépend du nombre de charbons qui lui est associé, (ii) le schéma de coupe est reculé de 30 cm vers l'Est pour faciliter la lecture, (iii) l'ensemble isotopique inférieur ($\delta^{13}\text{C}$ moyen = -24,53 ‰) est représenté en jaune (code couleur des projections, avec J : -24,0 à -24,5 ‰) pour accentuer la lecture.

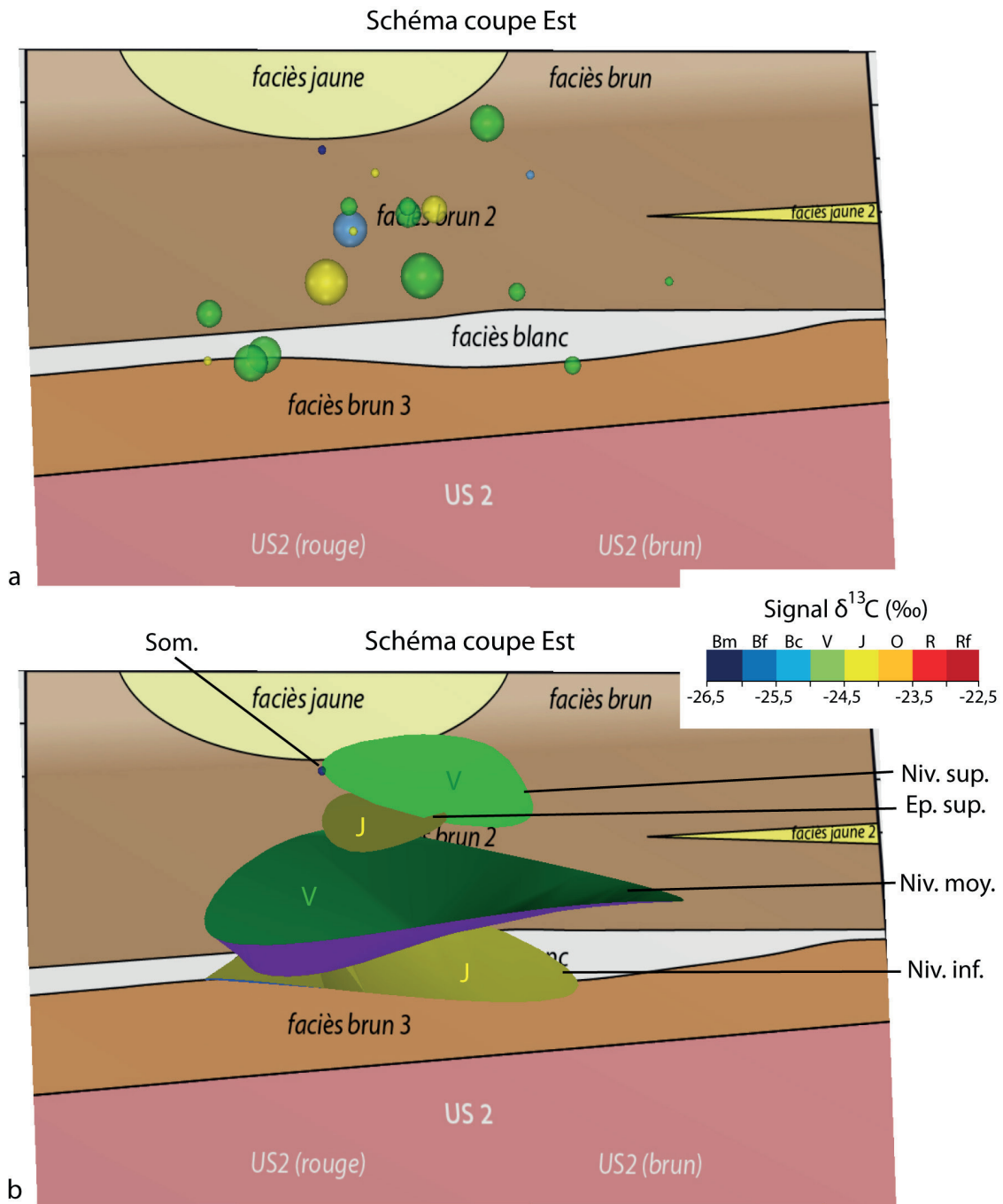


Figure C3.III.3-9) Projection des valeurs isotopiques (a) et des ensembles isotopiques proposés (b) pour les charbons de la Grotte aux Points, de G22, en vue Est. Les valeurs isotopiques sont représentées par un grade de couleur (surface supérieure pour les groupes isotopiques), avec des plus élevées aux plus faibles : rouge foncé (Rf : -22,5 à -23,0 ‰), rouge (R : -23,0 à -23,5 ‰), orange (O : -23,5 à -24,0 ‰), jaune (J : -24,0 à -24,5 ‰), vert (V : -24,5 à -25,0 ‰), bleu clair (Bc : -25,0 à -25,5 ‰), bleu foncé (Bf : -25,5 à -26,0 ‰), bleu marine (Bm : -26,0 à -26,5 ‰). NB : (i) la taille de la sphère dépend du nombre de charbons qui lui est associé, (ii) le schéma de coupe est reculé de 30 cm vers l'Est pour faciliter la lecture, (iii) l'ensemble isotopique inférieur ($\delta^{13}\text{C}$ moyen = -24,53 ‰) est représenté en jaune (code couleur des projections, avec J : -24,0 à -24,5 ‰) pour accentuer la lecture.

Par ailleurs, le choix d'analyser les charbons par groupes dans G22 diminue le nombre d'analyses (valeurs isotopiques). Les écarts types et écarts max du $\delta^{13}\text{C}$, par groupe, ont donc été obtenus avec seulement quelques valeurs (9 à 2) et n'ont pas pu être calculés pour le sommet de la séquence (une seule valeur). Les écarts types semblent relativement faibles avec des valeurs inférieures à 0,24‰, à l'exception de celui du « niveau supérieur » (0,34‰) représenté par seulement 2 valeurs analytiques. Les écarts $\delta^{13}\text{C}$ max, eux, sont tous inférieurs à 1‰ et plafonnent à 0,53‰ si l'on exclut le « niveau supérieur ».

Ensembles proposés (G22)	N charbons	N analyses	$\delta^{13}\text{C}$ moyen (‰)	Écart type des analyses $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Écart $\delta^{13}\text{C}$ max (‰)
Sommet	1	1	-26,60	/	/
Niveau sup.	5	2	-24,73	0,64	0,91
Épisode sup.	5	3	-24,26	0,20	0,38
Niveau moy.	25	9	-24,77	0,16	0,53
Niveau inf.	12	4	-24,53	0,24	0,53

Tableau C3.III.3-8) Synthèse des données isotopiques obtenues pour les ensembles isotopiques proposés à partir des analyses des charbons du carré G22 de la Grotte aux Points, avec N charbons, le nombre de charbons individuels sélectionnés, et N Analyses le nombre d'analyses. Les $\delta^{13}\text{C}$ moyens sont pondérés par le nombre de charbons analysés. Au contraire, les écarts types sont calculés à partir des données analytiques (quel que soit le nombre de charbons sources).

Par ailleurs, la création des ensembles isotopiques permet d'observer une évolution du signal isotopique le long de la séquence. On observe, dans un premier temps, une diminution tenue du $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre le niveau inférieur et moyen (-0,24‰). On distingue ensuite un niveau sédimentaire de faible épaisseur, où les valeurs isotopiques des charbons sont les plus élevées de la séquence (« épisode supérieur ») (+0,51‰ par rapport au niveau moyen). Les valeurs isotopiques diminuent ensuite (-0,47‰), avec un retour à un $\delta^{13}\text{C}$ moyen similaire à celui du niveau moyen (pour le « niveau supérieur »), puis une très nette diminution (-1,87‰) observée pour un charbon isolé au sommet de la séquence.

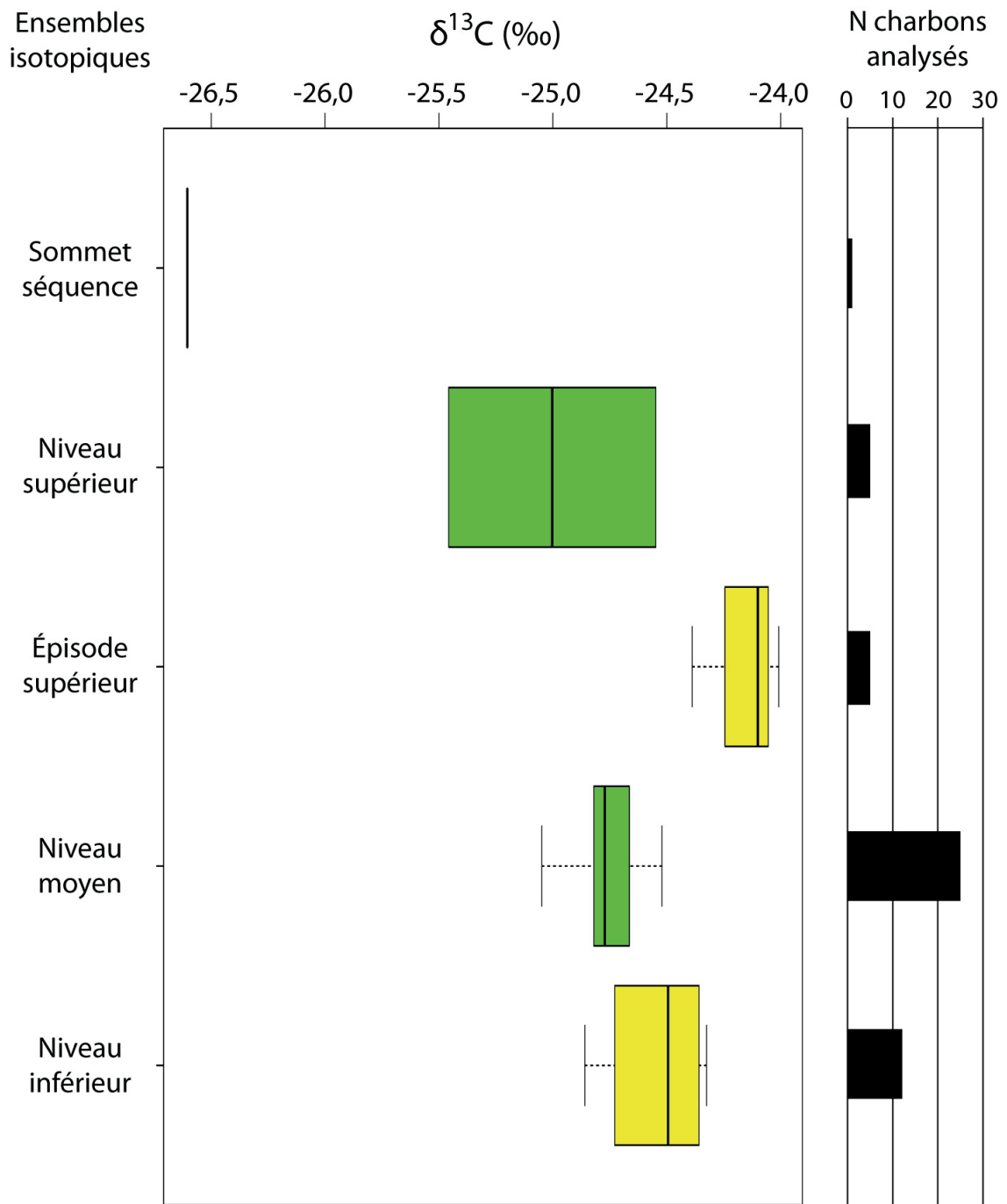
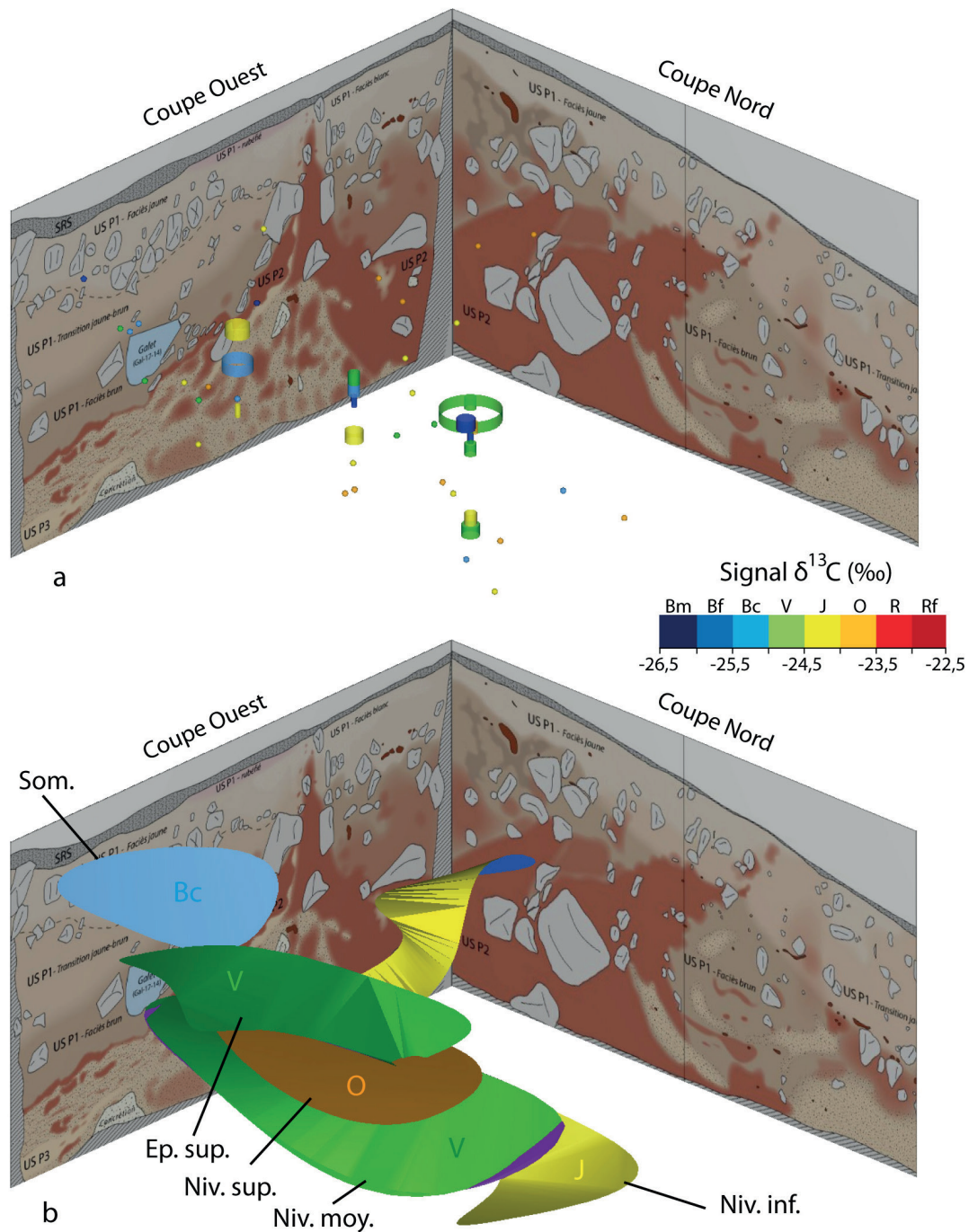


Figure C3.III.3-10) Synthèse des données isotopiques obtenues pour les ensembles isotopiques proposés à partir des analyses des charbons du carré G22 de la Grotte aux Points. NB : (i) le nombre de charbons, n'est pas pris en compte (répartition uniquement des valeurs analytiques), (ii) l'ensemble isotopique inférieur ($\delta^{13}\text{C}$ moyen = 24,53 ‰) est représenté en jaune (code couleur des projections, avec J : -24,0 à -24,5 ‰) pour accentuer la lecture.

Carré S12

L'étude des charbons du carré S12 a permis de mettre en évidence 5 ensembles isotopiques successifs le long de la stratigraphie. On notera par ailleurs, que l'ensemble inférieur, qui semble suivre le coin de glace, et la remontée des US (bien visible avec P2 en rouge), correspond au seul niveau qui s'étend au-delà des sous-carrés S12ab, avec l'analyse également de 4 charbons de S12d sélectionnés à la base de P1 (sélection des zones où la stratigraphie apparaissait la mieux conservée, à savoir S12ab et base USP1). On note par ailleurs, que quelques charbons proviennent également de S11, associés aux sous-carrés S12ab à la fouille. De plus, on précisera qu'au contraire du carré G22, un niveau sommital avec des valeurs isotopiques très faibles se distingue nettement ce qui est corroboré par plusieurs analyses.

L'étude isotopique des charbons du carré S12 s'étant réalisée à la fois sur des charbons prélevés manuellement et issus du tamisage, les coordonnées xyz précises de tous les charbons ne pouvaient être connues. Nous avons donc décidé de prendre en considération dans un premier temps, uniquement les données isotopiques des charbons prélevés manuellement (« sans tamisage »), puis dans un second temps, la totalité des données isotopiques (« avec tamisage »). Ainsi, on note que « sans tamisage » les ensembles isotopiques sont représentés par un relativement faible nombre de charbons (entre 3 et 12) pour un même nombre d'analyses (analyse individuelle), alors qu'« avec tamisage » le nombre de charbons utilisés est plus conséquent (3 à 21) pour un nombre d'analyses un peu inférieur (3 à 15 ; analyse en groupe des charbons tamisés). Les charbons sont inégalement répartis entre les ensembles (dans une moindre mesure que pour G22). Malgré tout, on observe que, « sans ou avec tamisage », les écart-types des analyses $\delta^{13}\text{C}$ restent les mêmes et ne dépassent pas les 0,6‰ à l'exception des charbons du niveau le plus sommital de la séquence (écart-type = 0,91‰, uniquement pour 3 charbons analysés). De même, si les écarts isotopiques maximum augmentent naturellement, ils restent inférieurs à 1,7‰ (maximum « sans tamisage » à 1,6‰).



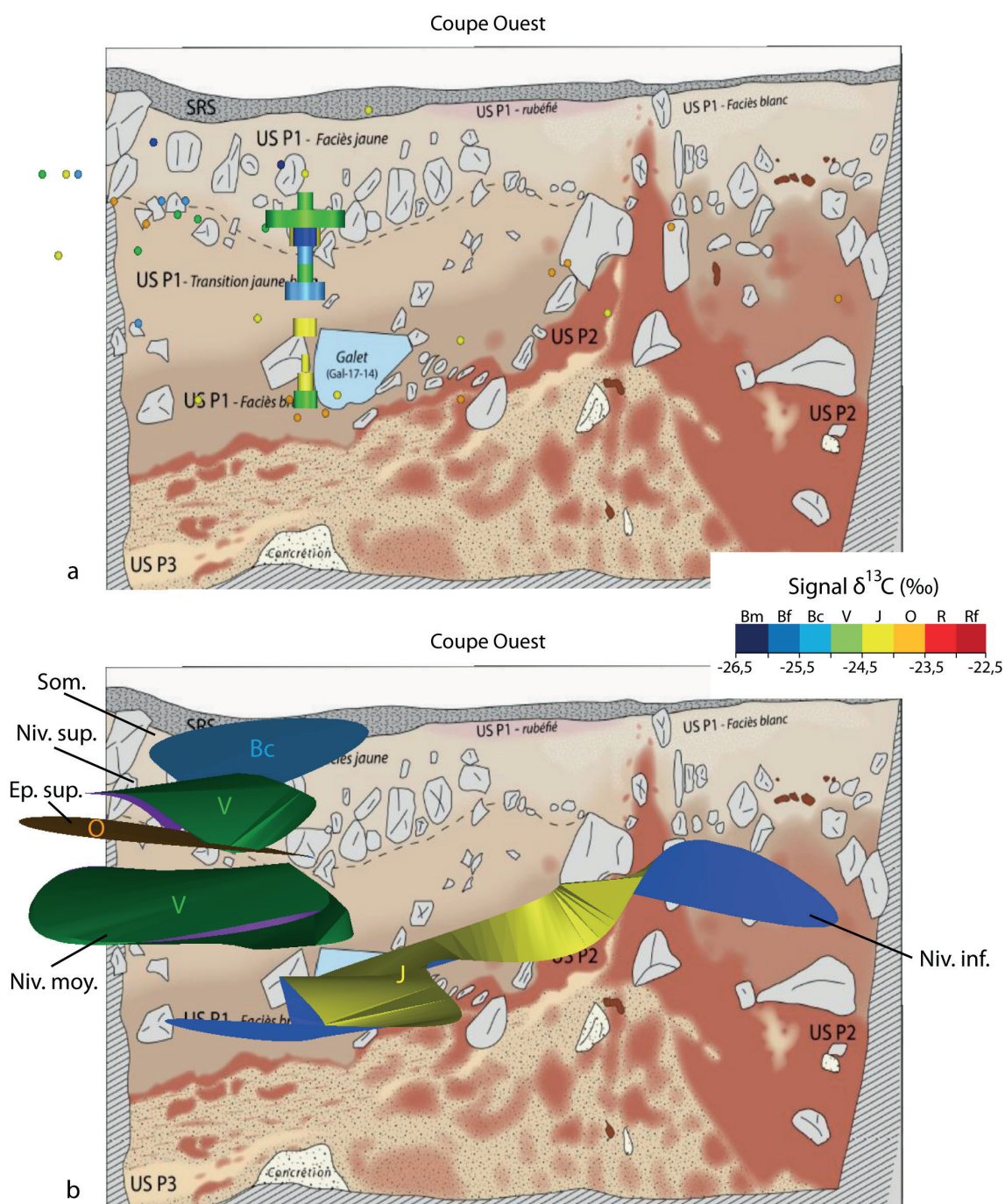


Figure C3.III.3-12) Projection des valeurs isotopiques (a) et des ensembles isotopiques proposés (b) pour les charbons de la Grotte aux Points, de S12, en vue Ouest. Les valeurs isotopiques sont représentées par un grade de couleur (surface supérieure pour les groupes isotopiques), avec des valeurs les plus élevées aux plus faibles : rouge foncé (Rf : -22,5 à -23,0 ‰), rouge (R : -23,0 à -23,5 ‰), orange (O : -23,5 à -24,0 ‰), jaune (J : -24,0 à -24,5 ‰), vert (V : -24,5 à -25,0 ‰), bleu clair (Bc : -25,0 à -25,5 ‰), bleu foncé (Bf : -25,5 à -26,0 ‰), bleu marine (Bm : -26,0 à -26,5 ‰). NB : Les valeurs isotopiques des charbons prélevés manuellement sont représentées par un point ; les valeurs isotopiques moyennes des charbons, issus des tamisages, sont représentées par des cylindres (épaisseur du décapage), dont le rayon dépend du nombre de charbons comptabilisés, et sont associées à des coordonnées moyennes (centre du carré ou sous-carré décapé).

Ensembles proposés (S12)	N charbons	N analyses	$\delta^{13}\text{C}$ moyen (‰)	Écart type des analyses $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Écart $\delta^{13}\text{C}$ max (‰)	Provenance des Charbons
Sommet	3	3	-25,45	0,91	1,60	Sans tamisage
Niveau sup.	9	9	-24,74	0,37	1,01	
Épisode sup.	2	2	-23,62	0,04	0,06	
Niveau moy.	5	5	-24,77	0,61	1,39	
Niveau inf.	12	3	-23,98	0,22	0,44	
Sommet	3	3	-25,45	0,91	1,60	Avec tamisage
Niveau sup.	21	11	-24,64	0,34	1,01	
Épisode sup.	12	6	-23,93	0,53	1,47	
Niveau moy.	19	11	-24,94	0,56	1,71	
Niveau inf.	18	15	-24,14	0,27	1,10	

Tableau C3.III.3-9) Synthèse des données isotopiques obtenues pour les ensembles isotopiques proposés à partir des analyses des charbons du carré S12 de la Grotte aux Points, avec N charbons, le nombre de charbons individuels. Sélectionnés, et N Analyses le nombre d'analyses. Les $\delta^{13}\text{C}$ moyen sont pondérés par le nombre de charbons analysés. Au contraire, les écarts types sont calculés à partir des données analytiques (quel que soit le nombre de charbons sources). NB : les données sont représentées en prenant en compte, ou non, les charbons issus du tamisage.

Concernant l'évolution du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre les ensembles proposés, on observe une différence moyenne entre les $\delta^{13}\text{C}$ moyens « sans ou avec tamisage » de 0,18‰ (sommet de la séquence exclue) et 0,30‰ au maximum (pour « épisode supérieur »). Ainsi, les tendances générales du $\delta^{13}\text{C}$ moyen restent les mêmes ou sont très légèrement accentuées. Pour la suite, nous focaliserons donc sur les résultats isotopiques « avec tamisage », mais les observations sont similaires pour ceux « sans tamisage ». Ainsi, on observe, dans un premier temps, une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre le niveau inférieur et moyen (-0,8‰ ; ou -0,79‰ « sans tamisage »). On distingue ensuite un niveau sédimentaire de faible épaisseur, où les valeurs isotopiques des charbons sont les plus élevées de la séquence (« épisode supérieur ») (+1,01‰ par rapport au niveau moyen ; ou +1,25‰ « sans tamisage »). Les valeurs isotopiques diminuent ensuite (« niveau supérieur » : -0,71‰ ; ou -1,12‰ « sans tamisage »), avec un retour à un $\delta^{13}\text{C}$ moyen similaire à celui du niveau moyen, puis une très forte diminution (-0,81‰ ; ou -0,71‰ « sans tamisage ») observée pour un charbon isolé au sommet de la séquence.

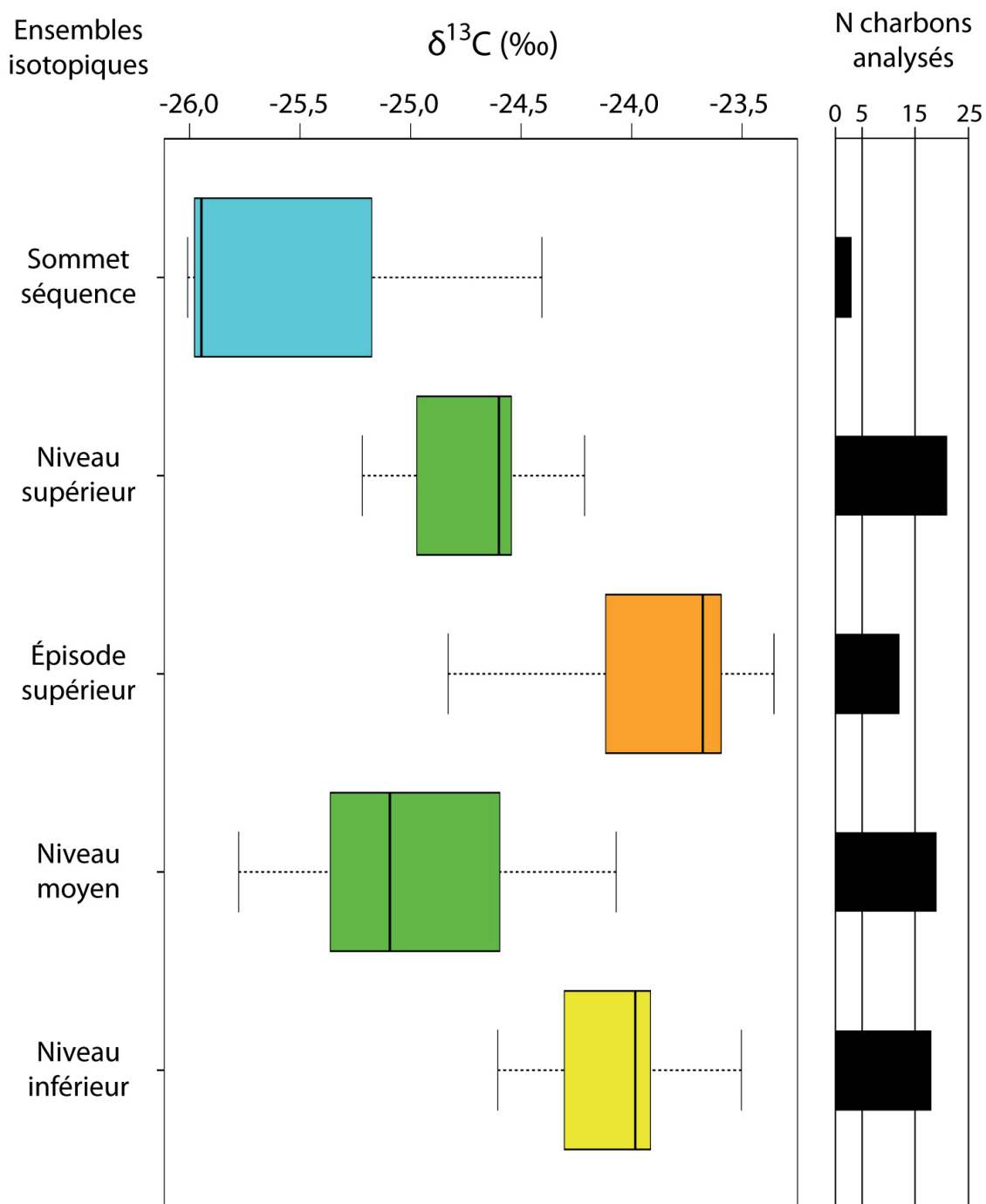


Figure C3.III.3-13) Synthèse des données isotopiques obtenues pour les ensembles isotopiques proposés à partir des analyses des charbons du carré S12 de la Grotte aux Points. NB : le nombre de charbons, n'est pas pris en compte (répartition uniquement des valeurs analytiques).

Phase du Paléolithique supérieur de la Grotte aux Points

Enfin, si on compare les résultats isotopiques entre les deux secteurs (G22 et S12), 5 ensembles isotopiques similaires ont été définis dans les deux secteurs, avec une bonne délimitation stratigraphique entre les ensembles inférieurs et moyens, la présence d'un même épisode (répartition des charbons sur une faible épaisseur) entre le niveau supérieur et moyen, puis des charbons disparates au sommet de la séquence. Plus encore, si on compare les deux signaux $\delta^{13}\text{C}$ moyens on observe les mêmes tendances isotopiques (ex : « épisode supérieur » avec le plus haut $\delta^{13}\text{C}$, très faible $\delta^{13}\text{C}$ pour le « sommet de la séquence »). Toutefois, on note une variabilité du signal plus importante pour S12 que G22 (plus grand écart max, plus grand écart-type moyen) en lien avec la différence du nombre d'analyses. De plus, le calcul de l'écart des $\delta^{13}\text{C}$ moyens entre les deux secteurs, pour chaque ensemble, varie jusqu'à 0,39‰ du niveau inférieur au niveau supérieur et augmente jusqu'à 1,15‰ pour le sommet de la séquence (Tableau C3.III.3-10).

Considérant les similarités entre les deux signaux isotopiques, et afin d'approfondir la comparaison des données entre les deux secteurs, une étude du signal $\delta^{13}\text{C}$, tous secteurs confondus, a été calculée (Tableau C3.III.3-10 ; Figure C3.III.3-14). On observe ainsi, un signal isotopique moyen qui suit les mêmes tendances que celles observées dans les deux secteurs. De plus, les écarts-types entre les valeurs analytiques s'homogénéisent autour de 0,4‰, à l'exception du sommet de la séquence qui présente toujours un écart-type important (0,94‰). Au contraire, l'écart $\delta^{13}\text{C}$ max correspond au même écart max que pour les données de S12 ou très légèrement supérieures (+0,13 et +0,26‰), à l'exception du sommet de la séquence, dont l'écart max atteint 2,20‰.

Ensembles proposés (S12 & G22)	N charbons	N analyses	$\delta^{13}\text{C}$ moyen (‰)	Écart type des analyses $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Écart $\delta^{13}\text{C}$ max (‰)	Écart des $\delta^{13}\text{C}$ moyen (S12-G22) (‰)
Sommet	4	4	-25,74	0,94	2,20	1,15
Niveau sup.	26	13	-24,66	0,38	1,24	0,09
Épisode sup.	17	9	-24,03	0,45	1,47	0,33
Niveau moy.	44	20	-24,84	0,44	1,71	-0,16
Niveau inf.	30	19	-24,30	0,33	1,36	0,39

Tableau C3.III.3-10) Synthèse des données isotopiques obtenues pour les phases isotopiques proposées à partir des analyses des charbons du carré G22 et S12 de la Grotte aux Points, avec N charbons, le nombre de charbons individuels.

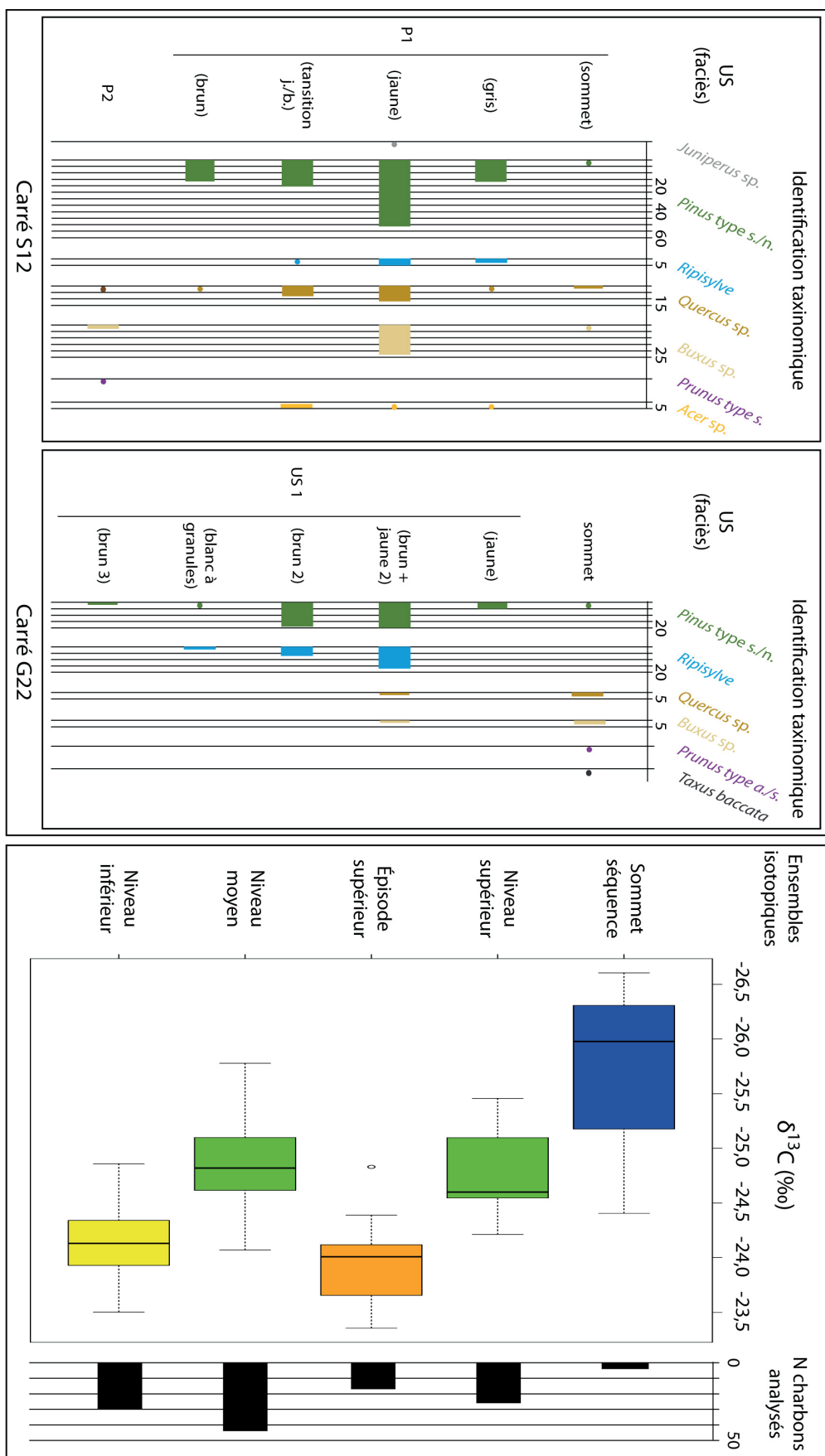


Figure C3.III.3-14) Synthèse de l'étude taxinomique et isotopique des charbons de la Grotte aux Points. NB : (i) la rhipisylve comprend les genres *Betula*, *Salix* et *Populus* ; (ii) le nombre de charbons n'est pas pris en compte dans la représentation boxplot des données isotopiques (répartition uniquement des valeurs analytiques) ; (iii) l'« épisode supérieur » ($\delta^{13}\text{C}$ moyen = 24,03 ‰) est représenté en orange (code couleur des projections, avec J : -23,5 à -24,0 ‰) pour accentuer la lecture.

III.3.4. Interprétation

III.3.4.a. Étude taxinomique des charbons

D'une manière générale, si le choix d'utiliser des prélèvements individuels des charbons nous permet d'avoir une idée juste de la répartition des essences dans la stratigraphie complexe du site, il a pour conséquence de biaiser l'information quantitative des assemblages anthracologiques (prélèvements des charbons > 2mm favorisés, avec une possible sous-représentation des essences rares ; proportion des charbons prélevé manuellement non comparable à celle de ceux issus du tamisage) (chapitre 2 – IV) (Théry-Parisot et al., 2010). Plus encore, le nombre de charbons identifiés est alors relativement faible et inégalement réparti par US. Il peut ainsi, dans certains cas, limiter la représentativité de l'assemblage. L'utilisation d'un tamisage systématique du sédiment, comme réalisée ici, a alors pour objectif d'obtenir une image plus représentative de l'assemblage. Toutefois, le prélèvement par tamisage conduit à une nouvelle fragmentation des charbons qui rend difficile comparaison directe des spectres anthracologiques obtenues avec chacune des deux méthodes d'échantillonnage (Badal, 1992; Chabal, 1992, 1997; Théry-Parisot et al., 2010).

Les interprétations fondées sur l'étude taxinomique des charbons de la Grotte aux Points se concentrent sur une interprétation principalement qualitative des assemblages et prévient le risque de possibles surinterprétations par faciès, au vu des risques méthodologiques et des possibles remaniements des charbons.

Carré G22

L'ubiquité et la prédominance de *Pinus* type *sylvestris/nigra*, sur l'ensemble de l'US 1, indiquent qu'il a été le taxon majoritairement utilisé et qu'il dominait probablement les zones boisées autour du site (pour ce qui concerne au moins les phases de fréquentation préhistoriques représentées au sein de G22). Le pin type sylvestre/noir (*Pinus* type *sylvestris/nigra*) est un taxon héliophile, retrouvé en milieu froid/sec et actuellement dans l'étage montagnard et supra méditerranéen. La pin était accompagnée, dans la partie la plus basse des gorges, par la ripisylve thermorésistante de l'Ardèche (*Betula* sp., *Salix/Populus*). *Betula* sp., essence héliophile et thermorésistante, est regroupée ici avec la ripisylve en raison de la nécessité d'humidité de certaines de ces espèces (*Betula pubescens* et *nana*) ; la présence de *Betula* également dans les zones sèche accompagnat le pin reste probable. La comparaison avec l'actuel (*Quercus* sp., *Buxus* sp. et autres mésothermophiles), indique que le climat de l'époque devait donc être beaucoup plus froid (pinède et ripisylve thermorésistante).

On note toutefois l'apparition dans le haut de l'US 1 (faciès Brun/jaune2), la présence ponctuelle de *Quercus* f.c. et *Buxus* sp. qui font notamment partie de la végétation actuelle aux environs du site. Si le deuxième peut être retrouvé dans des milieux relativement arides pendant des phases de recolonisation, le premier (*Quercus*) est l'indice d'un milieu plus humide. Toutefois, la proximité de ces identifications avec celles du sommet de la séquence (historique), les marques de possibles intrusions stratigraphiques (trous d'insectes ?) et la présence de *Taxus baccata* (non contemporain du Paléolithique supérieur) ne permettent pas d'affirmer la contemporanéité de ces essences avec les autres vestiges de l'US 1. Ainsi, si la présence de ces essences pendant les

occupations paléolithiques supérieur ne peut pas être rejetée, il est également possible qu'elles correspondent à des occupations de l'Holocène ou historiques. En définitive, la présence de *Quercus* f.c. et *Buxus* sp. associés à l'US 1 (Paléolithique supérieur) peut donc suggérer à la fois la présence d'une zone refuge et/ou une période moins rigoureuse (indiqué par *Quercus*), mais aussi, la preuve que des intrusions plus ou moins ponctuelles ont pu survenir au moins jusqu'au faciès brun et jaune 2, voire d'un âge plus récent (holocène) pour ces niveaux supérieurs.

Secteur RS12

L'assemblage anthracologique de RS12 et sa projection stratigraphique présentent une forte similarité avec celui de G22. On observe ainsi, que l'US P1 est également dominé par *Pinus* type *sylvestris/nigra*, interprété comme contemporain d'une période froide. La présence d'essence de la ripisylve est également observée sur l'ensemble de l'unité, dont *Betula* sp., concordant avec un climat froid.

Comme pour G22, on note l'apparition ponctuelle d'essences mésophiles (*Quercus* sp., *Acer* type *platanoides* et *campestre*) dès le faciès de transition. Elle s'intensifie ensuite à partir du faciès jaune jusqu'au sommet de la séquence, également associée à une forte hausse de *Buxus* sp. La présence de ces essences plus mésophiles et de *Buxus* sp. peut alors être interprétée, soit comme une amélioration climatique qui suit directement une phase paléolithique plus froide, soit comme l'intrusion de charbons issus de dépôts plus récente (Holocène, période historique). Si la présence de *Quercus* sp. jusqu'à la base de l'US P1 (faciès brun, 1 charbon) appuie l'hypothèse d'une zone refuge dans les gorges de l'Ardèche (propice à une extension de la chênaie pendant les périodes les moins rigoureuses), la présence de fortes concentrations de *Quercus* sp. et *Buxus* sp. ($x = 1180$ cm, $y = -165$ cm) est en faveur d'une rupture de l'intégrité des US inférieures et d'une contamination par des occupations plus récentes interprétée comme des trous de poteaux (phénomène très localisée).

Au contraire de G22, le sondage RS12 a permis de récolter des charbons issus de niveaux inférieurs (P2 principalement), sous l'ensemble attribué au Paléolithique supérieur (P1, Gravettien/Solutréen). Malgré le très faible nombre de charbons, on note la présence d'un assemblage qui se distingue de l'US P1 (*Buxus* sp. *Quercus* sp., *Prunus* type *Amigdalus/spinosa*). Plus encore ce niveau semble coïncider avec l'identification d'autres charbons isolés à la base de l'US P1b (*Buxus* sp. et *Quercus*, issus du tamisage, faciès jaune directement sur P2). Le sommet de l'US P2 pourrait donc indiquer une occupation pendant une période moins rigoureuse, précédant une détérioration climatique avec la mise en place d'une pinède prédominante. Toutefois, la différenciation nette entre les processus sédimentaires des US P1 et P2 (continuité de P3 ; *au minima* postérieur à 126ka, datation U/Th), et la possibilité d'un niveau d'érosion entre celles-ci, nous empêchent de discuter du cadre chronologique de succession de ces ensembles. Plus encore, le petit nombre de charbons ne permet pas de conclure sur l'origine des transformations observées (contamination ?).

Phase du Paléolithique supérieur de la Grotte aux Points

En somme, si on regarde l'ensemble des identifications de la phase sédimentaire attribuée au Paléolithique supérieur (Gravettien et Solutréen), sur les deux secteurs étudiés (RS12, GH 20/24), on observe une forte similarité des données et des interprétations : Pinède avec ripisylve

thermorésistante, associée à quelques essences mésophiles dans le haut des séquences (contamination et/ou refuge forestier). Cette observation tend à appuyer l'hypothèse d'une contemporanéité des deux séquences avec un niveau typique d'un climat froid du Paléolithique supérieur (Gravettien/Solutréen). Enfin, la présence ponctuelle de *Quercus* jusqu'à la base de l'US P1 (loin des autres zones d'intrusions) et les valeurs isotopiques relativement basses par moment indiquent vraisemblablement que les conditions climatiques des gorges ont certainement été favorables à la mise en place de refuge de certaines essences mésophiles pendant le Paléolithique supérieur.

III.3.4.b. Étude de l'altération fongique des charbons

Pour rappel, l'étude fongique se focalise sur les charbons de *Pinus* type *sylvestris/nigra* issus des couches attribuées à la phase du Paléolithique supérieur, tous faciès confondus, pour le secteur RS12 et GH20/24. D'un point de vue général, la présence récurrente d'altérations fongiques modérées (majoritairement « 1 » à occasionnellement « 2 »), sur l'ensemble des secteurs étudiés, tend à montrer une utilisation récurrente du bois contaminé par des champignons. Ces dernières sont généralement le témoin d'une altération de bois mort. Malgré tout, on observe une part conséquente de charbons sans traces fongiques (« 0 ») qui est l'indice d'utilisation de bois non contaminé (bois vert ou bois mort). Par ailleurs, on rappelle que les charbons avec de fortes déformations (principalement « 3 » à « 2 ») ne sont pas favorables à la conservation face aux événements post-dépositionnels (ex : fragmentation sous l'effet de gel/dégel) (Allué et al., 2009; Henry and Théry-Parisot, 2014).

Le relatif faible nombre d'observations par secteur, et l'association de charbons issus d'occupations certainement différentes, rendent difficiles les interprétations poussées de ces données. Toutefois, l'ubiquité des traces d'utilisation de bois infecté, dans l'ensemble des secteurs, est certainement l'indice d'une collecte et utilisation de bois mort par les populations paléolithiques de la Grotte aux Points. Ce type de bois est en particulier favorisé dans un système de collecte opportuniste (Shackleton and Prinsh, 1992; Théry-Parisot, 1998, 2001).

III.3.4.c. Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons

Concernant le signal isotopique, l'utilisation d'ensembles de charbons, sur la base de leurs répartitions et de leurs valeurs isotopiques, dans un contexte en partie remanié, questionne le risque d'une association de charbons issus de différentes occupations. Le faible nombre de charbons et les problématiques de mélange peuvent alors conduire à une forte variabilité du signal.

Toutefois, ici, l'évolution du signal isotopique moyen entre les ensembles proposés est, en majorité, relativement importante comparée aux écarts types du $\delta^{13}\text{C}$ moyen de chacun de ces ensembles. De plus, on observe pour G22, comme pour S12, une même tendance isotopique entre les $\delta^{13}\text{C}$ (histoire commune enregistrée). Si ce dernier argument tend à conforter l'hypothèse de l'intégrité du signal isotopique, la comparaison entre les $\delta^{13}\text{C}$ moyens des deux secteurs montre des différences relativement importantes, en particulier pour l'ensemble inférieur et l'épisode supérieur. Néanmoins, ces écarts restent inférieurs aux évolutions moyennes du signal isotopique général (deux secteurs associés). Plus encore, les écarts du signal isotopique moyen des deux secteurs sont également inférieurs (ou proches) des écarts-types observés avec les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ tous secteurs

confondus. On précisera que ces observations ne s'appliquent pas à l'ensemble du sommet de la séquence qui montre la plus haute variabilité du signal, au sein de S12, ou en considérant les deux secteurs ensemble. L'interface avec des US plus récentes sur le haut des séquences analysées a certainement conduit à l'intrusion de charbons diachroniques. Associé à un faible nombre de charbons, le signal isotopique présente alors une forte variabilité. Enfin, les ensembles considérés comme contemporains, entre les deux secteurs (ex : « niveau inférieur » de G22 et S12), peuvent en réalité être l'objet d'occupations chronologiquement bien distinctes et expliquer une partie des écarts observés entre les signaux isotopiques moyens entre G22 et S12. La similarité des signaux entre les deux secteurs serait alors le résultat d'une tendance climatique générale, enregistrée à plusieurs moments de l'évolution de l'histoire de la forêt.

En somme, les évolutions du $\delta^{13}\text{C}$ moyen sont considérées comme relevant, au moins en partie, du signal climatique et environnemental, et non uniquement de la variabilité du signal (intra-individu, inter-individus, variations saisonnières/annuelles) et de l'échantillonnage restreint. Pour les interprétations de ce signal, nous rappelons qu'elles se fondent sur les corrélations climatiques et environnementales avec $\delta^{13}\text{C}$ du bois, obtenues dans les études actuelles (Chapitre 1 – I). On rappellera également, que si les périodes du Gravettien et du Solutréen (associée aux US 1 et P1) sont représentées par des paramètres atmosphériques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et $\text{CO}_{2\text{atm}}$) relativement stables, ils peuvent varier sur les périodes qui les précèdent ou succèdent et ont pu intervenir sur le signal isotopique.

Les interprétations présentées ci-dessous sont réalisées en considérant les deux signaux isotopiques (G22 et S12) comme relevant d'une tendance climatique commune entre les ensembles ; la possibilité d'une non-contemporanéité de ces ensembles n'est toutefois pas rejetée.

La première diminution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen, du « niveau inférieur au moyen », est relativement ténue en comparaison aux écarts-type des deux ensembles. Ainsi, elle ne relève pas d'une variabilité générale, mais certainement d'une évolution climatique. Dans l'ensemble, le « niveau inférieur » étant représenté presque exclusivement par la pinède/ripisylve (période froide), la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ est interprétée comme une augmentation de l'humidité. On précisera toutefois que la diminution isotopique apparaît plus ténue sur G22 que S12. Compte-tenu de la similarité des $\delta^{13}\text{C}$ moyen des « niveaux moyens » entre les sondages et le nombre important de charbons analysés sur ces niveaux, la différence d'écart est certainement due à une sous-estimation du $\delta^{13}\text{C}$ moyen du « niveau inférieur » pour G22.

L'« épisode supérieur » qui suit correspond à une nette augmentation du signal isotopique retrouvé sur une faible épaisseur, aussi bien pour G22 que S12. Si le risque d'intégration de charbons sur une faible épaisseur reste présent, cette forte augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ moyen par rapport aux écarts types des autres niveaux, consolide l'hypothèse d'une nouvelle occupation du Paléolithique supérieur (US1 et P1) dominée par *Pinus* type *sylvestris/nigra* (période froide), au cours d'un épisode aride marqué.

La diminution du $\delta^{13}\text{C}$ suivante pour le niveau supérieur (US 1 et P1) correspondrait à un retour vers une phase moins aride (plus humide). Toutefois, on rappelle que ce dernier niveau est également associé à d'éventuelles infiltrations de charbons d'essences mésophiles. Il est dès

lors possible que le signal isotopique obtenu puisse également intégrer les valeurs isotopiques de charbons de Pin issus d'un environnement forestier mixte (*Pinus/Quercus/Buxus*) plus récent, voir principalement orienté autour de la Chênaie (plus *Buxus* sp.). La diminution du $\delta^{13}\text{C}$ du niveau supérieur pourrait en partie résulter de l'enregistrement isotopique d'une phase moins aride plus récente. Par ailleurs, dans cette deuxième hypothèse, les charbons peuvent avoir appartenus à une période plus récente (Tardiglaciaire, Holocène), avec des conditions atmosphériques différentes. Ces dernières peuvent avoir intensifié ou atténué les observations isotopiques, principalement pour l'Holocène et son $\text{CO}_{2,\text{atm}}$ élevé et le risque d'adaptation des arbres.

Enfin, l'ensemble du « sommet de la séquence » est certainement contemporain de l'Holocène et la forte variabilité observée traduit un mélange de charbons, issus de plusieurs périodes climatiques. Toutefois, les très faibles valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ se distinguent nettement de celles des autres ensembles. Dans une logique climatique, ces faibles valeurs correspondent à une forte augmentation de l'humidité ou une importante baisse des températures. Si des épisodes froids sont connus pour l'Holocène (ex : petit âge glaciaire), la baisse des températures restait inférieure aux températures du Pléistocène supérieur récent. Plus encore, la présence de la ripisylve sur l'ensemble de la séquence tend à montrer qu'une source d'humidité était présente pendant l'ensemble des phases d'occupation du site. Ainsi, si l'augmentation relative de l'humidité pendant l'Holocène (avec ou non baisse des températures) pourrait expliquer les faibles valeurs de l'ensemble sommital de la séquence, il est possible que d'autres facteurs soient entrés en jeu. Parmi eux, une adaptation physiologique des plantes aux paramètres climatiques et atmosphériques de l'Holocène peut avoir changé radicalement la réponse de la plante aux évolutions climatiques (même logique de réponse, mais à une intensité nouvelle).

Pour finir, on rappelle que l'étude du référentiel avait soulevé l'importance de l'origine du bois sélectionné sur le signal isotopique (pente, sol développé, etc.). Toutefois, le caractère escarpé des Gorges de l'Ardèche au niveau de l'emplacement de la Grotte aux Points a certainement rendu difficile la collecte de bois issus de biotopes différents (principalement la zone entre la falaise et l'Ardèche ; plateau loin). Ainsi, les relatives faibles variabilités, observées pour chaque ensemble, peuvent traduire d'une collecte focalisée sur un seul biotope. Toutefois, considérant les nombreux risques liés à la méthode d'étude (faible nombre de charbons, utilisation d'ensembles de charbons, remaniements), aucune interprétation dans ce sens ne peut être vérifiée à l'heure actuelle.

III.3.5. Discussion

III.3.5.a. *Variabilité du signal isotopique*

L'une des principales questions, adossée à l'étude du signal isotopique des charbons de la Grotte aux Points, concerne la significativité du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ moyen dans un contexte où les niveaux d'occupations sont mal définis et potentiellement marqués par des remaniements post-dépositionnels. Cette problématique est d'autant plus importante qu'elle se présente dans le cadre d'une méthode d'analyse originale, avec la création d'ensembles isotopiques à l'aide d'un enregistrement individuel en xyz des coordonnées des charbons. Plus encore, l'application de cette démarche, à la fois avec des charbons individuels (S12) et des groupes de charbons (G22), offre l'opportunité de comparer les deux approches isotopiques.

La différence entre les deux méthodes d'études, utilisées sur le site, se traduit par une plus faible variabilité du signal isotopique avec l'analyse des charbons regroupés (G22) par rapport à celle de l'analyse individuelle (S12). Comme attendu, les valeurs isotopiques obtenues à partir des charbons regroupés correspondent à des valeurs moyennes et ne nous permettent pas d'étudier l'étendue de la variabilité du signal isotopique. Au contraire, il semble que malgré la différence entre les deux approches, les variations des signaux isotopiques moyens dans les deux carrés soient similaires. Cette observation suggère une conservation du signal à travers les deux méthodes. Seules les dates radiocarbone pourront permettre de confirmer cette hypothèse (contemporanéité des phases isotopiques proposées). Ces observations s'accordent avec celles faites dans le cadre expérimental de l'étude de Borella et ses collaborateurs, qui attestent de l'invariabilité du signal isotopique moyen par regroupement de cernes quelle que soit la masse (Borella et al., 1998). Ainsi, comme observée dans notre référentiel, la moyenne de plusieurs cernes, divisées ici en plusieurs charbons, diminue la corrélation du signal isotopique avec les variations climatiques hautes fréquences (baisse de la variabilité), mais conserve le signal moyen de basse fréquence (Chapitre 3 III.2).

Si on se concentre sur la variabilité du signal isotopique de S12 (analyse de charbons individuels), on observe une variabilité maximum (entre 1,01 et 1,72‰ pour un ensemble proposé) comparable avec la variabilité inter-individus maximal observée dans les études actuelles du bois (variabilité maximum de 1 à 3‰) (Francey, 1981; Leavitt, 2010; Leavitt and Long, 1984, 1986; Loader et al., 2013; Mazany et al., 1980; McCarroll and Pawellek, 1998). En particulier, nos valeurs correspondent avec celles obtenues sur une étude de 100 pins sylvestres (marge à 95% de la moyenne de 2,02‰ et écart type de 0,56‰) (Loader et al., 2013). Toutefois, cette même étude suggère d'atteindre un écart type de 0,18‰ pour une étude optimale des signaux à basse fréquence, obtenus par ces auteurs à l'aide d'une l'inférence statistique *bootstrap* des données avec 10 répétitions (impossible ici, en raison du manque de valeurs isotopiques brutes) (*Ibid*). Ainsi, nos valeurs peuvent apparaître comme relativement hautes (écart type par groupe entre 0,27 et 0,57‰, « sommet » exclu). Malgré tout, les évolutions du signal isotopiques moyen restent plus importantes que la variabilité du signal par « ensemble isotopique » et ne relèvent pas uniquement de la variabilité non-climatique mais d'un enregistrement climatique. Par ailleurs, on précisera que si la contemporanéité des deux signaux se confirme (datations radiocarbone en cours), l'association des données isotopiques permettrait d'obtenir une variabilité faible et d'augmenter la puissance du signal (écart type <0,45‰, « sommet exclu »).

En somme, malgré le risque associé à l'utilisation d' « ensembles isotopiques » (mélange de charbons, choix des phases isotopiques), les évolutions des signaux isotopiques restent marquées (différences entre phases isotopiques proposées > 0,5‰) et relèvent certainement d'un changement environnemental ou climatique. Plus encore, la similarité entre les signaux isotopiques des deux carrés renforce l'hypothèse d'une indépendance de la méthode utilisée (regroupement de charbon ou non) et d'un signal isotopique commun représentatif des variations climatiques. Ces résultats attestent d'une bonne intégrité de la majorité des ensembles sédimentaires du Paléolithique supérieur.

III.3.5.b. *Apport paléoenvironnemental du signal isotopique*

L'étude anthracologique des charbons de bois de la Grotte aux Points devait permettre de comprendre l'évolution de l'environnement autour du site pendant les différentes phases d'occupation de celui-ci, mais aussi, d'appréhender son exploitation par les préhistoriques. Cependant, cette étude s'est vu confrontée à plusieurs limites : (i) plusieurs indices de remaniements possibles ont pu être observés (concentrés vers le haut des séquences), (ii) le prélèvement manuel des charbons présentait un risque de surévaluation des essences abondantes (Théry-Parisot et al., 2010), (iii) les identifications des charbons supplémentaires récoltées par tamisage ne peuvent pas être directement associées à celles des prélèvements manuels (fragmentation différente) (Chabal, 1997; Théry-Parisot et al., 2010), et enfin malgré ceux-ci, (iv) le nombre de charbons étudiés était insuffisant pour obtenir une image fiable du signal environnemental de l'époque (Chabal, 1997; Heinz, 1990a; Smart and Hoffman, 1988). Les observations taxinomiques obtenues ne permettent alors d'obtenir qu'une information qualitative de l'évolution du cadre environnemental des Gorges. Deux grands ensembles ont pu être déterminés dans les deux séquences : (i) une première phase froide (prédominance de *Pinus* type *sylvestris/nigra* avec une ripisylve) associée aux US attribuées au Paléolithique supérieur, puis (ii) une deuxième phase plus humide et probablement plus tempérée (e.g. *Quercus* sp., *Buxus* sp.) associée aux US sommitales. L'environnement de cette deuxième phase vient confirmer (i) les hypothèses fondées sur l'étude de la faune et de la microfaune selon lesquelles l'occupation est contemporaine d'une phase climatique froide associée à des zones plus humides (rivière) (Lateur et al., 2017; Lateur et al., 2019) et (ii) l'hypothèse d'un réchauffement sur la partie sommitale montrée par la palynologie (Argant, 2018) et la présence du Lemming en microfaune (Lateur et al., 2019). Par ailleurs, on notera également la présence possible d'une phase relativement tempérée à la base de la couche gravetto-solutrénienne (transition P1/P2 observée en S12).

L'utilisation combinée du signal isotopique des charbons et des coordonnées stratigraphiques semble définir une évolution environnementale et climatique entre plusieurs phases d'occupation de la grotte. Les interprétations proposées ci-dessous considèrent ces évolutions comme climatiquement significatives et ne relevant pas uniquement de la variabilité naturelle du signal (voir Chapitre 3 - III.3.5.a). Par ailleurs, sans données radiocarbone complémentaires, la comparaison de nos observations avec les données régionales sera focalisée sur les périodes du Gravettien et Solutrén (attribution lithique et archéozoologique) pour les US P1 / US 1. Les observations faites avec le signal isotopique viennent principalement confirmer l'existence d'un climat froid avec des phases plus ou moins arides. Les phases les plus humides ont certainement favorisé la présence du renne observée dans le cortège faunique (Lateur et al., 2017; Lateur et al., 2019). Par phase, on observe :

- Une première phase d'occupation à la base de l'US P1/1, certainement associée à une occupation gravettienne correspondant à un climat froid et sec, appuyé par les valeurs relativement hautes du signal $\delta^{13}\text{C}$. L'environnement est représenté essentiellement par *Pinus* type *sylvestris/nigra* et quelques essences de milieu humide/froid (e.g. *Betula* sp., *Salix* sp.). Le couvert forestier est certainement peu développé. Par ailleurs, cette

occupation se situe à la base d'une rupture nette des processus de sédimentation, ou un hiatus sédimentaire, qui indique une différence nette avec le climat des périodes précédentes (possiblement plus tempéré ; présence de *Prunus* sp., *Buxus* sp.)

- La deuxième phase d'occupation (solutréenne ?) surviendrait après une phase d'abandon du site (vide matériel observé sur RS12). L'hypothèse d'une occupation du site plus en avant du porche ne peut toutefois pas être écartée. À cette période, le climat aurait été moins aride que pendant la phase précédente, attesté par la diminution des valeurs isotopiques. L'environnement est toujours représenté essentiellement par *Pinus* type *sylvestris/nigra* et des essences de ripisylve (e.g. *Betula* sp., *Salix* sp.), mais le couvert forestier était certainement plus développé que pour la phase précédente (climat favorable à l'expansion forestière).
- La troisième phase d'occupation correspond certainement à un épisode climatique très sec, avec les valeurs isotopiques les plus hautes du site. Le couvert forestier était certainement peu développé, représenté par des refuges de *Pinus* type *sylvestris/nigra* et quelques essences de la ripisylve qui se cantonnent aux zones basses des gorges et/ou abrités des intrusions du vent.
- La quatrième phase d'occupation présente une plus grande incertitude quant à son environnement et son climat. En effet, si la présence de matériel lithique Solutréen tend à l'associer à la deuxième phase d'occupation (froid et peu aride), le remaniement présent dans cette phase peut avoir favorisé l'infiltration de charbons de pins contemporains de phases plus tempérées (e.g. *Quercus* sp. et *Buxus*) (Tardiglaciaire, Holocène).
- La dernière phase d'occupation est certainement un palimpseste de plusieurs phases d'occupation réparties sur l'Holocène pré-industriel (forte variabilité) qui attestent d'une période plus humide dans les gorges et probablement d'une adaptation des plantes aux évolutions atmosphériques (fertilisation par le CO₂) (Donohue et al., 2013; Farquhar, 1997).

En somme, les données environnementales obtenues semblent s'accorder avec des occupations majoritairement gravettiennes et solutréennes marquées par un environnement froid. Plus encore, ces observations s'accordent avec des épisodes d'humidité importante qui ont favorisé la continuité d'incursions pendant le dernier Maximum Glaciaire. Dans les périodes rigoureuses, marquées par un environnement souvent austère, les Gorges de l'Ardèche, abritées des vents du couloir Rhodanien, servaient certainement de zones de refuges pour certains taxons (e.g. *Quercus* f.c.). Enfin, les datations radiométriques en cours nous permettront de vérifier le découpage chronologique proposé ci-dessus.

À plus large échelle, on précise que les comparaisons avec les données paléoenvironnementales régionales sont, quant à elles, reprises dans la discussion de synthèse sur les Gorges de l'Ardèche (Chapitre 3 – III.5).

III.3.5.c. Apport du signal isotopique dans la compréhension des attributions chrono-culturelle de la stratigraphie de la Grotte aux points

La complexité stratigraphique de la Grotte aux Points, marquée par de potentiels remaniements vers les zones sommitales des séquences, représente l'une des problématiques majeures de l'étude du site. L'utilisation combinée de l'étude lithique, archéozoologique et sédimentologique avait permis de définir un diagramme de Harris des différentes phases de remplissage de la grotte (Boccaccio, 2018; Lateur et al., 2019; Monney, 2014, 2017; Monney and Jaillet, 2019). La phase III, en particulier, avait été attribuée au Paléolithique supérieur Fin MIS3 – MIS 2, avec des occupations du Gravettien et Solutréen, sans toutefois pouvoir séparer les différents niveaux archéologiques qui la composent. Une phase plus récente (Phase IV) succède ensuite, principalement rattachée à l'Holocène (Voir Chapitre 3 - III.3.1.b).

Le choix fait ici d'étudier les charbons par prélèvement individuel à partir de leurs coordonnées xyz dans l'espace a permis de définir plusieurs phases d'occupation par l'intermédiaire d'« ensembles isotopiques ». Bien que le risque d'erreur d'association des charbons à leurs périodes d'occupations reste présent, la comparaison des données entre les deux secteurs tend à vérifier la délimitation de niveaux archéologiques obtenus. Plus encore, les différents niveaux archéologiques qui semblaient apparaître dans la projection des pièces lithiques sont concordants avec les délimitations proposées à partir de l'étude isotopique. Cette observation est en particulier faite entre deux niveaux lithiques qui ne se distinguaient pas à la base de la séquence de P1 (Monney, 2014, 2017). De plus, la présence d'objets archéologiques associés à des périodes de l'Holocène sur les sommets de séquence (Céramique, objet en métal) (*Ibid*) coïncide bien avec un signal climatique nettement différent au sommet de la séquence. Plus encore, la présence de données isotopiques relativement peu élevées dans l'ensemble isotopique supérieur et l'augmentation du cortège *Buxus/Quercus* dans le haut des US P1 / US 1 questionnent sur l'intégration de charbons des couches supérieures dans l'étude des niveaux paléolithiques, et par conséquent, la représentativité des cortèges archéologiques étudiés (études fauniques, microfaune, lithique de plusieurs niveaux en un seul) (Boccaccio, 2017, 2018; Lateur et al., 2017; Lateur et al., 2019).

Malgré tout, au vu des données anthracologiques et isotopiques, l'hypothèse d'occupations discontinues majoritairement paléolithiques peut être soulevée, certainement gravettiennes dans les ensembles inférieurs puis solutréennes dans les ensemble supérieurs (discontinuité lithique) (Monney, 2014, 2017).

Enfin, dans une autre problématique, l'étude faunique avait mis en évidence la présence d'*Ursus spelaeus* dans l'US 2 et la base de l'US 1 suggérant une éventuelle perduration de l'espèce dans la région (31-32 ka BP aux Deux-Ouvertures) (Bon et al., 2011) ou une reprise d'éléments issus de l'US 2 au sein de la base de l'US 1 (Lateur et al., 2017). Or, l'étude taxinomique a permis de mettre en évidence une possible évolution dans l'assemblage anthracologique à la base de l'US 1 qui appuierait l'hypothèse de remaniements au contact de l'US P2 et P1 et d'un hiatus sédimentaire entre ces deux phases de dépôts (contact direct, pas de phase de transition environnementale).

III.3.5.d. La sélection du combustible de la Grotte aux Points

Ici, compte-tenu du faible nombre de charbons déterminés et de la relative continuité dans l'assemblage anthracologique (pinède/ripisylve), l'utilisation ne permet pas de préciser le système de collecte du bois ou son évolution dans la Grotte aux Points. Au contraire, l'étude complémentaire des attaques fongiques permet de proposer l'hypothèse d'une collecte non-sélective du bois mort (Allué et al., 2009; Henry, 2011; Vidal-Matutano et al., 2017).

Par ailleurs, la relativement faible variabilité du signal par les assemblages laisse envisager une collecte orientée vers un seul biotope (dans la zone basse des gorges à laquelle appartient la Grotte aux Points). La superficie de l'aire de collecte du bois mort dépend de la nécromasse disponible et de l'intensité des occupations (Théry-Parisot and Meignen, 2000). Or, la rareté d'indice d'un débitage lamellaire et laminaire (débitage non *in situ*) et la faible proportion d'outillage tendent à montrer des occupations de la Grotte aux Points relativement courtes (Boccaccio, 2017, 2018; Monney, 2017), favorables à ce type de collecte (pas d'épuisement de la nécromasse à proximité).

III.3.6. Synthèse

L'étude a été réalisée sur deux séquences différentes avec une analyse isotopique respectivement sur charbons individuels et sur charbons regroupés, issus de prélèvements manuels et du tamisage systématique. L'utilisation de cette approche sur les charbons de la Grotte aux Points a ainsi pu montrer :

- Que le signal isotopique peut permettre de discuter des attributions chrono-culturelles des occupations archéologiques dans une stratigraphie complexe. On observe ainsi plusieurs niveaux d'occupation au sein de la phase des dépôts de chacune des séquences (indiqué par des ensembles isotopiques), dont plusieurs niveaux dans la phase de remplissage Paléolithique supérieur (Gravettien/Solutrén).
- Une correspondance entre signaux isotopiques des deux secteurs, malgré des approches méthodologiques différentes, avec une relativement faible variabilité du signal par ensemble isotopique par rapport aux évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre ces derniers.
- Une corrélation entre les données générales du signal isotopique et les autres données anthracologiques (taxinomiques).
- Un environnement froid pendant les phases de dépôts du Gravettien et Solutrén avec de fortes fluctuations de l'humidité, puis dans un second temps, un environnement plus humide et favorable à l'extension de la pinède certainement associé à des occupations holocènes préindustrielles.
- L'approche complémentaire de l'étude taxinomique et isotopique des charbons, avec l'étude des traces d'infections fongiques, permettent de proposer un système de collecte du combustible opportuniste autour du bois mort et dans une aire géographique certainement restreinte au bas des gorges.

En conclusion, les correspondances isotopiques entre les secteurs et leurs corrélations avec le signal climatique apportent des données climatiques et environnementales inédites à travers des fréquentations discontinues de la Grotte aux Points. L'utilisation de prélèvements de charbons individuels avec l'enregistrement des coordonnées xyz apparaît alors comme une approche intéressante pour pallier les incertitudes dans les stratigraphies complexes. Enfin, l'étude isotopique de la grotte aux points souligne la possibilité d'atteindre un signal isotopique fiable avec un nombre relativement faible de charbons (ici gros charbons avec l'enregistrement isotopique de plusieurs cernes).

III.4. Le site archéologique de la Baume d'Oulen

III.4.1. Contexte

III.4.1.a. *Contexte géographique et rapide historique des fouilles*

La Baume d'Oulen est un site orné qui se démarque, par son emplacement, de la majorité des autres sites ornés des Gorges de l'Ardèche. Situé à cheval sur la commune de Le Garn (Gard, 30760) et Labastide-de-Virac (Ardèche, 07150), la Baume d'Oulen se niche dans un contrefort des plateaux calcaires qui surplombent la partie centrale des Gorges de l'Ardèche (rive droite) à presque 180m d'altitude au-dessus de la rivière (550m de distance) (Figure C3.III.4-1), quand la majorité des sites ornés sont à moins de 50 m d'altitude et 200 m de distance de la rivière (Monney, 2012) (Figure C3.III.1-2). La Baume d'Oulen se démarque également par la taille imposante de son porche (50m de large et jusqu'à 15m de haut), orienté vers le Nord/Nord-Est, qui devait être un point de repère important pour les habitants de la Préhistoire. D'un point de vue spatial, la Baume est divisée en deux grandes salles : (i) la salle Martin qui s'étend sur plus de 900m² et est éclairée naturellement par la lumière du jour ; cette dernière devait toutefois être plus imposante au Paléolithique (voûte effondrée devant le porche actuel) (Figure C3.III.4-2) ; (ii) la salle Gayte qui s'étend sur une surface comparable mais basse, colmatée et totalement obscure (communication entre les deux salles presque obstruée) (Bazile, 1981; Combiér, 1967; Guégan, 2013; Monney et al., 2014; Teyssandier et al., 2017).



Figure C3.III.4-1) Vue des Gorges de l'Ardèche depuis le promontoire situé à quelques dizaines de mètres au nord de l'entrée de la Baume d'Oulen.

La séquence de la Baume d'Oulen, dont l'étude a été enrichie avec le temps, fait aujourd'hui figure d'exception et est utilisée comme séquence de référence de la Préhistoire, pour une grande partie du quart Sud-Est de la France. Les premières mentions de la grotte comme gisement archéologique remontent au XIX^{ème} siècle et seront ensuite suivies de pillages durant la première moitié du XX^{ème} siècle. Il faudra attendre les années 1896 (P. Raymond) pour voir les

premières études des fréquentations Préhistoriques de la Baume (principalement concentrée sur les niveaux Néolithiques), avec la première mention des gravures de la grotte (1907). À la suite de ces travaux, la Baume d'Oulen connaîtra une succession de fouilles dont celles de M. Martin, qui documentent en 1937 une première stratigraphie du Paléolithique supérieur récent, les fouilles de J. Combiér en 1954 qui révèlent une archéo-séquence d'envergure pour le Paléolithique, et les fouilles J. Cauvin et P. Ducos à partir de 1958 pour le Néolithique (Combiér, 1967). Ces dernières permettront entre autres de mettre en évidence les peintures de la salle 2 (1951), mais surtout de découvrir une importante séquence et d'en définir les différents niveaux d'occupations. Une archéo-séquence continue depuis le Moustérien jusqu'à nos jours est reconnue lors des fouilles J. Combiér sur 5-6m² et documente notamment les cultures du Moustérien, Gravettien, Solutréen, Épigravettien, Magdalénien, Azilien, Mésolithique, Néolithique, Âge du Bronze, et des occupations historiques ponctuelles agro-pastorales (*Ibid*). Les fouilles ne seront reprises qu'en 1977, avec en parallèle des travaux sur les niveaux néolithiques (J.-L. Roudil), la fouille des niveaux paléolithiques et mésolithiques (F. Bazile) (Bazile, 1980, 1981; Roudil, 1987). Toutefois, on notera que si F. Bazile réussit à faire certaines correspondances stratigraphiques avec les niveaux décrits par J. Combiér (niveaux du Magdalénien supérieur, Solutréen supérieur, Gravettien), il définit un niveau du Mésolithique ancien, daté par radiocarbone à 9600 +/- 160 BP au sommet de la séquence, sans retrouver le niveau archéologique attribué à l'azilien dans la stratigraphie de son prédécesseur (Bazile, 1981). Pourtant, ce niveau archéologique attribué à l'azilien (niv. 13) était caractérisé par des traces de foyers cendreaux (concrétionnés) à même le plancher stalagmitique et sous-jacent à une fine couche pulvérulente discontinue contenant un outillage de type Sauveterrien (Combiér, 1967). Outre le risque que cette couche n'ait été conservée que dans les zones où la concrétion le permettait, on notera que le matériel archéologique, à l'origine de cette attribution, reste mince, peu diagnostique (attribution sur la base d'un galet peint), et inaccessible à l'étude.

C'est dans le cadre d'une nouvelle campagne de fouilles triennale (2016-2018), dirigée par N. Teyssandier & P. Guillermin (Paléolithique) et R. Furestier & C. Gilabert (Néolithique), que vient s'intégrer notre travail (Teyssandier et al., 2017; Teyssandier et al., 2016) (Figure C3.III.4-2). Les fouilles du Paléolithique avaient pour objectif de s'inscrire dans la continuité des fouilles de F. Bazile, tout en intégrant un regard actuel et pluridisciplinaire. L'étude s'est donc concentrée sur des niveaux voisins de ceux de F. Bazile et s'est étendue sur une surface relativement importante ($\approx 20\text{m}$, sur différentes profondeurs) (*Ibid*). Les fouilles avaient pour objectif à la fois d'étudier l'évolution des couches archéologiques spatialement mais également verticalement ; les fouilles se sont donc effectuées sur des profondeurs différentes selon les carrés. Dans l'ensemble, la majorité des fouilles des niveaux paléolithiques s'est concentrée entre les niveaux du Solutréen et du Sauveterrien. Toutefois, un sondage au centre a également été repris des fouilles de F. Bazile jusqu'au Moustérien. Le protocole standard de fouilles a été appliqué sur l'ensemble de la zone d'étude (carroyage métrique, fouilles par décapage, cordonnées des vestiges archéologiques) avec un tamisage à petite maille (2mm) pour l'ensemble du sédiment, essentiel pour une bonne étude de la microfaune ou anthracologique (*Ibid*). On précisera que le sédiment de plusieurs carrés et structures de combustions a également été conservé pour réaliser un tamisage à l'eau avec une maille à 500 μm .

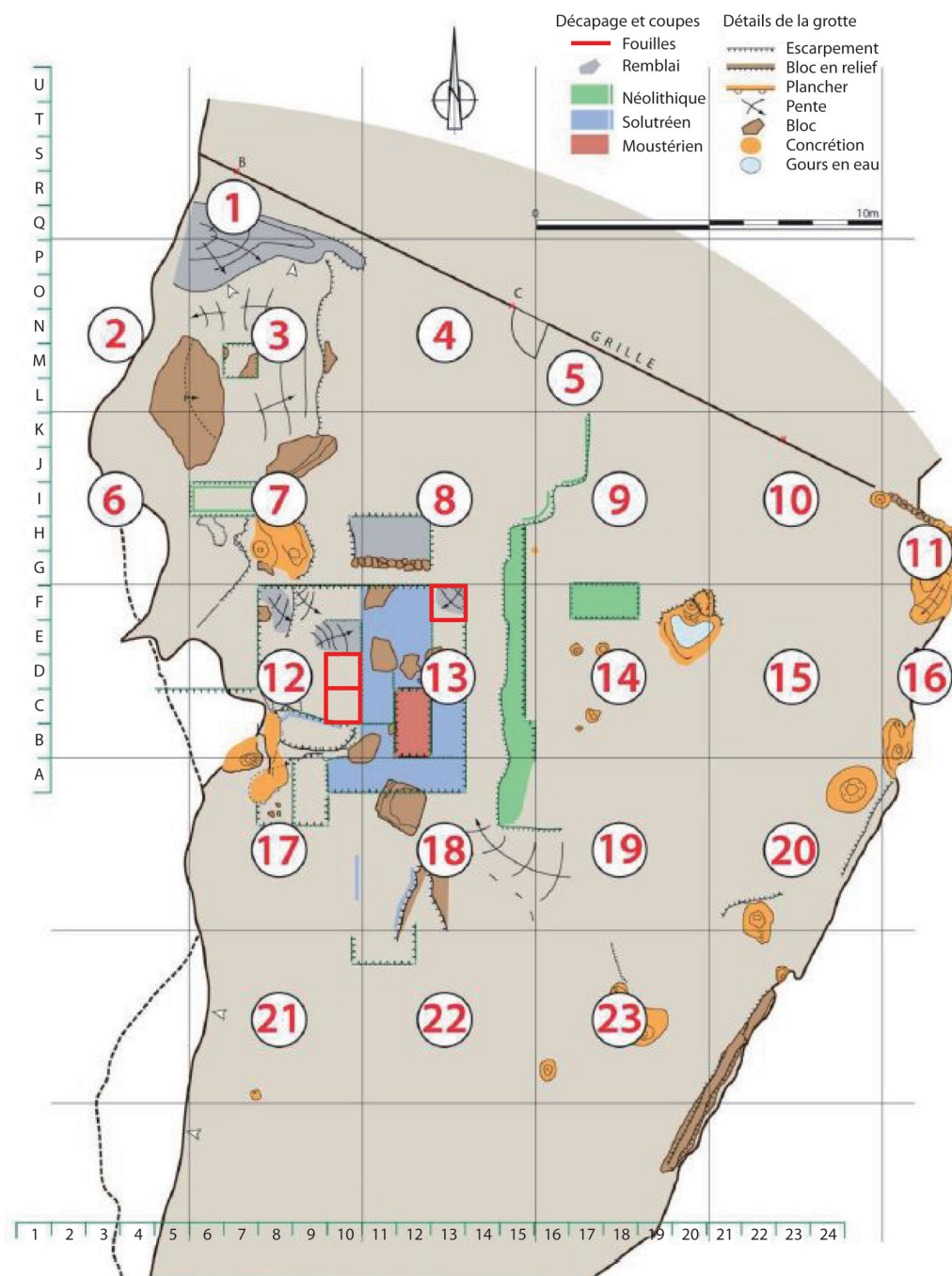


Figure C3.III.4-2 Plan de la Baume d'Oulen en 2017 (salle Martin, avec sectorisation), avec les zones principalement étudiées dans cette thèse représentées par les carrés rouge (dans les secteurs 12 et 13) (d'après la DAO de Teyssandier et al, 2017).

III.4.1.b. *Contexte sédimentaire et chrono-culturel de l'étude*

L'étude se focalise sur trois structures de combustion et les US associées dans les carrés CD 10, correspondant aux niveaux les plus superficiels de la séquence Paléolithique, définie par F. Bazile et J. Combiér (Bazile, 1981; Beauvais et al., 2017; Combiér, 1967; Mensan and Teyssandier, 2017) (Figure C3.III.4-2). De plus, afin de rendre compte d'une évolution du signal environnemental au

sein de la séquence, l'étude a également été poussée sur un niveau archéologique plus bas dans la séquence, en EF 13. Ce niveau, non fouillé en CD 10, a la particularité d'être bien défini dans la coupe Nord/Sud « CD 10/11 ». Ce niveau semble également apparaître dans les relevés de la séquence paléolithique par F. Bazile et J. Combier (la correspondance avec les unités des coupes anciennes doit encore être démontrée, protocole de fouille différent) (Bazile, 1981; Boccaccio, 2005; Combier, 1967; Guégan, 2013; Mensan and Teyssandier, 2017).

Niveaux sommitaux de la séquence

Les niveaux supérieurs de la séquence Paléolithique sont caractérisés par une stratigraphie complexe perturbée par des phénomènes anthropiques (zones foyères, trous de poteaux) et des processus post-dépositionnels (ruissellement, concrétionnement travertineux) (Beauvais et al., 2017) (Figure C3.III.4-3 & 4). Ainsi, on observe une évolution planimétrique des épaisseurs et de la succession des différentes unités stratigraphiques. Les coupes de référence Nord/Sud « CD 10/11 » et Est/Ouest « E 9-10 » permettent de préciser le cadre stratigraphique à cette zone d'étude. Ces dernières sont également complétées par une coupe Est/Ouest « B 9-10 » un peu plus au Sud de la zone étudiée.

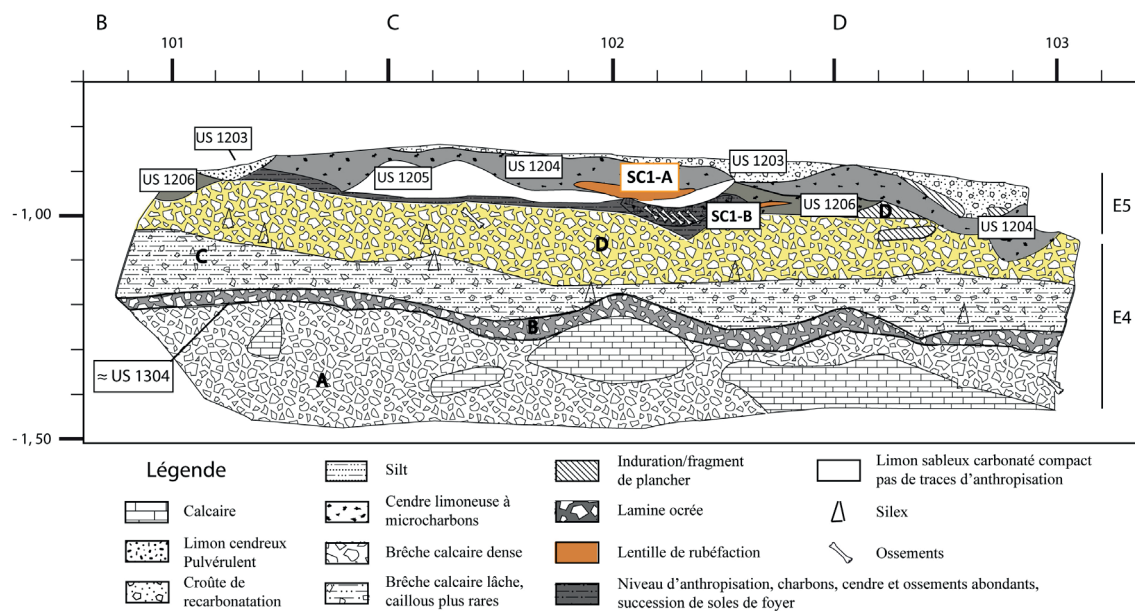


Figure C3.III.4-3) Coupe stratigraphique Est/Ouest entre CD10 et 11 (Relevé P.- A. Beauvais & R. Mensan ; DAO de P.-A. Beauvais « modifié »).

Le sommet de la séquence paléolithique a donc été redéfini par 7 unités stratigraphiques (Beauvais et al., 2017; Mensan and Teyssandier, 2017) (Figure C3.III.4-3 & 4) :

- L'US 1202 et 1203 : l'US 1203 est une unité discontinue qui vient fermer la séquence Paléolithique. Cette unité est définie par des niveaux de graviers et cailloutis dans une matrice grise limoneuse (avec une vingtaine de blocs > 15cm), pauvre en matériel archéologique. La structure du sédiment a permis de diviser l'unité en trois sous-ensembles, que sont l'US 1203.1 (concrétions), l'US 1203.2 (plages indurées) et l'US 1203.3 (pulvérulentes). L'US est stoppé en D10 par la présence de deux fragments de plancher stalagmitique. Par ailleurs, la fouille de l'US 1203 a fait ressortir la présence de trous de poteaux du Néolithique ancien, définis comme US 1202, qui s'enfoncent sur plusieurs US (jusqu'à l'US 1206).
- L'US 1204 : cette unité est semblable à l'US 1203, avec une matrice limoneuse-sableuse grise (à beige), avec des graviers et cailloux fréquents. Ces derniers sont généralement polyédriques, émoussés, à arrondis, et lisses (reste rare). Au contraire de l'US 1203, l'US 1204 est caractérisée par un mobilier archéologique plus important (lithique, charbons et os). Par ailleurs, des zones de concrétions (plus petites et éparées que pour l'US 1203) et plusieurs blocs sont également observés. Enfin, on note que l'épaisseur de l'US 1204 est irrégulière avec un pendage vers le nord et quelle repose directement, à la fois sur l'US 1205 et 1206.
- L'US 1205 : cette unité est caractérisée par une matrice limoneuse-sableuse avec des graviers fréquents et de plus rare cailloux (formes polyédriques à surface émoussée). L'US 1205 se démarque de l'US 1204 par sa structure compacte et sa colorimétrie (plus claire à blanche), associées à une augmentation de la surface concrétionnée. On observe également une baisse du matériel lithique et osseux, avec une augmentation du nombre de charbons et de fragments de terre rubéfiée. La concentration de cette dernière avec la présence de microcharbons est considérée comme l'indice d'une ancienne structure de combustion (SC1-A)
- L'US 1206 : cette unité, retrouvée directement sous l'US 1204 ou 1205, se présente par des épandages de limons gris-noirs, riches en charbons et micro-charbons, qui s'organisent sous forme de dépressions (US 1206.1). Ces dernières sont définies par ordre d'apparition (P1 à P6), sauf deux d'entre elles dont la structure est associée à un foyer (SC1B et SC2). Ces dépressions sont également marquées par un matériel lithique et osseux conséquent. Ces dépressions sont complétées par des zones concrétionnées pauvres en matériel (US 1206.2). Par ailleurs, on notera la présence de zones rubéfiées (US 1206.3) à la base de la couche (en partie associée à SC1B).
- L'US 1207 : cette unité succède à l'US 1206 dans la partie Nord de notre zone d'étude (D10bc). Elle correspond à une matrice limoneuse-sableuse brun orangé, meuble à semi-compacte, associée à des graviers et cailloutis fréquents, mais pauvre en matériel lithique et osseux.

- L'US 1208 : cette unité est sous-jacente à l'US 1206 et 1207. Elle est d'épaisseur variable (jusqu'à 20cm) et semble être à l'origine des dépressions observées pour 1206.1. L'US 1208 présente une matrice limono-sableuse jaune/blanche riche en clastes de calcaire (polyédriques, relativement anguleux). Elle est semi-compacte et le matériel archéologique y est rare.

Les variations ténues entre les US, associées à l'évolution planimétrique et verticale de ces dernières (concrétionnement, dépression, oxydation, etc.), ne permet pas d'attester avec certitude l'évolution chronologique des événements dépositionnels et postpositionnels de la séquence. En particulier, la relative similarité des matrices entre l'US 1204 et l'US 1205 permet d'envisager une continuité stratigraphique entre les dépôts (Beauvais et al., 2017; Mensan and Teyssandier, 2017). Par ailleurs, la présence de concrétionnement et d'un pendage vers le nord suggère la mise en place de ruissellements sur la zone d'étude, soulignés également par la forme de la paroi dans cette zone (jonction de deux concavités).

C'est à travers cette stratigraphie complexe, que trois structures foyères ont été définies (Beauvais et al., 2017 ; Mensan and Teyssandier, 2017) (Figure C3.III.4-4) :

- SC1-A : cette structure est principalement représentée par un niveau ocré avec plusieurs microcharbons, indices d'un niveau rubéfié à la base d'une zone foyère. Les restes carbonisés ont sans doute été lessivés par un ruissellement post-dépositionnel. Elle se situe dans les niveaux concrétionnés à la base de L'US1205. Deux hypothèses sont donc possibles, soit SC1-A a été mise en place avant la mise en place de l'US1205 (au moment des épisodes de concrétions, 1204/1205 ?), soit SC1-A est contemporaine de l'US 1206, mais aurait été impactée plus lourdement par des phases post-dépositionnelles que d'autres zones plus éloignées (ex : SC2, plus au nord).
- SC1-B : cette structure, visible dans la coupe CD 10, est directement sous-jacente à la structure SC1-A et interroge leur relative contemporanéité. La structure SC1-B est définie par un ensemble en cuvette dans l'US 1206. Elle est riche en matériel organique brûlé (charbons et os) et présente sur ses pourtours et à sa base de sédiments rubéfiés (indicateur d'une chauffe à hautes températures). La base de la structure est également associée à la présence de vestiges lithiques.
- SC2 : cette structure, définie au départ comme une petite dépression dans l'US 1206, riche en matière organique brûlée (P3), a révélé une zone riche en charbons, située au centre d'une zone rubéfiée qui s'étend jusque sous la structure. Elle est également associée à une lentille cendreuse à l'Est (épandage ?) et une pierre au centre (5cm de long).

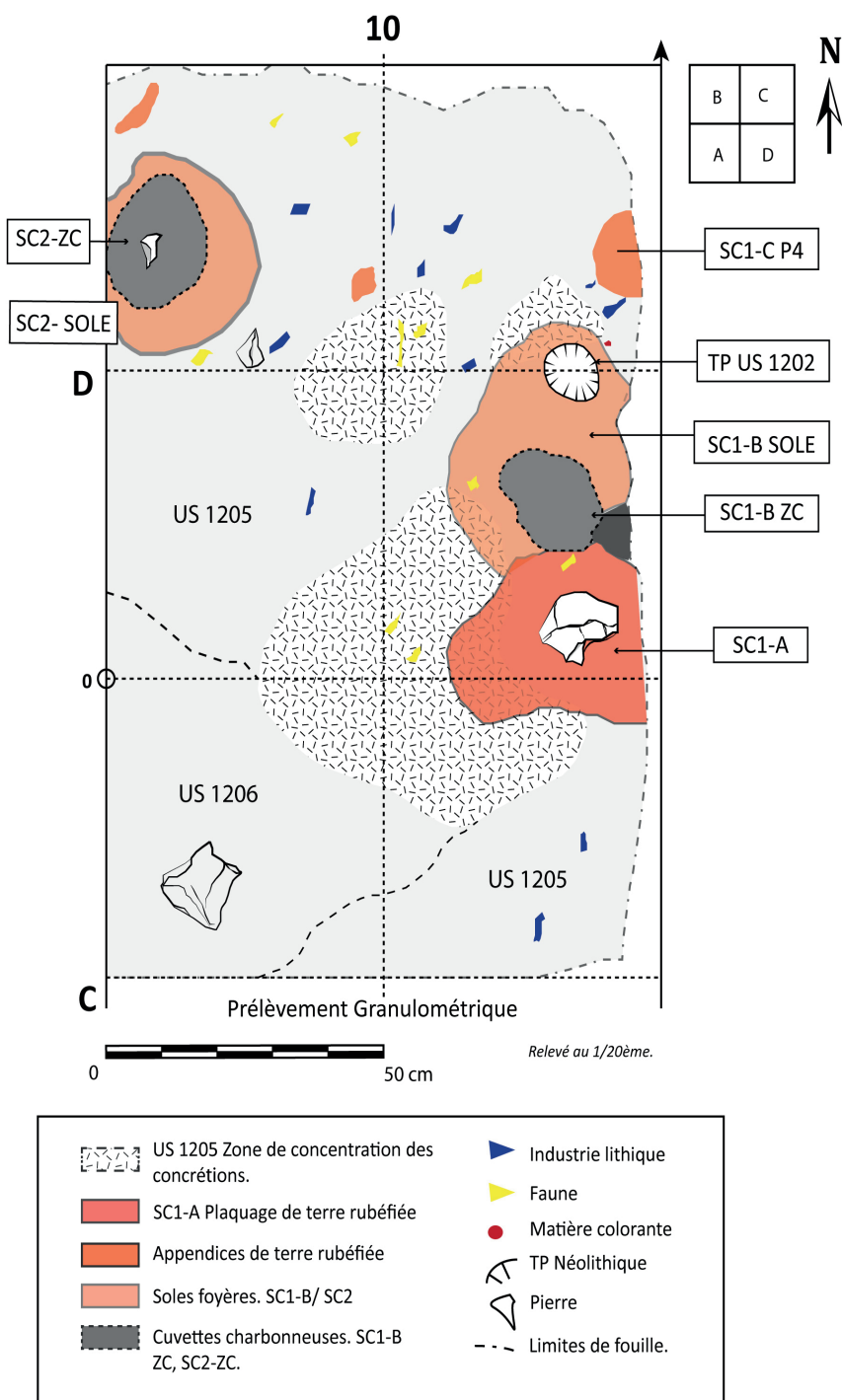


Figure C3.III.4-4) Relevé planimétrique des carrés C-D 10 en cours de fouille au décapage 8 (Relevé P.-A. Beauvais & R. Mensan ; DAO de P.-A. Beauvais « modifié »).

L'industrie lithique retrouvée au sein de l'ensemble sommital de la séquence paléolithique a livré un nombre de pièces relativement faible et peu diagnostique dans son ensemble (Beauvais, 2017a). Or, pour rappel, l'étude de la séquence voisine par F. Bazile avait révélé la succession de niveaux attribués au Magdalénien Supérieur puis d'un niveau du Mésolithique ancien (type

Sauveterrien) mais aucun indice d'Azilien n'a été retrouvé (Bazile, 1981). Le diagnostic effectué sur le matériel lithique des US 1205 et 1206 fait écho à l'étude effectuée sur le matériel du niveau B attribué au Magdalénien supérieur des fouilles F. Bazile, et sous-jacent au niveau A attribué et daté au Mésolithique sauveterrien (Bazile, 1981 ; Beauvais, 2017a, b ; Beauvais et al., 2020). Le matériel de l'ensemble B de F. Bazile atteste d'un rattachement manifeste au Magdalénien supérieur *lato sensu* (débitage lamino-lamellaires avec production d'outillage et armatures, continuum de production lame-lamelles, associations grattoir-burins/lames retouchées/perçoirs/becs, spectre local et régional d'approvisionnement en matières premières (Beauvais et al., 2020). Ces éléments, hormis la présence de pièces lithiques en silex allochtone qui renvoient à des schémas techno-économiques du Magdalénien moyen, correspondent à des constantes observées dans le faciès culturel du Magdalénien supérieur en zone gasco-cantabrique (Beauvais et al., 2020 ; Langlais, 2010 ; Langlais et al., 2016). En comparaison, l'US 1206 (la plus riche) ne présente que quelques supports laminaires (bruts et finis, pas de débitage *in situ* attesté) et aucun véritable élément diagnostique dans les armatures retouchées (Beauvais, 2017a ; Beauvais et al., 2020). Le matériel peut toutefois être attribué au Magdalénien supérieur *lato sensu* à partir de l'outillage de fond commun, de certains éléments diagnostiques du débitage lamellaire et d'un schéma d'approvisionnement local et régional. On précise que, comme dans les fouilles de F. Bazile, les éléments d'industrie osseuse traditionnellement utilisés comme marqueurs culturels du Magdalénien sont absents (Beauvais et al., 2017). Ainsi, compte-tenu de la faible densité des vestiges et le manque de caractères diagnostiques du lithique ou osseux, une première hypothèse d'attribution de l'US 1206 au Magdalénien supérieur *lato sensu*, est proposée (au moins pour une partie des vestiges archéologiques) (Beauvais, 2017a ; Beauvais et al., 2020). De même, la faible densité en matériel diagnostique ne permet pas d'attribution chrono-culturelle certaine des US 1205 et 1204 (Beauvais, 2017a). Toutefois, si on se rapporte aux observations de F. Bazile de l'ensemble A-B (et en partie de l'Unité 13 de J. Combier), l'US 1204 pourrait correspondre à un niveau remanié et altéré avec des indices d'occupations caractéristiques qui renvoient à un fond culturel mésolithique sauveterrien (armatures géométriques d'attribution sauveterrienne, technique du micro-burin, mais 3 supports laminaires incompatibles avec la chaîne opératoire sauveterrienne) (Bazile, 1981 ; Beauvais, 2017a ; Combier, 1967). L'US 1205 correspondrait à une unité remaniée associant à la fois du matériel mésolithique (armatures géométriques) et du matériel potentiellement attribuable à plusieurs faciès culturels de la fin du Tardiglaciaire avec notamment une composante rattachable au Magdalénien supérieur telle qu'elle est décrite dans l'US 1206 (Beauvais, 2017a ; Beauvais et al., 2020). La possibilité que chacune des unités étudiées représentent plusieurs palimpsestes successifs recoupant les périodes chrono-culturelles du tardiglaciaire au Mésolithique, telles qu'elles ont pu être identifiées dans d'autres secteur de la cavité (Ex : avec Combier, phase épigravettienne, deux niveaux magdalénien, 1 niveau azilien et 1 Mésolithique ancien) (Combier, 1967).

L'étude de la faune des niveaux paléolithiques sommitaux a été réalisée par US et par structure foyère (Costamagno, 2017a). Au total, 3 taxons ont pu être identifiés (lapin, cerf, bouquetin). Toutefois, le faible nombre de restes identifiés rend difficile de proposer des différences significatives de taxons entre les US et structures. Malgré tout, on précisera que la faible proportion

relative de restes de lapins par rapport à celle des cerfs, observés chez R. Rillardon (2010), peuvent être des indices d'occupations sauveterriennes (jusqu'à l'US 1206) (Rillardon, 2010).

Compte-tenu des incertitudes dans les attributions chrono-culturelles, une datation radiocarbone a été réalisée pour chacune des structures foyères. Ces dernières sont relativement toutes contemporaines, avec SC1-A datée de 12374 et 11806 cal BC (10265 ± 45 BP) qui pourrait être plus récente que les deux autres (au-dessus de SC1-B), SC1-B datée de 12388 à 11853 cal BC (10310 ± 45 BP) et SC2 datée de 12384 à 11802 cal BC (10300 ± 45 BP). Ainsi, les datations des structures contredisent l'hypothèse d'une attribution chrono-culturelle au Magdalénien, mais se rapprocheraient plus d'un Laborien (une pointe de Malaurie) ou d'une culture contemporaine (e.g. Azilien tardif, post-Azilien, Épigravettien, Valorguien, voir Sauveterrien précoce). Malgré tout, si ces dates permettent de caler chronologiquement les structures foyères, elles ne rejettent pas l'hypothèse d'une succession de palimpsestes dans lesquels ces structures viendraient s'intercaler. Par ailleurs, une datation sur charbons dans l'US1204 situe son occupation après celles associées aux structures de combustion, de 11355 à 11183 cal BP (9825 ± 45 BP).

Niveau archéologique ancien en EF 13

Le niveau plus ancien correspond à l'US 1304 et a été fouillé sur 2m² (E13, F13) dans la continuité des fouilles F. Bazile et de leur extension maximum après la fouille des niveaux A et B (Mensan and Teyssandier, 2017 ; Teyssandier et al., 2017). La stratigraphie de ces nouvelles fouilles a été divisée en 4 US (1301 à 1304). Toutefois, les limites supérieures entre l'US 1303 et 1304 n'étaient pas franches (lentille d'expansion de l'US 1303) et ont pu favoriser un amalgame entre les US. Les caractéristiques des US mentionnées sont :

- L'US 1301 : cette unité correspond à une matrice limoneuse (légèrement sableuse) jaunâtre, avec des graviers et cailloux très fréquents (diminue avec les décapages), la présence de matériel lithique sur toute l'US et de rares inclusions de charbons. La structure est compacte.
- L'US 1302 : cette unité est présentée uniquement sur F13a et F13b et est caractérisée par une matrice limono-sableuse noire, meuble, riche en microfaune et avec des inclusions cailloux et graviers fréquentes (possible bioturbation).
- L'US 1303 : cette unité, d'une épaisseur d'environ 5cm, correspond à une matrice limoneuse (légèrement sableuse) grise à gris-blanc, avec des taches brunes, riches en microcharbons et en matériel archéologique. On observe également de fréquentes inclusions de mica et des rares taches ocrées. La structure est relativement compacte (peu de vide).
- L'US 1304 : cette unité correspond à notre niveau d'étude et a été fouillée sur environ 2 cm. Elle correspond à une matrice très limoneuse (peu sableuse) gris-noir, avec de rares cailloux et graviers. Elle est riche en microcharbons, matériel lithique et osseux (plus important que dans l'US 1303). De rares inclusions ocrées sont encore observées. L'US 1304 présente une structure plus aérée que dans l'US 1303.

L'industrie lithique retrouvée pour l'US 1304 comprend une vingtaine de pièces orthonormées et plus d'une centaine de microvestiges retrouvés au tamisage. Les objets récoltés sur le secteur EF 13 (US1301 à 1304) montrent des marques d'altérations post-dépositionnelles (fracture, lustre, concassage) liées à des phénomènes de gel/dégel (cryoclastic, solifluxion, frottement par déplacement des pièces). Si l'on considère les observations stratigraphiques et lithiques proposées par F. Bazile, l'US 1304 pourrait correspondre au sommet du niveau D, rattaché au complexe chrono-culturel du Solutrén (Bazile, 1981 ; Boccaccio, 2005 ; Guégan, 2013 ; Mensan and Teyssandier, 2017 ; Teyssandier et al., 2017) (Figure C3.III.4-3), validés par plusieurs études et dates radiocarbone ($20\,060 \pm 450$ BP, $22\,670\text{-}25\,040$ cal BP ; $20\,100\text{-}500$ BP, $22\,600\text{-}25\,270$ cal BP ; $20\,920\text{-}350$ BP, $24\,160\text{-}26\,020$ cal BP) (Bazile-Robert, 1983a ; Boccaccio, 2005 ; Guégan, 2013).

Les dernières observations sur le matériel lithique de l'US 1304, présentent une relative cohérence chrono-culturelle de son matériel lithique en comparaison aux autres US sus-jacentes et quelques distinctions lithiques propres (ex : gabarit plus fin de ces sous-produits laminaires) (Renard and Beauvais, 2017). Ainsi, malgré une conservation moyenne, la majeure partie de l'outillage diagnostique renvoie à une attribution culturelle au Solutrén *sensu lato* (produits lamino-lamellaires, bruts et retouchés, sur l'ensemble des US) (*Ibid.*). L'US 1304 anthropisé, se démarque ainsi du paquet cryo-turbé-mélangé de l'US 1301 qui apparaît comme un ensemble sédimentaire sans niveau archéologique marqué, mais juste des artefacts épars. Cet horizon correspondrait alors au niveau C de F. Bazile, marqué par des remaniements post-dépositionnels, associant du matériel lithique attribuable à des faciès culturels du Solutrén Magdalénien et Epigravettien (Beauvais et al., 2020 ; Boccaccio, 2005 ; Mensan and Teyssandier, 2017 ; Renard and Beauvais, 2017 ; Teyssandier et al., 2017). On note toutefois que la présence de matériel lithique déjà attribué au Solutrén dans l'US 1301 (pointe à face plane, pointe à cran), permet de conforter l'Hypothèse d'une attribution de l'US 1304 au Solutrén (Renard and Beauvais, 2017).

L'étude de la faune des niveaux paléolithiques des fouilles de l'US1303 et 1304 a présenté une certaine cohérence faunistique à l'inverse des US 1301 qui semblent remaniées (mélange entre faunes du Magdalénien et du Solutrén) (Costamagno, 2017b). En effet, le spectre de l'US 1304 est dominé par le renne et quelques vestiges de bouquetins, typique du cortège faunique retrouvé pour les niveaux solutréens de F. Bazile et J. Combier (observations de S. Costamagno), normalement absents de celui du Magdalénien supérieur (Rillardon, 2010). On précisera que ces interprétations sont réalisées sur un corpus faible et restent hypothétiques. Malgré tout, ces observations viennent conforter l'hypothèse des attributions culturelles, avec un niveau de remaniement « Magdalénien/Solutrén » pour l'US 1301 et un niveau du Solutrén en place pour l'US 1304.

III.4.1.c. Contexte environnemental actuel et disponibilité des matières premières

La situation géographique de la Baume d'Oulen place le site dans un contexte végétal proche de celui des plateaux qui surplombe les Gorges de l'Ardèche. La végétation de proximité est donc principalement dominée par la chênaie (*Quercus pubescens*, *Quercus ilex*, *Quercus coccifera*) et

le buis (*Buxus sempervirens*), avec une augmentation des essences mésophiles puis de la ripisylve en descendant vers la rivière (voir Chapitre 3 – III.1).

La position encaissée des Gorges de l'Ardèche a sans doute favorisé la mise place de zones de refuges pendant les périodes les plus rigoureuses, au contraire du couloir rhodanien qui était balayé par des vents violents. Ces conditions et la présence de nombreuses cavités était alors favorable à l'installation humaine. Toutefois, un gradient climatique devait exister entre le fond des gorges et les plateaux (plus rigoureux). La position géographique de la Baume d'Oulen proche des plateaux a alors certainement été choisie pour son accès aux zones de chasse du grand gibier (et lapins) présent sur les plateaux et des espèces animales rupicoles (ex : bouquetin). Enfin, on rappellera que les environs des Gorges de l'Ardèche sont connus pour leur richesse en matière première lithique et ont sans doute dû favoriser l'implantation des hommes dans la région (voire Chapitre 3 – III.1).

III.4.1.d. Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales

Les archives sédimentaires de la Baume d'Oulen ont fait l'objet de peu d'études paléoenvironnementales. Malgré l'importance de la séquence, la faible teneur en matériel (pas de pollen, peu de faunes, charbons et microfaunes épars) et les phénomènes post-dépositionnels (importants remaniements et altérations) rendent difficiles une approche chronologique et fiable des conditions environnementales et climatiques pendant les différentes phases dépôts de la Baume.

Ainsi, l'essentiel des indices environnementaux sur le site, obtenus par un nombre restreint d'études, est difficile à mettre en corrélation à un haut niveaux de résolution. Cela étant, on note que les études géomorphologique et anthracologique de la couche « d » datée de $20,2 \pm 3$ ka BP ($24,2 \pm 5$ ka cal BP), possiblement corrélée avec l'US 1304, soulèvent l'hypothèse d'une augmentation de l'humidité (concrétions et solifluxions ; augmentation de la diversité des taxons secondaires généralement associée à la chênaie : *Quercus* f.c., *Prunus mahaleb*, *Acer monspessulanum*, *A. campestre*, *Phillyrea* cf. *latifolia* et *Buxus sempervirens*) (Bazile-Robert, 1983a ; Debard, 1988).

Les données fauniques ont été obtenues à la fois des anciennes fouilles de F. Bazile et de cette dernière campagne (Costamagno, 2017a, b ; Rillardon, 2010). Dans les deux cas, l'état d'altération du matériel et le faible nombre de restes ne permettent pas de rendre compte d'une image exhaustive de l'assemblage faunique consommé, ni d'obtenir une information environnementale fiable. Dans l'ensemble, on notera simplement la présence d'un cortège faunique (ex : Lapin, Renne, Cerf, Bouquetin) reflétant la mosaïque environnementale autour de la grotte (forêts, plaines, falaises) (*Ibid*). Malgré tout, la présence de rennes dans les niveaux solutréens supérieurs laisse envisager un environnement relativement froid (Costamagno, 2017b ; Rillardon, 2010). Pour les autres unités archéologiques, l'environnement devait sans doute être frais à tempérée (plus froid qu'actuellement) avec une possible augmentation de la part forestière (tempérée) vers les niveaux solutréens (Costamagno, 2017a ; Rillardon, 2010).

Au demeurant, le contexte environnemental et climatique de la Baume d'Oulen s'inscrit dans celui de la région (de l'Ardèche/Gard à une entité rhodanienne plus large), qui au contraire, est relativement bien documenté (Voir chapitre 1-IV ou Chapitre 3-III.1).

III.4.2. Matériel et méthode

Le prélèvement des échantillons, l'analyse et le traitement des données, présentés ci-dessous, se fondent sur la méthode précédemment proposée (Chapitre 2 – IV).

L'étude des charbons de la Baume d'Oulen se concentre principalement sur les trois structures foyères (en CD10 ; niveaux sommitaux de la séquence Paléolithique), et l'étude de L'US 1304 (en EF13 ; charbons dispersés certainement attribués au Solutréen). Les charbons des structures SC1B et SC2 proviennent du prélèvement complet de la concentration charbonneuse. Au contraire, le nombre de charbons étant moins important dans la structure SC1a et l'US 1304, un tamisage à sec du sédiment (maille de 2mm) a été réalisé sur le terrain, complété par un tamisage supplémentaire à l'eau (maille 500 μm , en laboratoire) pour le sédiment de SC1a et celui de l'US1304 en F13C. En complément, plusieurs charbons prélevés manuellement dans l'US 1203 et 1204 (plusieurs zones du secteur paléolithique) ont également été étudiés.

L'ensemble des charbons de l'US 1203/1204 (manuel), des structures (2mm et 500 μm) et de l'US 1304 (F13C, 500 μm) a fait l'objet d'une étude taxonomique suivant la méthode classique (Chapitre 2 – IV). Par ailleurs, l'étude taxonomique des charbons de *Pinus* sp. a été complétée par une étude de l'intensité des traces d'attaques fongiques post-combustion, de 0 (pas d'attaque) à 3 (déformation importante de la structure) (Henry and Théry-Parisot, 2014a ; Vidal-Matutano et al., 2017). On précisera toutefois que cette étude a été appliquée sur l'ensemble des fragments de l'US 1203/1204 (fragmentation des charbons post-prélèvements).

Les charbons identifiés comme *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo* et *uncinata*) ont été sélectionnés pour les analyses isotopiques. Les charbons des structures de combustion ont été analysés par groupes de 5 charbons (issus d'un ou plusieurs feux successifs). De même les charbons de l'US 1304, trop petits pour une analyse individuelle, ont été regroupés pour les analyses isotopiques (également par groupes de 3 à 10 charbons). Les tests infrarouges de plusieurs charbons issus des structures foyères et de l'US 1304 ont montré une contamination négligeable aux acides humiques. Ainsi, seul un prétraitement aux carbonates a été appliqué sur les groupes de charbons avant analyses (EA-IRMS). Une moyenne pondérée par le nombre de charbons a ensuite été calculée pour chaque structure et US. L'ensemble des analyses indique un $\%C$ stable entre 60 et 65% indiquant un degré de carbonisation similaire (en dessous de 400°C). L'impact de la carbonisation sur le signal isotopique est donc considéré relativement faible et constant. Aucune correction de l'impact de la carbonisation n'a donc été appliquée sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen.

La datation des trois structures de combustion permet de proposer des utilisations relativement contemporaines entre 12,4 et 11,8 à ka cal BP. Sur cette période, l'évolution du CO_2_{atm} est inférieure au 10ppmV et celle du $\delta^{13}\text{C}$ n'a pas pu dépasser les 0,05‰ (entre -6,67 et -6,72‰) (Barnola et al., 1987 ; Eggleston et al., 2016). Les corrections atmosphériques entre les signaux isotopiques de ces ensembles n'étaient donc pas nécessaires. Au contraire, l'US 1304 ne possède pas de date précise qui puisse permettre une attribution chronologique précise, seul son attribution au Solutréen (observation lithique, faunique) nous donne le cadre de cette occupation (environ entre 22 et 26 ka cal BP). Durant cette période les paramètres atmosphériques sont relativement stables ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ entre -6,39 et -6,49‰ et CO_2_{atm} stable autour de 194,5ppmv). Au

contraire, on observe pour les périodes contemporaines du Magdalénien, une diminution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ entre 19 et 16ka (de -6,4 à -6,7‰) pour un CO_2_{atm} relativement stable (<5ppmv). Si on veut comparer les données isotopiques issues des structures et celles issues de l'US 1304, il est nécessaire de corriger les effets de l'évolution atmosphérique entre ces deux périodes. Concernant le $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$, d'effet direct sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{plante}}$, il évolue en moyenne de -0,25‰ (différence maximum et minimum entre les valeurs isotopiques de chacune des périodes entre 0,33 et 0,20‰ respectivement). De plus, on observe une forte augmentation du CO_2_{atm} entre 16 et 9ka (+65ppmv). Si on peut s'attendre à la mise en place d'une adaptation de la plante à ces évolutions, l'intensité et la relative rapidité de ces dernières ont pu affecter le signal isotopique. Ainsi, si on applique un facteur de corrections de +0,007‰/ppmV (facteur continu obtenu sur les études actuelles, moins important que dans d'autres modèles) on observe une augmentation de +0,45‰ (Treydte et al., 2001). Toutefois, on précise que cette correction est certainement surestimée et qu'elle doit être considérée avec précaution (évolutions du CO_2_{atm} entre 16 et 9ka moins intense que les actuelles ; différence du CO_2_{atm} entre l'US 1304 et les structures est logiquement inférieure à 65ppmv). Somme toute, l'effet cumulé des paramètres atmosphériques est inférieur à +0,20‰ (-0,25‰ et <0,45‰). Malgré tout, ce facteur de correction a été testé sur les valeurs du niveau US 1304 pour rendre compte des possibles impacts sur le signal isotopique entre les niveaux.

III.4.3. Résultats

Les résultats bruts sont synthétisés ci-dessous par structure et par couche dans le tableau C3.III.4-1. De même, les résultats de l'étude des attaques fongiques sont synthétisés dans le tableau C3.III.4-2. Enfin, les résultats des analyses isotopiques sont synthétisés dans le tableau C3.III.4-3 et la figure C3.III.4-5, par structures ou décapages/US, avec correction des effets atmosphérique ou non (pour l'US 1304).

III.4.3.a. Études taxinomiques des charbons

Dans l'ensemble, le faible taux d'altération des charbons et la taille relativement conséquente de la majorité d'entre eux (1 et 2 mm, voir 1 cm pour les US1203 et 1204 ; exceptés les charbons de SC1A, tous inframillimétriques), a permis un bon taux d'identification de ceux-ci (aucune indétermination).

Dans l'ensemble, on observe une dominance du *Pinus* type *sylvestris/nigra* sur toutes les unités étudiées (essence exclusive dans les structures). Dans l'US 1304, celui-ci représente plus d'1/3 des identifications (67/160). On observe ensuite la présence de *Betula* sp. (37/160) puis de *Juniperus* sp. (16/160). Enfin, on note la présence de 4 charbons de *Salix/Populus* et 1 charbons de *Quercus* sp., le reste des charbons n'ont ensuite pu être identifiés que comme des gymnospermes (23/160) et angiospermes (12/160). Les trois structures sont quant à elles uniquement à très majoritairement composées de *Pinus* type *sylvestris/nigra* (SC1a, 23/30 charbons ; SC1b 72/74 charbons ; SC2 72/72 charbons) et le peu d'identifications restantes correspond à des gymnospermes. Enfin, les US 1203 et 1204 sont représentées par un nombre de charbons moins conséquent mais avec plusieurs nouveaux taxons. Ainsi, si l'US 1204 est toujours dominée par *Pinus* type *sylvestris/nigra* (13/20) et associé à *Juniperus* (3/20), on note également la présence de 2 charbons de *Quercus* f.c.,

un charbon de *Prunus* (type *avium*) et d'un probable charbon d'*Acer platanoides*. L'US 1203 est quant à elle représentée uniquement par trois charbons : 1 de *Pinus* type *sylvestris/nigra* et 2 de *Prunus* (type *avium*).

Origine des charbons (type)	US1203	US1204	SC1A	SC1B	SC2	US1304
	Dispersé	Dispersé	Structure	Structure	Structure	Dispersé
Identification						
<i>Pinus</i> cf <i>sylvestris/nigra</i>	1	13	23	72	72	67
<i>Juniperus</i> sp.		3				16
<i>Betula</i> sp.						37
cf: <i>Salix/Populus</i> sp.						4
<i>Quercus</i> f.c.		2				
<i>Quercus</i> sp.						1
<i>Prunus</i> (type <i>avium</i>)	2	1				
cf: <i>Acer platanoides</i>		1				
Gymnosperme			7	2		23
Angiosperme						12
Total charbons	3	20	30	74	72	160

Tableau C3.III.4-1) Synthèse des identifications taxinomiques obtenues pour les charbons de la Baume d'Oulen.

III.4.3.b. Études des indices de contamination fongiques ante-carbonisation

La majorité des charbons étudiés présente des indices de contaminations fongiques du bois avant combustion. Toutefois, les altérations occasionnées par ces attaques fongiques restent modérées (majoritairement « 1 » à occasionnellement « 2 »). Enfin, l'état d'altération et/ou prémices de vitrification ont rendu difficile l'étude de l'impact d'une attaque fongique ou non (faible nombre d'identifications).

Attaque fongique	US1203	US1204	SC1A	SC1B	SC2	US1304
0		3		12	12	12
1	13	38	10	32	50	29
2		15		16	6	1
3		1		1		
Non déterminée		17	13	11	4	25
Total charbons	13	74	23	72	72	67
N Charbons maximum	1	13	23	72	72	67

Tableau C3.III.4-2) Synthèse des traces d'infections fongiques obtenues pour les charbons de la Baume d'Oulen.

III.4.3.c. *Études du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons*

Concernant le signal isotopique, on peut observer, dans un premier temps, que la variabilité par structure ou par décapage (ou US) est relativement faible. En effet, l'écart type du signal $\delta^{13}\text{C}$ entre charbons d'une même structure ou décapage ne dépasse pas les 0,6‰ et est majoritairement inférieur à 0,5‰. Par ailleurs, l'ensemble des écarts $\delta^{13}\text{C}$ max est inférieur à 1,27‰. Plus encore, à l'exception de l'US 1304 dec 14, l'écart entre le 1^{er} et 3^{ème} quartile est inférieur à 0,5‰.

Niveau étudié	N Charbons	N Analyses	$\delta^{13}\text{C}$ moyen (‰)	Écart type du $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Écart $\delta^{13}\text{C}$ max (‰)
SC1A	19	5	-22,83	0,59	1,27
SC1B	72	8	-23,81	0,40	1,23
SC2	67	7	-23,94	0,19	0,56
US1304 dec14	20	4	-24,50	0,46	0,93
US1304 dec15	30	6	-24,41	0,13	0,31
US 1304	50	10	-24,45	0,27	0,93
US1304 dec14 (Corr)	20	4	-25,20	0,46	0,93
US1304 dec15 (Corr)	30	6	-25,11	0,13	0,31
US 1304 (Corr)	50	10	-25,15	0,27	0,93

Tableau C3.III.4-3) Synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de la Baume d'Oulen avec N charbons, le nombre de charbons individuels sélectionnés, et N Analyses le nombre de groupe de charbons analysés. Le calcul des écart-type est réalisé sans prendre en compte le nombre de charbons par groupe. L'application de la correction atmosphérique (+0,15‰) est indiquée par « Corr ».

À l'opposé, les variations isotopiques entre les différentes unités étudiées peuvent être conséquentes, avec un écart du $\delta^{13}\text{C}$ moyen maximum entre SC1A et l'US 1304 dec 14 de 1,67‰ (1,52‰ avec l'application de la correction atmosphérique). Au contraire, on observe que certaines unités présentent un signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen similaire, avec une différence entre SC1B et SC2 de 0,13‰, et entre les deux décapages de l'US1304 de 0,9‰. Somme toute, on observe deux grosses évolutions isotopiques : (i) une première de SC1A à SC1B/SC2 d'environ -1‰ (de -22,83 à 23,81/23,94‰) et (ii) une deuxième entre SC1B/SC2 et l'US1304 d'environ -0,6‰ (de 23,81/23,94 à 24,45‰). Pour cette dernière, elle augmente considérablement si on considère le facteur de correction atmosphérique, avec une différence d'environ -1,3‰ (de 23,81/23,94 à 25,15‰).

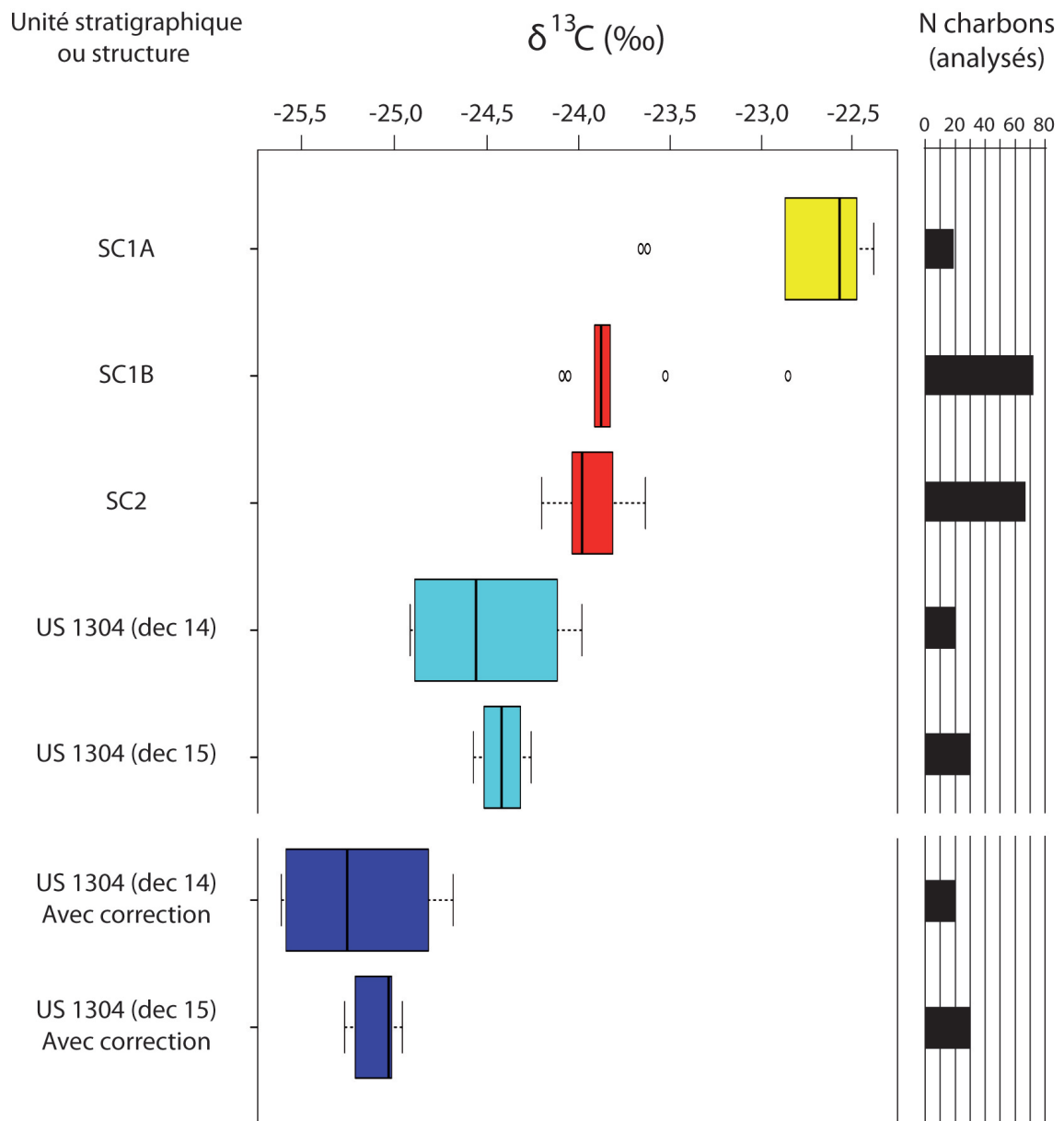


Figure C3.III.4-5) Figure synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de la Baume d'Oulen, avec ou sans correction des paramètres atmosphériques.

III.4.4. Interprétation

Deux types de dépôts ont été analysés. Des charbons issus de zone de concentration de type « aire de combustion » (SC1a, SC1b, SC2) et des charbons dispersés au sein d'unités stratigraphiques (US 1203, 1204, 1304). Or, la lecture paléoécologique d'assemblages anthracologiques doit privilégier les dépôts dispersés, censés représenter plusieurs épisodes de combustion et pallier les aléas de sur-représentation ou de sous-représentation de taxons lors d'un prélèvement et/ou d'une combustion unique. Inversement, les dépôts concentrés sont donc en théorie moins à même d'être représentatifs de l'environnement. Mais la diversité des types de dépôts peut traduire des situations hétérogènes et moins duales. Dans l'ensemble, le nombre de

charbons identifiés dans chacun des dépôts rend délicate l'interprétation mais semble confirmer ce principe. Les concentrations de charbons associées aux structures ne comptent qu'un seul taxon, *Pinus* type *sylvestris/nigra* (héliophiles, résistant au climat froid et sec), alors que les prélèvements issus de dépôts dispersés apparaissent plus diversifiés.

Ainsi, cette prédominance de *Pinus* type *sylvestris/nigra* dans l'ensemble des trois structures nous permet uniquement de justifier de sa présence dans les formations ligneuses de l'époque, avec un climat certainement plus rigoureux à l'époque qu'aujourd'hui (chênaie et buis majoritaire).

Ensuite, on doit distinguer les résultats des US 1203 et 1204 de ceux de l'US1304. En effet, dans le contexte des deux premières, le prélèvement manuel et le très faible nombre de charbons analysés ne permettent pas de donner une information quantitative de la végétation, mais seulement des indications qualitatives de l'écologie des peuplements (Chabal, 1997; Théry-Parisot et al., 2010a). Au contraire, le prélèvement systématique des charbons par tamisage et le nombre plus conséquent d'identification pour l'US 1304, tend à nous donner une image plus exhaustive de l'environnement. Dans l'ensemble, l'US 1203 et 1204 sont associées à des taxons de milieu ouvert et de reconquête forestière (*Pinus* type *sylvestris/nigra*, *Juniperus* sp., *Prunus* type *avium*), mais également des taxons plus forestier et mésophiles (*Quercus* f.c., *Acer platanoides*). L'assemblage suggère ainsi un paysage en mosaïque et/ou une formation de transition vers la fermeture du milieu. La topographie des gorges et la présence de la rivière ont en particulier pu faire office de zone pionnière dans l'extension forestière. La possibilité de remaniements vers le sommet de la séquence questionne également l'intégrité de ces assemblages.

Plus anciennes, les données de l'US 1304 traduisent l'existence d'un environnement froid et relativement humide, certainement favorisé par la proximité de la rivière. Les essences comme le bouleau (*Betula* sp.) et le saule/peuplier (*Salix/Populus* sp.) devaient certainement se trouver à proximité de la rivière (milieu plus humide), le Pin type sylvestre/noir (*Pinus* type *sylvestris/nigra*) et le genévrier (*Juniperus* sp.), ont pu s'étendre sur l'ensemble des Gorges, voire jusqu'au plateau (milieu sec et ouvert). De plus, la présence anecdotique de chêne (*Quercus* sp. ; essence de milieu frais à tempérée) pourrait indiquer une zone de refuge pendant les périodes rigoureuses du Paléolithique.

Du point de vue de l'étude des traces fongiques, le faible nombre de fragments de charbons observés ne nous permet pas d'obtenir des proportions fiables des niveaux de déformation. Par ailleurs, il faut noter que les charbons avec de fortes déformations ne sont pas favorables à la conservation face aux événements post-dépositionnels (ex : fragmentation sous l'effet de gel/dégel) (Henry and Théry-Parisot, 2014a). Malgré tout, les traces récurrentes d'altérations fongiques modérées (majoritairement « 1 » à occasionnellement « 2 »), sur l'ensemble des unités et structures étudiées, tendent à montrer une utilisation récurrente du bois contaminé par champignons, témoin d'une altération de bois mort. Cette récurrence des traces d'utilisation de bois infecté, sur les différents niveaux, est certainement l'indice d'une collecte et utilisation de bois mort.

Enfin, s'agissant du signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons de bois, les évolutions du signal isotopique moyen entre les unités ou structures étudiées sont relativement importantes comparées aux écarts types du $\delta^{13}\text{C}$ moyen de chacune de ces entités. Les évolutions du $\delta^{13}\text{C}$ moyen sont donc considérées, ici, comme significatives (corrélées au signal climatique et environnemental) et ne relevant pas

uniquement de la variabilité du signal (intra-individu, inter-individus, variations saisonnière/annuelle) et de l'échantillonnage restreint. Pour les interprétations de ce signal, nous rappelons qu'elles se fondent sur les études actuelles sur les corrélations climatiques et environnementales obtenues avec le $\delta^{13}\text{C}$ du bois (Chapitre 1 – I). On précisera toutefois, que les faibles teneurs en CO_2_{atm} (<195 ppmv pour l'US 1304 et <255 ppmv pour les structures) ont pu, dans le même temps, amplifier la sensibilité du signal isotopique faces aux changements climatiques (principalement aux facteurs liés à la disponibilité en eaux). Ainsi, les tendances négatives du $\delta^{13}\text{C}$ sont interprétées par un milieu humide et/ou froid et/ou favorable à la croissance de la plante (ex : développement du sol) et inversement pour une tendance positive (sec et/ou chaud et/ou environnement défavorable à la croissance). Aucune variation climatique significative n'est observé entre les deux décapages de l'US 1304. Toutefois, l'augmentation de la variabilité du signal au sommet de l'US (dec 14) est peut-être l'indice de différentes origines du bois source (ex : différents milieux collectés) ou le signe de contamination par des charbons issus d'US au-dessus (niveau magdalénien). Malgré tout, l'US 1304 correspond au signal isotopique le plus bas du site et corrèle avec l'hypothèse d'un niveau froid et relativement humide.

Les valeurs isotopiques, obtenues pour les structures, permettent de diviser ces dernières en deux groupes. Le premier de ces groupes est composé des structures SC1B et SC2, avec des signaux $\delta^{13}\text{C}$ moyen similaires. L'hypothèse principale est alors que les deux structures aient été utilisées pendant des périodes climatiques identiques. Toutefois, l'hypothèse de deux périodes climatiques, l'une sèche et froide et l'autre humide et chaude, ne peut pas être écartée. Au contraire, la structure SC1-A présente dans son ensemble des valeurs considérablement plus haute et indique une évolution abrupte du climat (réchauffement ou aridification). Les datations des structures situent leurs utilisations à la fin du Dryas récent (froid et sec). Ainsi, on peut proposer l'hypothèse générale que le signal isotopique des structures SC1B et SC2, plus haut que celui de l'US1304 (d'autant plus sil l'on considère le facteur de correction du CO_2_{atm}), correspond à un milieu froid et sec. Au contraire, la forte augmentation des valeurs isotopiques observées pour SC1-A pourrait correspondre à une forte augmentation des températures entamée dès la fin du Dryas récent, pendant une phase encore aride. Concernant les valeurs isotopiques relativement haut de SC1-B et le signal relativement bas de SC1-A, deux hypothèses peuvent être proposées : (i) la présence de contamination à l'interface des deux structures, ou (ii) l'utilisation occasionnelle de bois issus d'un milieu de collecte différent (ex : plateau plus sec pour SC1B, zone de la ripisylve pour SC1A).

III.4.5. Discussion

III.4.5.a. *Variabilité du signal isotopique*

Ici, le choix d'analyser les charbons de la Baume d'Oulen par groupe ne nous permet pas d'étudier l'étendue de la variabilité du signal isotopique (signal moyenné par groupe), mais une variabilité de valeur isotopique moyenne. On observe ainsi une variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ relativement faible (écart type moyen <0,5 ‰ ; écart max < 1,27‰, interquartile [1,3] <0,5‰) en comparaison avec la variabilité inter-individus maximale observée dans les études actuelles du bois (variabilité

maximale de 1 à 3‰) (Francey, 1981; Leavitt, 2010; Leavitt and Long, 1984, 1986; Loader et al., 2013; Mazany et al., 1980; McCarroll and Pawellek, 1998). Nos valeurs correspondent ainsi avec celles obtenues sur une étude de 100 pins sylvestres (marge à 95% de la moyenne de 2,02‰ et écart type de 0,56‰) (Loader et al., 2013). Plus encore, cette même étude suggère d'atteindre un écart type de 0,18‰ pour une étude optimale des signaux à basse fréquence (obtenu par l'inférence statistique bootstrap, 10 répétitions) proche des écart-type de l'US 1304 et SC2 (*Ibid*). De plus, si l'échantillonnage des charbons par niveau archéologique (différents individus, période, voire environnement) a pour conséquence d'augmenter la variabilité du signal isotopique, cette dernière reste relativement faible comparée aux évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre unités.

On notera que la plus haute variabilité et l'écart type maximum sont obtenus pour SC1A. Ainsi outre, l'hypothèse d'une contamination ou d'un artefact dû à une origine environnementale des charbons, cette variabilité traduit essentiellement le faible nombre de charbons utilisés pour l'étude de la structure, mais aussi que le nombre de charbons minimum dépend de la taille de ces derniers. En effet, comme observée dans notre référentiel, la moyenne de plusieurs cernes diminue la corrélation du signal isotopique avec les variations climatiques hautes fréquences ; or, la taille inframillimétrique réduit la probabilité d'avoir plusieurs cernes par charbons. Enfin, l'échantillonnage, par décapage ou structure, permet de récolter des charbons issus d'une à quelques combustions (pour les structures), ou issus d'occupations relativement proches (décapage US 1304). Ainsi, les charbons sont tous issus de bois formés pendant les mêmes périodes (forêt à un moment « t », avec des cernes âgés jusqu'à 200 ans pour des forêts anciennes) et tendent donc à enregistrer un signal $\delta^{13}\text{C}$ basse fréquence identique par unité.

III.4.5.b. *Apport paléoenvironnemental du signal isotopique*

L'étude taxinomique des charbons de bois avait pour objectif de renseigner sur l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique pendant les occupations humaines de la Baume d'Oulen, mais aussi sur la gestion des combustibles. Cependant, cette étude est confrontée à plusieurs limites : (i) les charbons issus de foyers de combustions correspondent à des phases successives d'utilisation/ravinement (possibilité d'obtenir uniquement les charbons des dernières phases d'utilisation) (Chabal, 1997; Delhon, 2016; Heinz, 1990a; Smart and Hoffman, 1988) ; (ii) le prélèvement manuel des charbons présente un risque de surévaluations des essences abondantes (Théry-Parisot et al., 2010a) ; (iii) le nombre de charbons étudiés doit être suffisant pour obtenir une image fiable du signal environnemental de l'époque (Chabal, 1997; Heinz, 1990a; Smart and Hoffman, 1988). Dans ce contexte, les possibilités d'interprétation paléoécologique des assemblages anthracologiques sont limitées (ici, principalement pour les structures et US 1203 et 1204). L'utilisation du signal isotopique avait pour objectif, par une approche environnementale complémentaire, de confronter les hypothèses apportées par les deux méthodes et de formuler une hypothèse générale plus fiable.

Étude de l'US 1304 solutréenne

Le signal taxinomique de l'US1304 a été considéré comme représentatif du milieu forestier exploité (nombre de charbons identifiés importants, peu de types d'essences observés).

Ainsi, l'étude croisée des charbons de l'US1304, attribuée dans un premier temps au Solutrén, a permis de montrer une corrélation entre le signal taxonomique (pinède, genévrier, bouleau et ripisylve) et le signal isotopique ($\delta^{13}\text{C}$ le plus faible du site). Il en ressort un environnement forestier certainement plus développé, pour un climat général froid et humide dans les gorges, à sec sur les plateaux (et zone à sol peu développé) pendant une période considérée comme relativement rigoureuse (Solutrén ; entre 26 et 22 ka cal BP).

Les comparaisons avec les données paléoenvironnementales de la Baume d'Oulen avec celles de la région, sont discutées dans la synthèse sur les Gorges de l'Ardèche (Chapitre 3 – III.5).

Étude de l'ensemble supérieur du Tardiglaciaire

À l'inverse de l'US 1304, les trois structures présentent une attribution chronologique relativement précise et proche (12400 à 11800 cal BP, 2^{ème} moitié du YD) et une information anthracologique qualitative identique (présence de *Pinus* sp. dans l'environnement, dominance possible). Cependant, la différence significative entre les signaux isotopiques des structures suggère des utilisations dans des contextes environnementaux différents, avec SC1B et SC2 attribuées au Younger Dryas (YD) *sensu stricto* et SC1A attribuée au début de la transition YD/Holocène. Pour rappel, la phase du YD est connue comme une rechute des températures et une augmentation de l'aridité à la toute fin du Pléistocène supérieur. Elle est marquée par une diminution du couvert forestier, la présence de steppes comparables à celles des périodes rigoureuses du pléniglaciaire. Plus encore, les valeurs isotopiques plus hautes des structures SC1B/SC2 par rapport à l'US1304 concordent avec l'aridification importante de la zone géographique (température au YD légèrement plus haute qu'au Solutrén supérieur) (de Beaulieu and Reille, 1984; Fauquette et al., 1999; Guiot et al., 1993; Reille and Beaulieu, 1990). Les Gorges de l'Ardèche ont alors certainement servi de refuges, à l'abord du couloir rhodanien, où l'environnement était inhospitalier pour le pin. Cela étant, l'hypothèse d'une augmentation des températures à la fin d'un YD, responsable de la différence entre les deux niveaux, n'est pas à rejeter. Concernant, la structure SC1-A, elle aurait été utilisée pendant une période de forte augmentation des températures dans une même logique que les observations de l'effet du réchauffement climatique actuel (Esper et al., 2015; Loader et al., 2007; McCarroll and Pawellek, 2001; Patsiou et al., 2020; Shestakova et al., 2017b). Somme toute, les données anthracologiques des trois structures corrélerent avec les hypothèses précédentes, puisque le YD reste principalement représenté par *Pinus* sp. Toutefois, nos observations questionnent la rapidité de la réponse des écosystèmes au bouleversement climatique de l'Holocène. La succession des végétations, caractéristique du passage entre une période glaciaire à interglaciaire, est alors en retard sur les changements climatiques (persistance de la forêt inadaptée à son milieu, $\delta^{13}\text{C}$ haut) et, dans une logique étendue, se présente diachroniquement à travers la région (des zones montagneuses à la vallée rhodanienne). Pour exemple, suite à l'entrée dans l'holocène (+8°C vers 11,7 ka cal BP), on observe une diminution des pins au profit du genévrier et du chêne dès le Préboréal (Greenlandien inférieur) dans le bas de la vallée du Rhône (Sulauze, Salpêtre de Pompignan) (Bazile-Robert, 1980a, 1981b) et le Languedoc (Bazile-Robert et al., 1985; Heinz and Thiébault, 1998), quand il faut attendre le boréale (Greenlandien supérieur) dans le Massif (Reille and Beaulieu, 1988, 1990). Enfin, les observations faites sur l'US 1203 et 1204 semblent

mieux corrélées avec l'entrée dans l'holocène (essences mésothermophiles), mais sans donnée supplémentaire, aucune hypothèse fiable ne peut être formulée.

III.4.5.c. *Apport du signal isotopique dans la compréhension des attributions chrono-culturelle de la stratigraphie de la Baume d'Oulen*

L'une des problématiques majeures du site est la complexité des attributions chrono-culturelles des occupations humaines. En particulier, les unités supérieures entre l'US 1207 et 1203 apparaissent comme un palimpseste d'occupations entre le Magdalénien supérieur et le Sauveterrien (Beauvais, 2017a; Beauvais et al., 2017). Au contraire, l'US 1304, mise en évidence pendant ces fouilles (N. Teyssandier / P. Guillermin) apparaît en place et est vraisemblablement attribuée au Solutrénien (plus probablement supérieur ; indices lithiques et lien avec le niveau D de F. Bazile) (Boccaccio, 2005; Guégan, 2013; Renard and Beauvais, 2017). Cette dernière attribution s'accorde avec nos observations, comparables aux données paléoenvironnementales typiques du Solutrénien supérieur et déjà observé sur le niveau Solutrénien de F. Bazile par E. Bazile-robert (Bazile-Robert, 1983a) (voir synthèse sur Gorges de l'Ardèche, Chapitre 3 - III.5). Toutefois, la haute variabilité du signal isotopique du sommet de l'US 1304 (dec 14) peut représenter une contamination du signal par des charbons issus d'unités supérieures.

Concernant les structures, le signal isotopique nous a permis d'indiquer au moins deux phases de fréquentations, avec SC1-B qui précède SC1-A (signal $\delta^{13}\text{C}$ différent et superposition). Au contraire, si la similarité des valeurs isotopiques entre SC1-B et SC2 montre des occupations dans un environnement proche, la discontinuité entre les deux structures ne permet pas de certifier leur contemporanéité (restent proches dans le temps). Pour qu'un changement climatique de basse fréquence net soit observable, un écart minimum entre les deux phases doit être présent (croissance du bois dans des phases climatiques différentes). On propose ainsi un écart minimum entre les deux phases d'occupation d'au moins supérieur à 20 ans (nouvelle branche, ressenti évolution isotopique basse fréquence) et jusqu'à environ 600 ans (datation). Le minimum d'intervalles d'occupation proposé dans cette hypothèse ne nous permet donc pas de certifier d'occupations humaines de complexes techno-culturels différents.

Cela étant, l'enregistrement isotopique observé permet de proposer des occupations contemporaines du climat froid/aride du YD (SC1-B, SC2), puis de la phase de bouleversement climatique YD/holocène (SC1-A). Pour rappel, la dernière étude lithique des niveaux supérieurs présentait des indices d'occupations sauveterriennes (US 1203 et 1204) et un ensemble lithique qui rentrait dans la variabilité techno-typologique du Magdalénien supérieur (US 1206). L'US1205 était associée vraisemblablement à des effets post dépositionnels de l'US 1204. La datation des structures (12,4 à 11, 8 KA cal BP) avait donc remis en cause (i) leur attribution à l'US 1206 ou (ii) l'attribution culturelle de l'US 1206 au Magdalénien supérieur. Ainsi, si on considère les données lithiques et les datations, les structures pourraient, au premier abord, être associées à un Sauveterrien précoce. Cette attribution ferait de l'occupation l'une des plus anciennes, voire la plus ancienne, occupations sauveterriennes dans la région (Sansonnnet à Crillon-Le-Brave, entre 12015 et 10991 cal BP) (Buisson-Catil et al., 1999; Guilbert, 2003). Plus encore, cette attribution permettrait de situer les prémices du Sauveterrien avant la transition climatique de l'Holocène.

Cependant, on rappelle que dans les fouilles de J. Combier un niveau archéologique avait été attribué à l'Azilien dans l'ensemble 13 dans le sommet de la séquence paléolithique d'Oulen (Combier, 1967). Ainsi, bien que ce niveau n'ait pas été retrouvé par les fouilles qui l'ont suivi, et malgré le nombre réduit de pièces lithiques dont le diagnostic a permis de formuler cette hypothèse, la possibilité d'une attribution chrono-culturelle à un Azilien tardif ou une culture contemporaine des datations obtenues (Laborien, Épigravettien) ne peut être rejetée. On précisera, par ailleurs, que des niveaux aziliens sont attestés à quelques kilomètres au nord, sur la même rive (la grotte du Colombier, Vallon Pont d'Arc) (Combier, 1967; Joris, 2002). Enfin, la présence d'une phase d'occupation contemporaine d'une augmentation des températures soulève l'hypothèse d'une possible évolution culturelle. La continuité dans la transition des systèmes techniques, plutôt qu'une rupture nette, pourrait ici expliquer la difficulté de l'attribution des occupations. Pour exemple, il est possible que nous soyons confrontés à un faciès de transition Épipaléolithique/Mésolithique.

III.4.5.d. *La sélection du combustible sur le site des Canalettes*

Dans l'US 1304, la concordance entre les données isotopiques et anthracologiques valide l'hypothèse d'un assemblage anthracologique représentatif de la composition du couvert forestier environnant. La collecte pour cette période devait donc être non-sélective. Au contraire, la comparaison des données anthracologiques et le signal isotopique pour les structures ne peuvent pas certifier du type de collecte (information anthracologique qualitative).

Par ailleurs, l'étude complémentaire des contaminations fongiques soulève l'hypothèse d'un ramassage important de bois mort, en général favorisé dans les collectes opportunistes (Henry, 2011; Henry and Théry-Parisot, 2014a; Vidal-Matutano et al., 2017). On précisera également que, la méthode choisie pour observer ces traces dans les US 1203 et 1204 (plusieurs fragments d'un seul charbon) a permis de mettre en évidence que le degré d'infection fongique semble relativement homogène sur l'ensemble d'un charbon pluri-millimétrique. Cette observation justifie de la représentativité du signal moyen obtenu avec des charbons plus petits (millimétriques à inframillimétriques). Toutefois, on précisera que, les études expérimentales et ethnologiques, sur l'utilisation de bois mort contaminé, montrent une augmentation de la sensibilité de ce dernier à la combustion puis une faible résistance aux processus post-dépositionnels (Chrzaszew, 2013; Chrzaszew et al., 2014), qui se traduit par une diminution des proportions de charbons avec degré de dégradation supérieure à 2 (Henry and Théry-Parisot, 2014a).

Enfin, on notera que l'augmentation de la variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ entre le sommet et le cœur de l'US 1304 (dec 14 et 15 respectivement) soulève l'hypothèse d'une augmentation de surface d'approvisionnement, avec un signal isotopique des charbons du décapage 15 issus de la combustion de bois originaire à la fois des plateaux ou falaises (environnement peu favorable) et des zones basses des gorges (environnement plus favorable). Il est d'autant plus intéressant de noter la chronologie de l'apparition de cette variabilité isotopique entre le sommet et le cœur de l'US (intensification de l'impact de l'homme sur la disponibilité des ressources). Cette hypothèse d'un approvisionnement d'origine multiple (plateaux, falaises, fond de gorge) peut également être évoquée pour les valeurs isolées des structures SC1-A (très basses) et SC1-B (très hautes).

III.4.6. Synthèse

L'utilisation couplée du signal taxinomique et isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) sur les charbons de l'abri de la Baume d'Oulen a ainsi pu montrer :

- Une relative faible variabilité du signal isotopique par structures ou décapage par rapport aux évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre ces unités, mais aussi par rapport aux variations interindividuelles $\delta^{13}\text{C}$ maximum dans les études actuelles sur le bois.
- Une corrélation entre les données générales du signal isotopique et les autres données anthracologiques (en particulier pour l'US 1304 où les données anthracologiques sont plus conséquentes).
- La possibilité de pallier les difficultés interprétatives de l'étude anthracologique de foyers de combustion. En effet, le signal $\delta^{13}\text{C}$ issu de ces concentrations permet d'obtenir un signal climatique fiable, ce que ne permet pas toujours l'étude taxinomique.
- Qu'il était possible d'apporter des éléments de discussion sur les attributions chrono-culturelles des occupations archéologiques dans une stratigraphie complexe. On observe ainsi, une occupation du Solutréen supérieur pendant une phase relativement moins aride que le reste du LGM et des occupations autour de la Baume d'Oulen précédant et pendant la transition Pléistocène/Holocène *sensu stricto* (Occupation l'azilienne, post-azilienne, épigravettienne, laborienne, valorguienne, sauveterrienne, ou une succession de deux d'entre elles).
- L'approche complémentaire de l'étude taxinomique et isotopique des charbons, avec l'étude des traces d'infections fongiques, permet de valider le type de collecte réalisée sur le site et les possibles évolutions dans les zones d'approvisionnement.
- La variabilité du signal isotopique dans une méthode d'analyse des charbons par groupes questionne la possibilité d'indiquer un apport du bois d'environnements boisés différents (Ex : pente, ripisylve, plateau).

En conclusion, l'utilisation du signal isotopique des charbons de la Baume d'Oulen apporte des données climatiques et environnementales inédites à travers plusieurs phases de fréquentation de la grotte. Elle permet également en particulier de montrer l'intérêt de cette méthode dans l'étude des charbons issus de foyers, l'interprétation paléoécologique de l'assemblage est souvent limité. Enfin, la distinction de phase climatique permet de discuter de la chronologie des occupations dans une stratigraphie complexe (palimpseste).

III.5. Synthèse régionale

Cette partie, présente la synthèse des premiers résultats obtenus sur des charbons archéologiques issus de plusieurs sites du Paléolithique supérieur associés aux Gorges de l'Ardèche (la grotte Chauvet-Pont d'Arc, CHV ; la Grotte aux Points, PTS ; la Baume d'Oulen, OUL ; la grotte des Deux-Ouvertures, DEE). Les données anthracologiques de ce dernier (DEE), sont issues (i) d'une première étude anthracologique réalisée antérieurement (étude de la salle du carrefour M6) (Thiébaud et Théry-Parisot, 2012) et (ii) de l'étude de quatre nouveaux sondages (S1, S2, S3 et SG1) (Annexe 1). Les données isotopiques ne correspondent qu'à deux valeurs issues de l'analyse de charbons groupés de SG1 (3 charbons par groupe, 1 groupe par décapage) (Annexe 1).

L'ensemble de ces analyses a montré le potentiel de la méthode isotopique appliquée aux charbons de bois. Elle ouvre de nouvelles perspectives et propose de nouveaux regards sur la vaste région sud-rhodanienne et plus particulièrement sur l'environnement passé des Gorges de l'Ardèche. Leurs particularités climatiques et environnementales en réponse aux détériorations climatiques, marquées par la diversité des paysages, ont ainsi pu être relevées. Ces nouvelles données ont ainsi permis de mieux renseigner le contexte environnemental des systèmes socio-culturels du Paléolithique supérieur ayant fréquenté les grottes de l'Ardèche méridionale.

III.5.1. Synthèse des données environnementales des Gorges de l'Ardèche

L'étude des Gorges de l'Ardèche, à travers quatre sites différents, permet de discuter de l'histoire environnementale et climatique des gorges sur une période chronologique qui s'étend sur une partie du MIS3 (39 à 29 ka cal BP) et le MIS2 (29 à 11,7ka cal BP). Comme il a été mentionné dans chacune des études, nous nous intéresserons ici : (i) à comparer les données anthracologiques et isotopiques inter-sites, puis (ii) à confronter celles-ci avec les données des séquences environnementales continues de l'époque (principalement Échets, Grand Pile, Lac du Bouchet, carotte Marine MD MD99-2348) (Chapitre 1 – IV & Chapitre 3 III.1). Compte-tenu de l'hétérogénéité de la réponse climatique à travers la mosaïque des paysages de la région, les données isotopiques des gorges seront également comparées avec celles des autres séquences continentales naturelles (loess, séquences alluviales) et archéologiques, discontinues de la région (Chapitre 1 – IV & Chapitre 3 III.1).

Toutefois, si les données obtenues précédemment ont permis de préciser le cadre environnemental et climatique local pour chaque site, la comparabilité de celles-ci, entre elles et à une plus large échelle (ici, les Gorges de l'Ardèche), devait être questionnée.

III.5.1.a. *Confrontations des données anthracologiques des différents sites étudiés*

Le premier proxy utilisé dans ce travail correspond à l'étude taxinomique des charbons de bois. Les assemblages anthracologiques proviennent de la végétation de proximité et peuvent par conséquent refléter des situations locales liées à la topographie, à l'orientation et à l'éloignement de cours d'eau, propres à la zone d'approvisionnement. Si les assemblages peuvent varier selon

la position des sites dans les gorges, ils donnent tout de même une image globale de la végétation de celles-ci.

Si on compare les assemblages anthracologiques des différents sites, on observe une itération de certaines récurrences sur tous les niveaux du Paléolithique supérieur. *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo* et *uncinata*) apparaît entre autres, comme l'essence majoritaire pour l'ensemble de ces niveaux. On précise toutefois que pour la grotte de Chauvet-Pont d'Arc, l'hypothèse d'une collecte sélective a été proposée (Théry-Parisot and Thiébault, 2005; Théry-Parisot et al., 2018). Le fort élagage naturel du pin, favorable dans la collecte du bois mort, est l'un des arguments qui peut expliquer une collecte préférentielle de ce dernier (possible surinterprétation de cette essence également dans les autres sites). Par ailleurs, outre cette prédominance du pin, on note dans plusieurs niveaux attribués au Paléolithique supérieur, et sur plusieurs sites (OUL, PTS) la présence des essences thermorésistantes de la ripisylve (ou de milieux humides ; *Betula* sp. *Salix/Populus* sp.). Cet assemblage paléolithique est complété par la présence secondaire du *Juniperus* sp., observée dans le niveau solutréen de la Baume d'Oulen et par un individu dans les niveaux paléolithiques de PTS.

Par ailleurs, on observe sur plusieurs sites, la présence d'essences plus mésophiles (*Quercus* sp., *Acer* sp.) ou de reconquête forestière (*Buxus* sp., *Prunus* sp.) associées au pin, dans le sommet de certaines séquences (DEE, PTS, OUL). Toutefois, ces séquences sont marquées par la présence de remaniements importants dans leurs parties sommitales, régulièrement associées à des indices de la présence d'occupations à l'Holocène (matériel archéologique, datation). La présence de charbon de *Taxus* sp. au sommet de la séquence de PTS renforce également cette hypothèse (essences absentes au Paléolithique supérieur). Ces niveaux sont donc interprétés comme le mélange de niveaux paléolithiques plus anciens froids et de niveaux plus récents (Tardiglaciaire, Holocène) plus tempérés. Malgré tout, la présence de *Quercus* sp. dans plusieurs niveaux profonds de certains sites, dont l'attribution au Paléolithique est bien attestée (OUL, PTS) permet de confirmer la présence du taxon pendant ces périodes anciennes. Les quelques charbons observés pour la transition YD et au Sauveterrien (début de l'Holocène) à la Baume d'Oulen (OUL) montrent également l'association d'essences mésophiles (*Quercus* sp., *Acer* sp.) et de reconquête forestière (*Prunus* sp.). Enfin, on notera également la présence de charbons de *Quercus* sp. (mésophile) et plusieurs essences de reconquête forestière (*Prunus* sp., *Buxus* sp.) à la base des niveaux du Paléolithique supérieur à la Grotte aux Points (PTS), soulevant l'hypothèse d'une végétation de mosaïque ou de transition par le passé (phase climatique moins rigoureuse, pré-Gravettien), ou au moins leurs présences sous forme de refuge.

Ainsi, les périodes couvertes par les occupations du Paléolithique supérieur, sur les différents sites étudiés, étaient certainement marquées par un climat froid à frais, dominées par la présence du pin type sylvestre/noir (*Pinus* type *sylvestris/nigra*) et associées à une ripisylve plutôt thermorésistante (*Betula* sp. *Salix/Populus* sp.). Le genévrier (*Juniperus* sp.) serait ici associé aux milieux ouverts de pins. Les évolutions climatiques (plus ou moins humides et froides à tempérées) permettaient ou non l'étendue des formations boisées. Par ailleurs, le climat et l'environnement plutôt clément des gorges (protégé des vents du Nord et échauffement lié aux parois calcaires

claires) ont certainement favorisé la mise en place de zones refuges ou de reconquête forestière par certaines essences mésothermophiles. Le contraste environnemental avec le couloir rhodanien voisin devait être d'autant plus marqué que ce dernier était aux vents catabatiques (du Nord) et caractérisé par un paysage steppique austère ; la mise en place des nombreuses séquences loessiques à cette époque atteste cette ambiance climatique (Bertran et al., 2016; Bonifay, 1965; Bosq et al., 2018). Le Tardiglaciaire a certainement été caractérisé par une évolution du paysage forestier en mosaïque (entre plateau relativement xérique et gorges plus humides) avec des formations de pins, steppes à rosacées (YD, vers les plateaux), ou encore, l'augmentation d'essences plus mésothermophile (*Quercus* sp., *Acer* sp.) au début de l'Holocène. Enfin, ces formations ont ensuite laissé place à une autre plus thermophile et imposant au cours de l'Holocène, jusqu'au paysage méditerranéen actuel (résultats de la pression anthropique et du réchauffement climatique).

III.5.1.b. Confrontation des différentes données isotopiques des charbons des différents sites étudiés

Malgré des difficultés dans l'interprétation des signaux isotopiques, de chacune des séquences étudiées (processus post-dépositionnels, méthode d'analyses, enregistrement non-climatique), les importantes variations du $\delta^{13}\text{C}$ ont permis de mettre en évidence une évolution climatique entre les niveaux du Paléolithique supérieur étudiés dans chacun des sites ; ils offrent ainsi une perspective d'étude pertinente du signal isotopique à l'échelle régionale. Toutefois, au contraire de l'étude de l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ local à l'échelle des sites, la construction d'un signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ commun à l'ensemble des Gorges de l'Ardèche reste confrontée à plusieurs verrous méthodologiques.

L'utilisation de signaux isotopiques issus de populations d'arbres différentes et/ou d'origines environnementales distinctes (ex : gorges ou plateau) amène nécessairement à s'interroger sur la possibilité de comparer directement ces signaux entre eux (valeurs comparables ?). En d'autres termes, est-ce que les évolutions générales du climat et de l'environnement à l'échelle de la région sont enregistrées par des valeurs et des écarts isotopiques identiques sur tous les sites ? Or, on sait à travers l'étude de notre référentiel, et d'autres études isotopiques, que l'enregistrement $\delta^{13}\text{C}$ est principalement corrélé aux caractéristiques environnementales (ex : sol, pente, proximité de la nappe) et au climat moyen de la zone de croissance de l'arbre. Plus encore, ces caractéristiques peuvent significativement évoluer sur de faibles distances (Chapitre 2 – III.2). Ainsi, même dans le cas où l'on considère le climat moyen dans les gorges comme relativement homogène, l'hétérogénéité des caractéristiques environnementales entre les sites peut avoir conduit à des enregistrements isotopiques différents. Toutefois, si cette problématique est accentuée avec des sites comme celui de la Baume d'Oulen (en limite de plateau le long des gorges) ou CHV (entre le plateau et la Combe d'Arc), il est possible que le cadre environnemental commun entre les sites du fond des gorges (proximité à la rivière ; DEE, PTS) permette d'obtenir des signaux isotopiques comparables. Néanmoins, à ceci, s'ajoute également le problème d'obtenir des signaux isotopiques possiblement déjà issus de populations d'arbres d'aires de collectes différentes (ex : Chauvet). Par ailleurs, il est possible d'avoir des populations d'arbres avec une hétérogénéité génétique et physiologique. Plusieurs études montrent que l'évolution des populations d'arbres peut se réaliser rapidement et sur de courtes distances (Alberto et al., 2013; Anderson et al., 1996; Leavitt, 2002;

Neale and Wheeler, 2019; Sáenz-Romero et al., 2019; Saurer et al., 2004; Valladares et al., 2014). Ces évolutions conduisent à un changement dans la sensibilité climatique des plantes, et de ce fait, une différenciation de l'enregistrement isotopique avec celle de la population d'origine (*Ibid*). Cependant, ces observations sont faites sur des populations actuelles avec une pression climatique intense dans des conditions atmosphériques très riches en CO₂. La transposition de ce phénomène aux conditions climatiques de l'Ardèche paléolithique sur une petite échelle géographique et dans des conditions atmosphériques pauvres en CO₂ peut être questionnée.

En plus de ces problématiques directes liées à la combinaison de signaux isotopiques hétérogènes, le manque de chronologie précise fragilise la comparaison des évolutions des δ¹³C moyens de chaque site entre eux. Ainsi, même dans le cadre où les différences absolues seraient négligeables, il apparaît pour l'heure difficile de vérifier si les similarités isotopiques observées traduisent des évolutions climatiques ou environnementales contemporaines.

Malgré tout, afin de pouvoir comparer les évolutions des signaux isotopiques obtenus sur l'ensemble des Gorges de l'Ardèche, une représentation graphique synthétique est proposée (Figure C3.III.5-1). Cette dernière se fonde sur les séparations des différentes phases isotopiques interprétées pour chacun des sites, sans prendre en compte les possibles diversifications des zones collectées. Ainsi, ont été représentées :

- Pour la grotte de Chauvet-Pont d'Arc (CHV), 5 phases isotopiques (4 phases isotopiques pour l'US3 grise et 1 phase générale pour l'US2 rouge et rouge/gris). On précise que les prélèvements qui ont donné des valeurs extrêmes ont été isolés.
- Pour la Grotte aux Points (PTS), 5 phases isotopiques (définies par la projection 3D), différenciées entre les séquences (G22 et S12 séparés).
- Pour la Baume d'Oulen (OUL), 5 phases isotopiques (3 structures, 2 décapages de l'US 1304).
- Pour la grotte des Deux-Ouvertures, les 2 valeurs isolées sont représentées dans la phase d'occupation gravettienne du sondage SG1.

Pour chaque phase, la moyenne isotopique, l'écart-type et l'écart maximum sont calculés et représentés sur le graphique. Les chronologies proposées pour chacune des phases, de chaque site, sont réutilisées et représentées sous la forme d'une marge d'erreur chronologique maximale (Sauf pour DEE, chronologie réduite aux dates gravettiennes de SG1). De plus, pour faciliter la lecture, nous avons attribué les deux phases inférieures de PTS au Gravettien et les deux supérieures au Solutrén (Ici, l'hypothèse d'une occupation tardiglaciaire au sommet de la séquence, sans indices lithiques, n'est pas pris en compte). Cependant, on rappelle que les données archéologiques actuelles justifient uniquement d'occupations au Gravettien et au Solutrén, sans pouvoir préciser à quel moment le changement culturel a eu lieu (Chapitre 1 – III.3). Par ailleurs, l'US 3 de CHV a été attribuée à l'Aurignacien (dates radiocarbone) et l'US 2 rouge au Gravettien, malgré l'incertitude quant à une appartenance partielle ou totale à la phase finale de l'Aurignacien (discussion Chapitre 1 – III.2). Enfin, les moyennes isotopiques sont placées dans cette chronologie selon les possibles corrélations avec les évolutions climatiques et environnementales connues pour ces périodes (voir ci-dessous ; III.6.1.b).

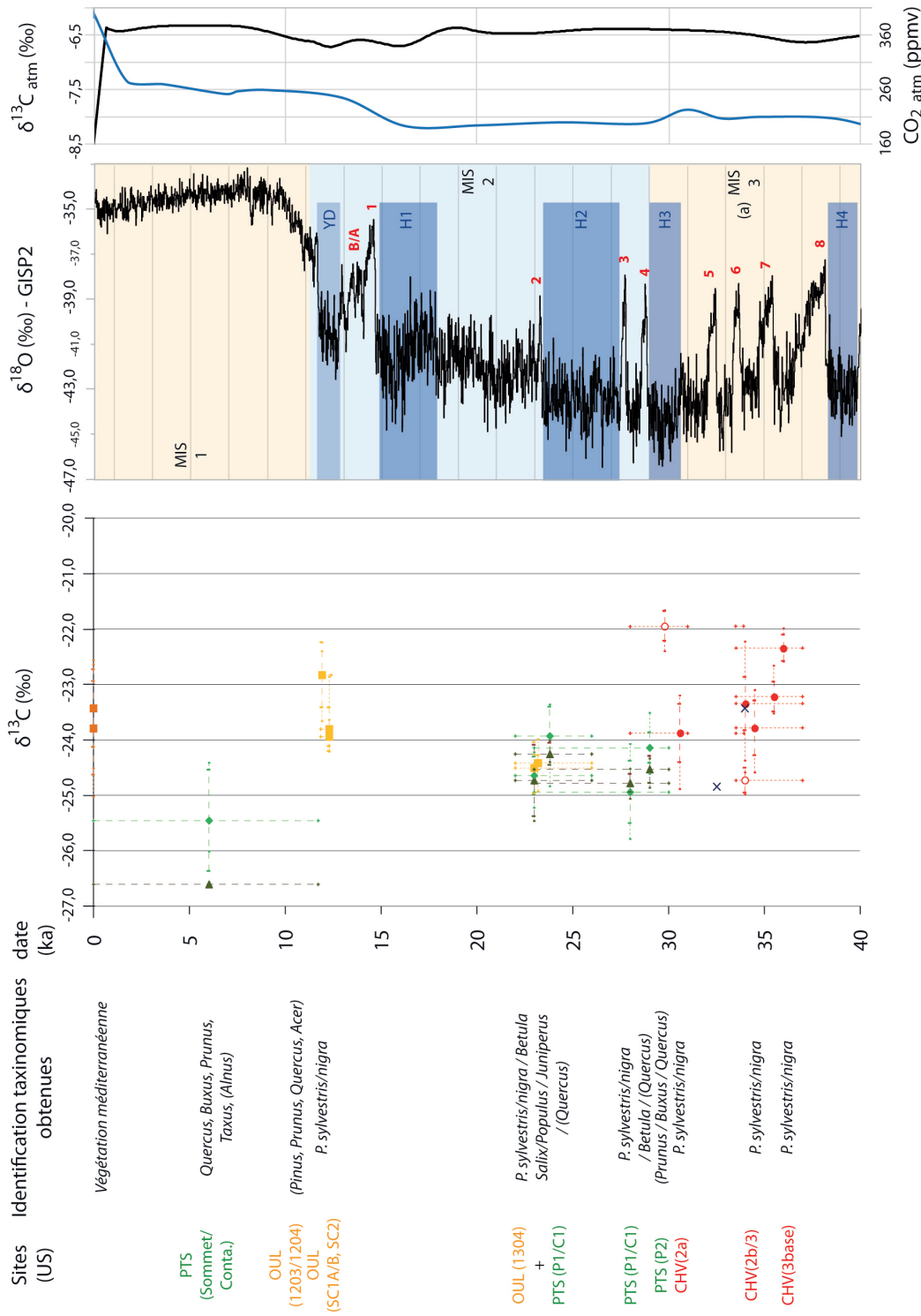


Figure C3.III.5-1) Figure de synthèse des données anthracologiques et isotopiques obtenues pour l'étude des Gorges de l'Ardèche. De gauche à droite : (i) sites archéologiques, (ii) données anthracologiques obtenues (avec entre parenthèse les indices d'essences rares), (iii) données isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (rouge pour CHV, avec des cercles pour les $\delta^{13}\text{C}$ insolites des prélèvements n°172 et 189 ; vert foncé pour PTS-G22 et vert clair pour PTS-S12 ; bleu foncé pour les deux valeurs isolées de DEE ; jaune pour OUL ; orange foncé pour le référentiel actuel) (iv) signal de $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte NGRIP sur l'échelle de temps GICC05modelext (Rasmussen et al., 2014), (v) valeurs atmosphériques $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et CO_2_{atm} (Barnola et al., 1987; Eggleston et al., 2016). NB : l'augmentation des paramètres atmosphériques dès les périodes historiques, correspond à un manque de données de valeurs pour ces dernières ; les augmentations sont en réalité associées aux deux derniers siècles uniquement.

La comparaison des signaux isotopiques se fonde principalement sur leurs évolutions relatives. Toutefois, on notera que plusieurs ensembles isotopiques, provenant de différents sites (et séquences) et possiblement contemporaines, présentent des valeurs isotopiques très proches. En particulier, une partie des $\delta^{13}\text{C}$ moyens des phases solutréennes de OUL et PTS (S12 et G22), varient de moins de 0,5‰. De même, des similitudes sont observées entre le signal isotopique moyen des phases gravettiennes de PTS et CHV (si l'US 2a serait postérieur à 30 ka cal BP). Enfin, les valeurs isotopiques isolées de DEE questionnent une correspondance avec l'évolution isotopique sur CHV. Or, on observe que tous sites confondus, la variation des signaux isotopiques moyens entre les différentes phases paléolithiques (phases attribuées à l'Holocène exclues) varie jusqu'à 3‰. Les similitudes entre les valeurs isotopiques des phases précédemment mentionnées renvoient donc probablement, ou du moins partiellement, à des contextes climatiques proches. De plus, à la vue des évolutions observées dans les autres sites et entre ceux-ci, l'écart isotopique entre les deux séquences de la Grotte aux Points apparaît faible et renforce l'hypothèse d'un enregistrement des mêmes phases d'occupation sur l'ensemble du site.

Par ailleurs, on observe que les évolutions du signal isotopique moyen entre les phases de fréquentations des sites de CHV et OUL sont plus importantes que pour celles de PTS. Si on considère que les variations du signal isotopique des sites traduisent une réponse de même intensité aux changements climatiques et environnementaux, les phases de fréquentations de CHV ou OUL ont certainement connu des évolutions climatiques plus importantes en comparaison avec celles de PTS. Cependant, cette baisse de l'intensité des évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre les phases de fréquentations de PTS peut traduire une adaptation des plantes en réponse aux températures relativement basses (MIS2) de cette période, en comparaison de celles des phases de fréquentations de CHV et OUL (fluctuation climatique qui suit des périodes plus clémentes du MIS3 ou du Tardiglaciaire respectivement). Dans une logique similaire, il est possible que la forte sensibilité des arbres de CHV et OUL soit liée aux conditions environnementales des deux sites. En effet, les sites de CHV et OUL sont éloignés de la rivière ($\approx 600\text{m}$, actuellement) par rapport à ceux de PTS et DEE ($< 100\text{m}$) (Monney, 2012) ; l'aridification conduirait alors à une plus forte augmentation du signal isotopique sur les deux premiers sites. Enfin, on rappelle que les moyennes de CHV sont réalisées sans prendre en compte une possible collecte diversifiée (plateau et combe) où les conditions hydriques sont différentes. Somme toute, il reste possible que, l'ensemble des hypothèses mentionnées soit partiellement correctes.

Malgré tout, si on se concentre sur les évolutions isotopiques, indépendamment de leur intensité, on observe que celles-ci sont corrélées avec des variations climatiques et environnementales à une échelle régionale, voire supra-régionale, qui s'étalent sur l'ensemble du Paléolithique supérieur (cf. la synthèse environnementale ci-après, III.6.1.b). Le manque de chronologie précise ne permet cependant pas de vérifier toutes ces correspondances. Par ailleurs, la représentation graphique renforce les différentes hypothèses proposées pour chacun des sites : (i) des occupations de CHV pendant des phases de fluctuations climatiques relativement importantes (aride à humide/tempérée), (ii) des occupations gravettiennes et solutréennes de PTS et OUL marquées par un environnement frais/froid avec des évolutions de l'humidité, (iii) une phase d'occupation terminale

de OUL marquée par un environnement relativement sec et une augmentation des températures (début Holocène). On précisera que les faibles valeurs isotopiques obtenues pour l'US2 rouge de CHV, pour les différentes raisons précédemment évoquées, représentent certainement une phase de fréquentation avec un climat relativement humide similaire à celui de la phase de fréquentation moyenne de PTS (« ensemble isotopique moyen »).

III.5.1.c. Synthèse de l'histoire environnementale des Gorges de l'Ardèche d'après l'étude taxinomique et isotopique des charbons

L'histoire générale de l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique, fondée sur les données anthracologiques et isotopiques récoltées pour les gorges de l'Ardèche et mise en relation avec les grandes séquences continues françaises et discontinues de la région, est ici proposée.

La fin du MIS 3

La fin du MIS 3 est principalement représentée par les données de la grotte de Chauvet Pont d'Arc (CHV) et plus particulièrement de la phase de fréquentation aurignacienne (US 3 et 2b, voir 2a, autour de 35ka cal BP), mais également par les fréquentations des Deux-Ouvertures (DEE, mais représenté par 2 valeurs isolées), puis suivi par le niveau inférieur de PTS (présenté avec les occupations du MIS2). Les données anthracologiques et isotopiques de CHV suggèrent plusieurs périodes de fréquentations avec une dans un premier temps, dans un climat sec (possible début de réchauffement) puis une diminution de l'aridité graduelle le long des fréquentations. Le paysage arboré devait être dominé par *Pinus* type *sylvestris/nigra*. Ce dernier devait au départ essentiellement se trouver dans les gorges. L'amélioration climatique a, par la suite, dû favoriser l'expansion de la pinède jusqu'aux plateaux. Plus encore, les données isotopiques des vestiges d'ours des cavernes (*Ursus spelaeus*) de Chauvet-Pont d'Arc permettent de proposer : (i) une phase antérieure plus rigoureuse (datée à 37,4 ka BP ; soit vers 40 ka cal BP) et une phase postérieure plus clémente (datée entre 30-28 ka BP ; soit vers 30,5-32 ka cal BP), toutes deux qui restent dans un environnement relativement ouvert (Bocherens et al., 2006). Cette amélioration climatique pourrait également être enregistrée sur DEE entre 34 et 32,5 ka cal BP, mais des données supplémentaires sont nécessaire pour venir confirmer cette hypothèse (uniquement deux valeurs isotopiques isolées).

D'un point de vue régional, plusieurs études anthracologiques de sites paléolithiques de la période, réparties dans le nord du Gard, viennent confirmer et préciser ces fluctuations environnementales avec l'enregistrement : (i) d'une première phase froide et sèche (l'Esquicho-Grapaou SCL1b, 34 500 \pm 2 000 BP, vers 38,9 \pm 2 ka cal BP), suivie (ii) d'une phase humide plus tempérée et forestière (l'Esquicho-Grapaou, SLC1a, 31 850 \pm 1 300 BP, vers 36,5 \pm 1,6 ka cal BP; La Laouza, 2b, 29 650 \pm 1 300 BP ; 34,0 \pm 1,6 ka cal BP) et (iii) d'une dernière phase plus froide et moins humide (reste relativement peu aride comparée à la première phase) (L'Esquicho, BR1, 29 000 \pm 1 300 BP, vers 33,4 \pm 1,1 ka cal BP ; La Salpêtrière, CG5-SLC4, entre 28 et 29ka BP, vers 33,0 \pm 0,6 cal BP) (Bazile-Robert, 1979; Bazile et al., 1982).

Si on compare avec les séquences continues régionales ou extra-régionales (lacustres, maritimes), voire glaciaires, on observe des phases comparables. Ainsi, l'épisode sec, contemporain d'une forte diminution du $\delta^{18}\text{O}$ dans les carottes glaciaires (vers 37-36 ka cal BP), précède les événements D/O 6 et 7 correspondant à des phases plus tempérées ($\delta^{18}\text{O}$ élevé, séparé par une baisse du $\delta^{18}\text{O}$). On observe ensuite une nouvelle diminution importante du $\delta^{18}\text{O}$ vers 33ka cal BP avant l'événement D/O 5, suivie par une baisse du $\delta^{18}\text{O}$ jusqu'à un signal minimum entre 29-30 ka cal BP (Heinrich 3) (Cacho et al., 1999a; Dansgaard et al., 1993; Johnsen et al., 2001).

Dans la séquence lacustre du lac du Bouchet (Massif-central sud), ces fluctuations climatiques s'observent à travers leurs impacts sur l'évolution du couvert forestier (principalement pinède), avec une diminution de celle-ci vers 37 ka cal BP (zone 30), puis une augmentation vers 35ka cal BP (zone 31), pour finir sur une phase ouverte (peu boisée) plus importante (entre 34-30 ka cal BP, zone 32) (Reille and Beaulieu, 1988, 1990) avec un pic de diminution de la pinède vers 30 ka cal BP (H3, fin zone 32 du Bouchet). Plus au nord, les calculs des paléoprécipitations d'après la séquence des Échets (Rhône) appuient ces observations (diminution des précipitations pendant les phases d'ouverture du milieu) (Fauquette et al., 1999; Guiot et al., 1993; Guiot et al., 1989). Ces fluctuations sont observées à plus large échelle sur une grande partie de l'Europe occidentale (Fletcher et al., 2010; Sánchez Goñi, 2006). On notera également l'observation de phases humides contemporaines, dans plusieurs sites archéologiques français, liées aux événements D/O : Arcy et Maisières (D/O 7 à 5) (Bosselin, 2003; Bosselin and Djindjian, 1997, 2001; Renault-Miskovsky, 1986; Renault-Miskovsky and Leroi-Gourhan, 1981).

Le contexte environnemental proposé dans le secteur d'étude semble donc s'accorder avec les données des séquences archéologiques et naturelles de la région (et au-delà). Dans cette logique, les niveaux 3 gris correspondraient à une évolution environnementale commençant vers l'événement D/O 7 jusqu'à une phase froide et peu aride (avant l'événement H3). La question est de savoir si la base de la séquence ($\delta^{13}\text{C}$ élevé) correspond à l'épisode sec avant l'événement D/O ou à une trop forte augmentation de la température associée à ce dernier. Cependant, aucun élément dans le reste de la région ne nous permet d'indiquer une véritable augmentation des températures pendant l'événement (moins intense qu'au pôle).

Enfin, on précisera que, suivant cette logique environnementale, le niveau rouge observé dans les séquences de la Grotte aux Points (P2 en S12, couche 2 en G22) pourrait correspondre à une de ces phases peu arides qui précéderait l'événement de Heinrich 3. La présence de vestiges de *Ursus spelaeus* pourrait alors être contemporaine des occupations ursines de la grotte de Chauvet (Bocherens et al., 2006). L'événement d'Heinrich 3 pourrait alors correspondre au hiatus observé dans le sondage S12 (entre P1 et P2). Dans ce cadre, les quelques charbons associés au sommet de P2 et certainement la base de P1 (*Prunus*, *Buxus*, *Quercus*) pourraient correspondre à une phase tempérée avec un paysage en mosaïque avant l'événement H3 ou une amélioration climatique après l'événement H3. Celle-ci pourrait alors être contemporaine d'une partie de l'occupation gravettienne de Chauvet (30 et 28 ka cal BP) et donc des dépôts de l'US 2a rouge (chronologie à approfondir). L'événement de H3 pourrait alors, par inférence, correspondre à la valeur isotopique haute de du prélèvement 170 de CHV.

Débuts du MIS2, pré-LGM

Pour la suite des interprétations, on rappelle que la chronologie des phases de fréquentation correspond à une proposition fondée sur les vestiges archéologiques, les données stratigraphiques et les évolutions du signal isotopique ; elle présente de ce fait des incertitudes (pas de datations absolues, à venir).

Les observations anthracologiques et isotopiques permettent de proposer un climat froid à frais avec des phases plus ou moins arides. Une nouvelle fois, le paysage arboré devait être dominé par *Pinus* type *sylvestris/nigra*. Celui-ci devait se présenter sous forme de refuge dans les gorges pendant les phases les plus rigoureuses et jusque sur les plateaux pendant les périodes plus clémentes. Le pin était également accompagné d'une ripisylve thermorésistante aux abords de l'Ardèche et de *Juniperus* sp. dans les milieux ouverts (ex : plateau). La présence de refuge de chêne dans les gorges est également attestée. La question demeure quant à la présence d'essences secondaires comme *Prunus* sp. et *Buxus* sp. Cette prédominance du *Pinus* type *sylvestris/nigra*, associée à d'autres espèces de milieu froid (*Betula* sp., *Juniperus* sp., *Hyppophae rhamnoides*) ou de la ripisylve thermorésistante (*Betula* sp., *Salix* sp.), et le retour ponctuel de *Quercus* sp., sont également observés sur le site de la Salpêtrière plus au sud (Bazile-Robert, 1979). Ces interprétations concordent avec les données fauniques ou microfauniques obtenues sur différents sites des gorges ou de la région, avec une faune typique de milieu froid (Ex : renne, bouquetin, mammoth, marmotte) plus ou moins humide (ex : grenouille), complétée par une faune plus ubiquiste, voire forestière (ex : cerf, chevreuil) (Costamagno, 2017b; Crégut-Bonnoure, 1995; Lateur et al., 2019; Onoratini et al., 1995; Rillardon, 2010).

Dans l'ordre chronologique du signal isotopique, on observe dans un premier temps une phase aride (« niveau inférieur », PTS) puis une phase plus humide (« niveau moyen », PTS), probablement associées aux Gravettien (≈ 30 à 23 ka cal BP), bien que la deuxième phase puisse également être associée au Solutrén (≈ 26 à 22 ka cal BP). Plus encore, dans l'incertitude chronologique, la phase humide pourrait également être contemporaine d'une phase de fréquentations gravettienne de Chauvet (US 2a rouge sommet ? Entre 30 et 28 ka cal BP).

D'un point de vue régional pour ces périodes, peu de sites archéologiques permettent d'apporter des informations environnementales dans une chronologie fiable, en particulier pour la phase entre 31 et 27 ka cal BP. Le site de référence de la Salpêtrière est renseigné par le niveau gravettien C30 A-AB ($21-22$ ka à $20\,630 \pm 770$ BP ; autour de $25-26,5$ ka à $24,7$ ka cal BP) qui montre une phase froide mais légèrement plus humide (augmentation de *Betula* sp. et *Hyppophae rhamnoides*) (Bazile-Robert, 1979). Cette augmentation de l'humidité pourrait alors concorder avec la phase humide de PTS. Par ailleurs, dans la vallée de la Durance, on peut observer la mise en place d'un paléosol rouge autour $29 - 27,5$ ka cal BP (début Gravettien) (Ollivier et al., 2014), qui pourrait correspondre à la phase humide de CHV et de PTS, si leur contemporanéité venait à être confirmée.

A plus large échelle, l'amélioration climatique située entre 29 et $27,5$ ka cal BP est contemporaine des événements D/O 4 et 3 (29 et $27,5$ ka cal BP respectivement), qui suivent l'évènement H3 précédemment mentionné. Au contraire, la phase autour entre 25 et $26,5$ ka cal

BP observée à la Salpêtrière, se situe en plein événement de Heinrich 2 et corrèle uniquement avec une légère augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des carottes glaciaires (Cacho et al., 1999a; Dansgaard et al., 1993; Johnsen et al., 2001). Par comparaison avec les grandes séquences polliniques, une augmentation de la pinède et *Betula*, entre 29 et 27,5 ka cal BP est observée à la Grande Pile, correspondant à la phase pollinique de Marcoudan 1 (Bosselin and Djindjian, 2001; de Beaulieu and Reille, 1992; Helmens, 2014; Woillard, 1978). Au contraire, l'augmentation de la pinède vers 26 ka cal BP reste très peu marquée (*Ibid*). Plus proche, on observe au complexe du Bouchet que la steppe associée à H3 (zone 32) laisse place également à un pic de *Pinus* sp, contemporain de D/O 4 (zone 33) (Reille and Beaulieu, 1988, 1990). Cependant, comme pour la Grande pile, la période qui succède (zone 34) montre uniquement le début d'une phase de croissance de la pinède dont le pic d'extension sera lui situé vers la fin de H2 (*Ibid*). Plus encore, les calculs des paléoprécipitations d'après la séquence des Échets (Rhône) et de la Grande Pile viennent confirmer les correspondances avec les évolutions isotopiques (augmentation au début du Gravettien, faible fluctuation pendant H2), qui peuvent avoir été enregistrées dans le signal isotopique des charbons de PTS et CHV (Fauquette et al., 1999; Guiot et al., 1993; Guiot et al., 1989). On précise que ces améliorations climatiques sont également observées à plus large échelle sur une grande partie de l'Europe occidentale (principalement pour celle vers D/O 4) (Fletcher et al., 2010; Sánchez Goñi, 2006). Parmi les différentes observations, on notera en particulier que ces deux phases humides observées sur les occupations gravettiennes et solutréennes peuvent correspondre à une expression d'événements similaires à ceux de Tursac (entre 29 et 27 ka cal BP) et possiblement celui de Laugerie (\approx entre 26,5 et 23 ka cal BP), liés aux événements D/O (Bosselin, 2003; Bosselin and Djindjian, 1997, 2001; Renault-Miskovsky, 1986; Renault-Miskovsky and Leroi-Gourhan, 1981).

Le MIS2, pendant le LGM

Les interprétations suivantes font directement suite à celles du début du MIS 2. Ainsi, les données anthracologiques restent les mêmes (complétées par les données de l'US 1304 de OUL) et les interprétations du paysage et du climat également (climat froid, plus ou moins humide, pinède plus ou moins développée accompagnée d'une ripisylve thermorésistante dans les gorges et de *Juniperus* dans les milieux ouverts, plus quelques refuges de mésophiles). Cette période serait associée à deux phases de fréquentation : (i) une première contemporaine d'un épisode aride (« épisode supérieur », PTS) et (ii) une deuxième, probablement commune à PTS et OUL (« épisode supérieur » et US 1304 respectivement) et contemporaine d'une période humide du Solutréen (entre 26 et 22 ka cal BP). On précise qu'une incertitude reste quant à la chronologie de l'« épisode supérieur » de PTS (fin ou début H2, dépend de la position du « niveau moyen » de PTS). Cette augmentation de l'humidité par ailleurs déjà été souligné lors de l'études anthracologiques et géomorphologiques de la couche « d » attribué au Solutréen pendant les anciennes fouilles de la BO (datée de $20,2 \pm 3$ ka BP ; $24,2 \pm 5$ ka cal BP), avec la présence de concrétions, marques de solifluxion et des taxons secondaires de la Chênaie (*Quercus* f.c., *Prunus mahaleb*, *Acer monspessulanum*, *A. campestre*, *Phillyrea* cf. *latifolia* et *Buxus sempervirens*) (Bazile-Robert, 1983a; Bazile et al., 1982; Debard, 1988).

Régionalement, le site de la Salpêtrière présente également un niveau moins rigoureux à ces périodes (i2, entre 19,5 et 20,5 ka BP, vers 24-23 ka cal BP), avec une augmentation d'*Hyppophae rhamnoides*, et l'apparition de *Quercus* f.p. et *Fraxinus* sp. (milieu plutôt ouvert toujours dominé par *Pinus* type *sylvestris/nigra* et ripisylve thermoresistante) (Bazile-Robert, 1979).

Comme évoquée dans l'état de l'art (Chapitre 1 IV), si le LGM (entre 24 et 19 ka BP) est communément considéré comme une période stable du pléniglaciaire représenté par un climat froid et sec avec une végétation steppique dominée par les herbacées (Herbacées avec *Artemisia*, poacées et *Chenopodiaceae*; Arbres et arbustes avec *Pinus*, *Juniperus*, *Betula*, *Salix*) (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989, 1992; Fauquette et al., 1999; Fletcher et al., 2010; Guiot et al., 1993; Jalut et al., 1998; Reille and Beaulieu, 1988, 1990; Sánchez Goñi, 1991; Woillard, 1978), il cache en réalité des variations climatiques et environnementales relativement importantes, dont l'événement de D/O 2 (vers 23 ka cal BP) (Cacho et al., 1999a; Dansgaard et al., 1993; Johnsen et al., 2001). Cet événement s'observe aussi bien dans les séquences marines (Cf : MD99-2352 dans le Golfe du Lion) (Beaudouin et al., 2007) que dans les séquences de référence terrestres (Cf : « Marcoudan 2 » de La grande Pile ou « zone 34 » Lac du Bourget, Les Échets) (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989, 1992; Helmens, 2014; Reille and Beaulieu, 1988, 1990; Woillard, 1978). Il se traduit, à l'échelle régionale, par une extension du couvert arboré et la réapparition d'essences moins tolérantes (sapin, épicéa, chêne) et une légère diminution des herbacées (*Artemisia*) (*Ibid.*). On notera également que les études palynologiques de plusieurs sites Solutréen/Gravettien montrent également des interstades moins rigoureux durant ces périodes (interstade de Laugerie) (Leroi-Gourhan, 1997; Renault-Miskovsky, 1972, 1986; Renault-Miskovsky and Leroi-Gourhan, 1981). Ces observations pourraient alors correspondre à la phase humide observée sur PTS et OUL, précédée par un épisode sec vers 24 ka contemporain d'une forte baisse du $\delta^{18}\text{O}$ dans les carottes glaciaires (Johnsen et al., 2001), mais non distinguée nettement dans les grandes séquences polliniques françaises (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989, 1992; Helmens, 2014; Reille and Beaulieu, 1988, 1990; Woillard, 1978).

Tardiglaciaire et Holocène

La période du Tardiglaciaire est principalement renseignée par l'étude anthracologique et isotopique des trois structures (SC2, SC1B et SC1A) de la OUL et l'étude anthracologique des quelques charbons de l'US 1203 et 1204, dont les interprétations et les comparaisons avec les données régionales et extrarégionales ont été discutées dans la partie sur la OUL (Chapitre 3 – III.5). Elles permettent ainsi de renseigner la transition YD/Holocène, avec le passage d'un YD sec et froid (plus sec que la phase Solutréen de l'US 1304) à l'Holocène marqué par une forte augmentation des températures. Les quelques indices forestiers corrént avec les données environnementales pour la période et permettent de proposer un environnement majoritairement ouvert pendant le YD (Pin, possible steppes à rosacée) à un paysage plus en mosaïque au début de l'Holocène (augmentation *Quercus* dans les Gorges, colonisation des plateaux par *Prunus*).

La dernière phase archéologique, uniquement observée sur PTS, correspond certainement à plusieurs occupations réparties sur l'Holocène préindustriel (forte variabilité) qui attestent d'une période plus humide dans les gorges (humidité générale) et possiblement d'une adaptation

des plantes aux évolutions atmosphériques (fertilisation par le CO₂) (Donohue et al., 2013; Farquhar, 1997).

Enfin, on notera que les valeurs isotopiques du référentiel obtenu sur les sites d'échantillonnage de l'Ardèche (sur plateau, Ar1 et Ar2, $\delta^{13}\text{C}$ moyen de -23,43 et -23,79 ‰ respectivement) sont proches des valeurs hautes de OUL et PTS (phase sec) et des valeurs basses de CHV (phase humide, mais collecte mixte gorges/plateaux). Plus encore, on observe une forte augmentation des valeurs isotopiques du référentiel par rapport à celles attribuées à l'Holocène (PTS). Ainsi, la mise en place d'un environnement de type méditerranéen et l'augmentation des températures au cours des dernières années conduisent à un stress pour *Pinus sylvestris*, aussi important que l'aridité des phases rigoureuses du Paléolithique supérieur (concorde avec la disparition naturelle du Pin sylvestre dans les régions environnantes).

Conclusion

En somme, la comparaison relative des signaux anthracologiques et isotopiques permet de proposer une histoire environnementale et climatique du Paléolithique supérieur des Gorges de l'Ardèche. Il a en particulier été montré que pendant une phase relativement rigoureuse (climat froid), marquée par un environnement souvent austère, les Gorges de l'Ardèche se démarquaient des paysages voisins (ex : couloir rhodanien).

Malgré tout, il est nécessaire d'affiner les chronologies et de multiplier les études sur d'autres sites contemporains ou sur des localités géographiques similaires si l'on veut pouvoir vérifier ces hypothèses. Plus encore, la multiplication de ces données sur d'autres sites pourrait également nous permettre d'appréhender les questions relatives aux évolutions locales de l'environnement dans les gorges, à la sensibilité des Pins selon ces localités, ou encore, aux possibles adaptations et différenciations de populations de Pins. À terme, l'utilisation intense de cette méthode dans un programme reprenant les analyses de ces différents sites et en les multipliant (plus d'analyses et de sites) pourrait alors apporter une image précise des évolutions climatiques et environnementales des gorges.

III.5.2. Entité culturelle des Gorges de l'Ardèche au Paléolithique supérieur

Les Gorges de l'Ardèche correspondent à l'une des localités françaises les plus riches en sites archéologiques du Paléolithique supérieur (Combier, 1967, 1984; Gély, 2005; Gély et al., 2013; Gély et al., 2002; Monney, 2012). Leur situation géographique (carrefour), le réseau karstique (sites abrités), la richesse en matières premières siliceuses et l'environnement ont certainement favorisé cette concentration (Chapitre 3 III.1). Ainsi, outre les questions relatives à l'utilisation de la méthode isotopique, cette étude avait pour objectif de renseigner le contexte environnemental de cette préhistoire régionale riche mais encore trop peu abordé dans les travaux archéologiques (Voir Chapitre 3 III.1).

L'utilisation combinée des études taxinomiques et isotopiques des charbons des gorges a permis d'obtenir des données inédites quant au contexte environnemental et climatique au cours des occupations de l'Ardèche méridionale (voir partie précédente III.6.1.c). Ces données

confirment l'hypothèse d'un refuge climatique pendant les périodes les plus rigoureuses de la dernière glaciation, et/ou une zone pionnière pendant les reconquêtes forestières et une présence relativement continue de la rivière. Les particularités environnementales se démarquaient alors des conditions steppiques du couloir rhodanien et plus localement des plateaux du Bas-Vivarais, soumis à des conditions sèches avec la présence importante de vent, soulignées par la mise en place de lœss dans la région et plus particulièrement dans la vallée du Rhône (Bertran et al., 2016; Bonifay, 1965; Bosq et al., 2018). Ainsi, outre la présence de gisements de matières premières et la présence de cavités, l'environnement et les ressources associées (bois, faune et possiblement poisson) ont certainement favorisé (i) la récurrence des implantations humaines dans les gorges et (ii) la présence d'une zone de contact singulière au carrefour de plusieurs axes de circulations (méditerranées, Rhône) et influences culturelles (ex : Epigravettien - Solutréen).

Plus encore, les évolutions du signal isotopique général des Gorges de l'Ardèche soulignent la présence de communautés humaines au cours de phases climatiques relativement contrastées qui marquent non seulement les capacités d'acclimatation des sociétés passées, mais également l'importance des gorges dans le paysage culturel du Paléolithique supérieur. Ces acclimations ont pu, par ailleurs, influencer la dynamique des évolutions des modèles socio-économiques, autour d'axes de communication et d'échanges toutefois persistants. Notre étude soulève également l'hypothèse que ces occupations ont été entrecoupées par des phases d'occupation moins intenses (voire abandon), des gorges ou de certaines parties, pendant les périodes les plus rigoureuses du Paléolithique supérieur. En effet, il semble que les occupations au cours du MIS2 (associé au LGM) se soient concentrées sur des périodes climatiques plus favorables (humides et/ou des zones environnementales des gorges plus favorables (écart climatique moins important au cours du temps, impact moins important sur la flore). Entre autres, les variations isotopiques observées entre les différents sites suggèrent une occupation gravettienne de CHV et de PTS concentrée sur l'une de ces phases humides. Toutefois, seules des datations supplémentaires et un cadre chronologique plus fin pourront nous permettre de valider cette hypothèse. Ce lien entre les occupations humaines de la grotte de Chauvet Pont-d'Arc et de la Grotte aux Points a déjà été évoqué à plusieurs reprises, principalement sur les bases de leur iconographie (Monney, 2018a, b).

Enfin, l'utilisation combinée des études taxonomiques et isotopiques des charbons de bois a permis de proposer ou de consolider les hypothèses autour de la collecte et de l'utilisation des combustibles. Il a particulièrement été mis en évidence la présence d'une véritable diversité dans les modèles socio-économiques, avec tantôt une collecte spécialisée autour d'un seul taxon (*Pinus* sp., CHV) et tantôt une collecte opportuniste (OUL, PTS). Plus encore, l'interprétation de la variabilité isotopique comme marqueur de variabilité inter-individus a permis de mettre en évidence la présence de collectes dans plusieurs environnements (ex : plateau, gorge, combe) avec une intensification ou non de la collecte sur les plateaux selon les périodes. Plus encore, l'élargissement des zones de collectes sur les plateaux semble être associé à des phases favorables à l'expansion forestière (Ex : CHV). Les données obtenues questionnent également la part du système symbolique et technique dans la collecte du bois (pour CHV) (Théry-Parisot and Thiébaud, 2005; Théry-Parisot et al., 2018).

IV. LA MOYENNE VALLÉE DU JABRON DU PALÉOLITHIQUE SUPÉRIEUR AU MÉSOLITHIQUE (DU MIS 3 AU DÉBUT DE L'Holocène)

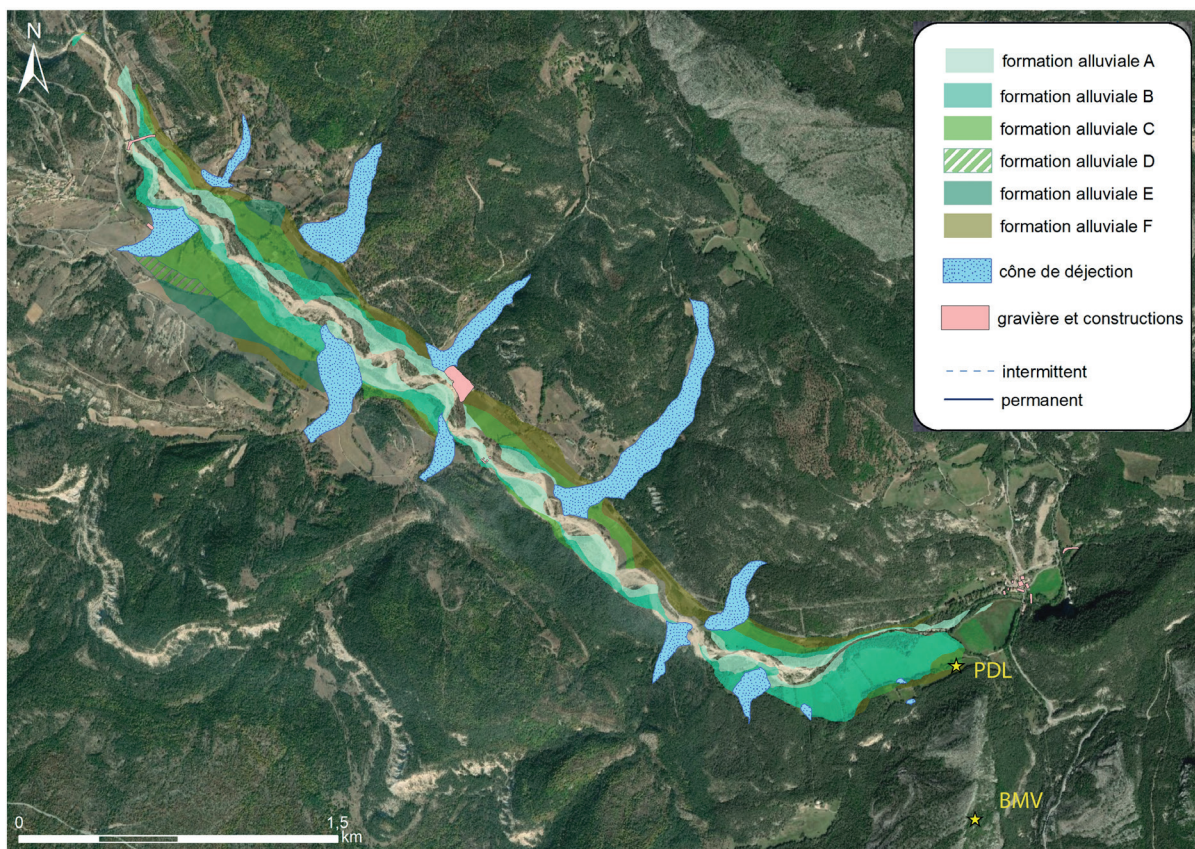
IV.1. Introduction au contexte environnemental et culturel régional

L'étude de la moyenne vallée du Jabron comprend plusieurs phases d'occupations réparties entre le MIS 3, MIS 2 et le début de l'Holocène (Pré-Boréal/Boréal ; jusqu'à 8,0 ka cal BP). Elle intègre ainsi des périodes contemporaines, ou proches, de celles des Gorges de L'Ardèche, présentées précédemment. Pour rappel, le MIS 3 (59 à 27,5 ka cal BP) correspond à une phase de transition de la dernière glaciation, marquée par une forte instabilité climatique mais moyenne plus tempérée que le MIS 2 qui lui succède (phase froide marquée par l'avancée des glaciers ; LGM : autour de 20 ka cal BP). Les évolutions climatiques de ces deux phases sont associées aux nombreux cycles de « Dansgaard-Oeschger » (Dansgaard et al., 1982; Dansgaard et al., 1993; Johnsen et al., 2001; Rasmussen et al., 2008) et événements de Heinrich (froid et sec) (Heinrich, 1988). La fin du MIS 2 (Tardiglaciaire) et le début de l'Holocène sont en particulier marqués par la succession d'une phase de réchauffement important (épisode du Bølling-Allerød), puis d'un retour vers un climat plus aride et plus froid (Younger Dryas), avant la forte augmentation des températures et la mise en place d'un milieu humide et tempéré qui caractérise le début de l'Holocène (voir Chapitre 1 – IV). On notera toutefois la présence d'événements froids autour de 9,2 et surtout 8,2 ka cal BP (Alley and Ágústsdóttir, 2005; Berger and Guilaine, 2009; Eldevik et al., 2014).

Les séquences continues françaises qui recourent le MIS 3, MIS 2 et le début de l'Holocène sont les mêmes que celles mentionnées pour les Gorges de l'Ardèche (Chapitre 1 – IV ; dont les Échets, la Grande Pile, le Lac du Bouchet et MD99-2348). Toutefois, considérant la position géographique transalpine de la zone, les influences climatiques à l'origine des changements enregistrés dans ces séquences peuvent n'avoir eu qu'un impact partiel sur notre zone d'étude. Dans ce cadre, il est intéressant de compléter ces séquences avec d'autres connues plus à l'est dans l'Italie du Nord (Lac Fimon, Azzano Decimo, Piccolo di Avigliana) ou du centre (Valle di Castiglione) (Finsinger et al., 2008; Follieri et al., 1989; Pini et al., 2009; Pini et al., 2010). En effet, même si celles-ci restent plus éloignées que les précédentes, elles permettent de rendre compte d'influences climatiques plus méditerranéennes. Au contraire des précédentes, plusieurs séquences continues alpines sont connues dans la région pour le Tardiglaciaire/début Holocène (ex : Lac des Lauzons, Lac de Vens, Lac d'Allos) (Brisset, 2014; Brisset et al., 2015; Brisset et al., 2014; Mocchi et al., 2008). Pour le MIS2, comme le début de l'Holocène, les études sédimentaires ou palynologiques de plusieurs séquences loessiques/alluviales apportent des informations environnementales plus locales (Guillon, 2012; Nicol-Pichard and Dubard, 1998; Ollivier et al., 2006; Ollivier et al., 2014). Enfin, comme pour les autres régions étudiées, les séquences discontinues, principalement représentées par les dépôts en grottes ou en abris sous roche (protection des intempéries, stabilité thermique), complètent les informations climatiques de la région (Figure C3.IV.1-2) (Chapitre 1 – IV).

Contexte environnemental et géographique de la moyenne vallée du Jabron

La zone géographique étudiée dans cette partie se concentre sur la moyenne vallée du Jabron, à travers l'étude des sites des Prés de Laure (PDL, Var) et de la Baume de Monthiver (BMV, Var). La moyenne vallée du Jabron correspond à une plaine alluviale formée par la rivière éponyme (affluent du Verdon) et située au sud du massif calcaire (du secondaire et tertiaire) de l'Arc de Castellane, dans les Préalpes nord-Varoise (à l'Est du domaine calcaire de basse Provence et des massifs cristallins de l'Esterel et des Maures). La moyenne vallée du Jabron, située entre 750 et 700 m d'altitude, se présente en une plaine large de 300 à 750 m, et s'étale sur environ 5 km de long entre le hameau du Jabron (Comps sur Artuby, 83840) et le village de Trigance (83840). La direction de la moyenne vallée suit le cours du Jabron qui marque un virage à 45° à environ un tiers de sa longueur (direction E/O puis SE/NO). La moyenne vallée est encadrée par des massifs calcaires Jurassique à son extrémité Sud-Est et par des bancs de calcaires à des marnes du Crétacé sur le reste. La nature géologique de la région favorise la formation de réseau karstique et la formation de grottes et abris sous roche. Les récentes études géomorphologiques de la moyenne vallée ont permis de préciser l'histoire générale des dépôts quaternaire de celle-ci, avec 7 formations alluviales individualisées, dont l'une est contemporaine des occupations des PDL (formation C) (Costa et al., 2015; Tomasso et al., 2016; Tomasso et al., 2019) (Figure C3.IV.1-1).



L'étude de la moyenne vallée du Jabron fait suite au PCR ETICALP (Evolutions, Transferts, Interculturalités dans l'Arc Liguro-Provençal) dirigés par D. Binder entre 2009 et 2014 (Binder, 2014). Ce PCR, ainsi que les campagnes de terrain qui ont suivi dans la vallée avaient pour objectif (i) d'obtenir une image la plus exhaustive des matières premières siliceuses présentes dans la région, (ii) de compléter l'histoire des occupations archéologiques dans les Préalpes et, plus récemment, (iii) d'approfondir les connaissances de l'évolution environnementale dans la région (dont l'étude géomorphologique de vallée précédemment mentionnée). Ces travaux ont ainsi permis d'obtenir une image qualitative et quantitative des principales formations à silex dans la région, de la Provence occidentale à la zone Ligure (Porraz et al., 2009; Porraz et al., 2010b, 2011; Simon, 2007; Tomasso, 2015; Tomasso and Martino, 2010). Dans cet ensemble géographique, l'Arc de Castellane se démarque tout particulièrement par la présence de plusieurs gisements de silex en positions primaires (dans des formations du Turonien, du Valanginien, du Lutétien et du Sannoisien) ou secondaires (poudingues tertiaires) (Porraz et al., 2009; Porraz et al., 2010b, 2011; Simon, 2007; Tomasso, 2015). À une échelle plus locale, le passage du Jabron dans plusieurs formations permet d'obtenir une source de matières premières diversifiées à proximité. Plus encore, on trouve également du silex en position primaire (formation du Valanginien) dans la partie méridionale de la moyenne vallée.

Par ailleurs, situé aux carrefours des Préalpes du Sud de la Provence et de la Ligurie (et Apennin), l'Arc Liguro-Provençal (ALP) fait figure d'exception dans le paysage franco-italien. Véritable corridor, enclavée entre mer et montagnes, la région procure un relief hétérogène et accidenté, souligné par l'incision des vallées et la formation des plaines alluviales par les nombreuses rivières de la région. Le réseau hydrographique, le relief et les influences climatiques méditerranéennes et montagnardes ont pour conséquence la mise en place d'un étagement du climat et de la végétation, souligné à travers un gradient altitudinal. Aujourd'hui, cet étagement se traduit par la succession de bioclimats de moins en moins chauds et de plus en plus arides, de la côte vers les montagnes (bioclimats thermo-, méso- puis supra-méditerranéens, montagnards, subalpins, alpins) (Ozenda and Borel, 2000; Quezel and Medail, 2003). Plus encore, les caractéristiques climatiques de la côte et la proximité de la région avec l'Italie connue comme zone refuge glaciaire (Birks and Line, 1991; Pons, 1984a, b), ont certainement contribué aux retours de organismes thermophiles (faune et flore) pendant les périodes les moins rigoureuses (Bazile-Robert, 1979, 1981c; Bazile-Robert et al., 1980; Renault-Miskovsky, 1976a; Thiébault, 1988; Triat-Laval, 1978).

Dans cette mosaïque paysagère, la moyenne vallée du Jabron est caractéristique des formations des étages supra-méditerranéens (entre 800-1500 mm de précipitations par an et des températures chaude l'été) à montagnards (température fraîche le soir) (Quezel and Medail, 2003). Son paysage est dominé par des pinèdes (*Pinus sylvestris*) puis par des chênaies (*Quercus pubescens*, *Quercus ilex*). L'ensemble est complété par la présence d'autres essences thermophiles et/ou résistantes à la sécheresse (*Buxus sempervirens*, *Cornus sanguinea*, *Acer* sp., *Corylus avellana*, *Juniperus phoenicea*, *Juniperus oxycedrus*). Enfin, les abords du Jabron sont quant à eux marqués par une ripisylve (*Salix*, sp. ; *Populus* sp., *Fraxinus* sp., *Cornus* sp., etc.).

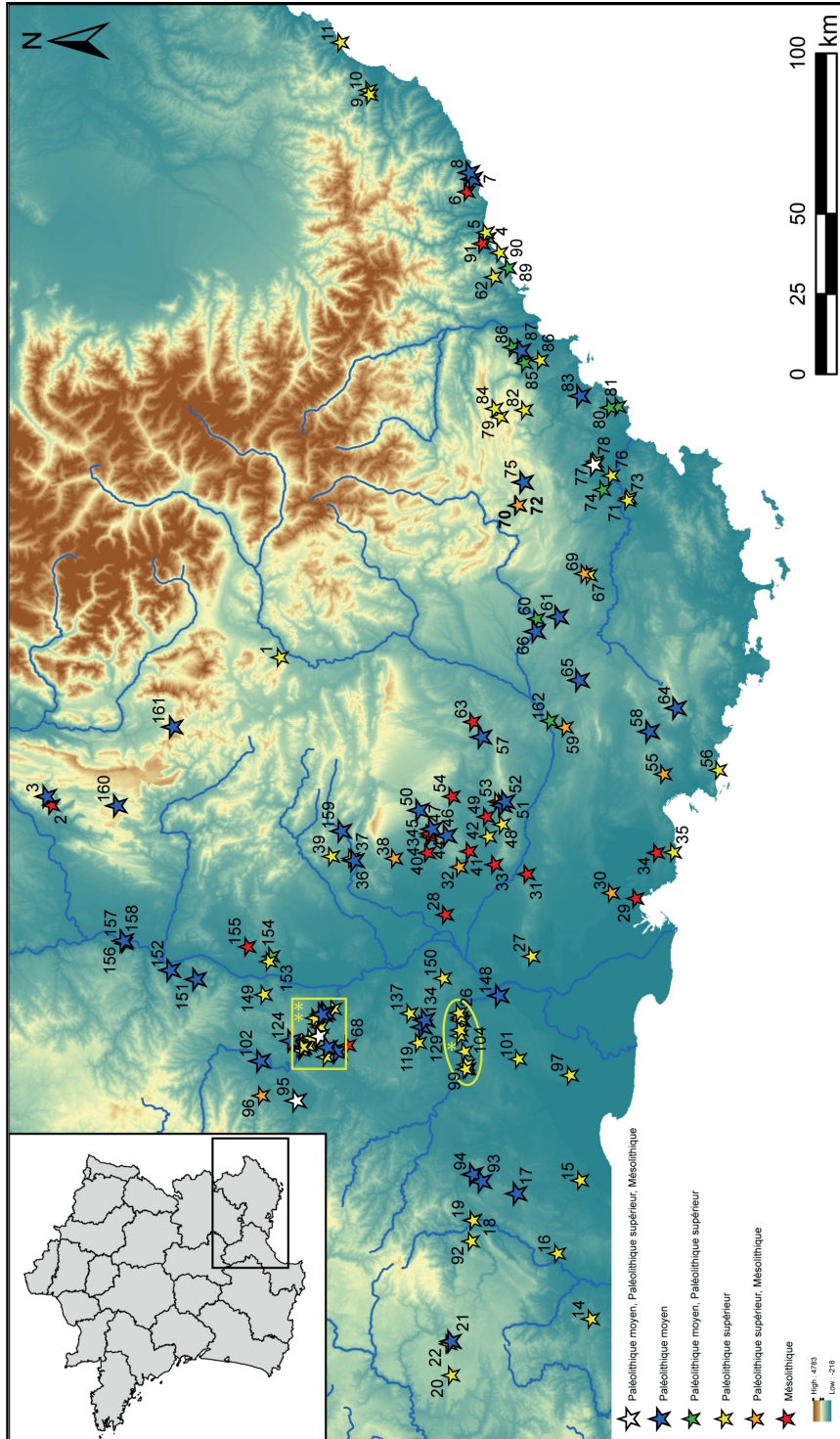


Figure C3 IV.1-2) Cartes des principaux sites du Paléolithique moyen, supérieur et du Mésolithique du Sud-Est de la France. Par zone géographique : ALPES : Saint Antoine (1), Couffin (2), Prélétyang (3), Vassieux (160), Jibouli (161) **LIGURIE** : Ensemble des Balzi Rossi [*Barma Grande*, *Ex Birreria*, *Abri Bombrini*, *Ex Casino*, *Grotte du Cavillon*, *Grotte des Enlants*, *Abri Mochi*, *Grotte du Prince*] (4), Punta della Mortola (5), Plan del Re (6), Madonna dell'Arma (7), Grotte de San Francesco (8), Arma dello Stefanin (9), Arma di Nasino (10), Arene Candide (11) ; **LANGUEDOC OCCIDENTALE** : Abri Rothschild (14), Fontaine Pila, Saint-Gély (15), Bois des Brousses (16), Hortus (17), Laroque (18), Laroque II (19), Les Camisards (92) ; **MASSIF CENTRAL** : Le Roc Troué (20), Les Canalettes (21), Les Usclades (22) ; **PROVENCE OCCIDENTALE et BOUCHE-DU-RHÔNE** : Mas des Taillasses (27), Mourre de Sève (28), Mourre Poussiou (29), Abri Cornille (30), La Montagne (31), Chinchon (32), Les Moières (33), Font aux Pigeons (34), Abri du Rouet (35), Charasse (36), Grand Abri aux Pucés (37), Sansonnet (38), Bernucen (39), Unang (40), Les Mians (41), Soubeyras (42), l'Abri de l'Eglise (43), Bérigoule (44), Gramari (45), Les Auzières I et II (46, 47), Font Pourquière (48), Roquefure (49), Bau de l'Aubésier (50), La Combette (51), Baume des Peyrards (52), Les Agnells (53), Grotte de Vauloubreau (54), La Montade (55), Grotte Cosquer (56), La Combe Joubert (57), Grotte du Tonneau (58), Pey de Durance (59), Baume Bonne (60), Adaouste (162) ; **PROVENCE ORIENTALE** : Baume Bonne (60), l'abri Breuil (61), Le Rastel (62), Saint-Mitre (63), Les Cédres (64), Rigabe (65), Grotte Sainte Maxime (66), Baume Goulon (67), Baume Fontbrégoua (69), Les Prés de Laure Colle Rousse (77), Grotte de la Bouverie (78), Abri de la Basse Valette (79), Roussivau (80), Le Gratadis (81), Abri du Vallon de la Combe (82), Baral (83), Abri Martin (84), Pié Lombard (85), Grotte de la Péguère (86), Grotte Mellira (87), Grotte de Vosglade (88), Grotte de l'Observatoire (89), Abri Cap Martin (90), Pendimoun (91) ; **VALLE DU RHÔNE et SA PERIPHERIE** : Baume de Montolius (68), Salpêtre de Pompignan (93), La Roquette II (94), l'Abri des Pêcheurs (95), Abri de Vernon (96), Piles Loins (97), Gorge du Gardon* [Grotte Nicolas, *Esquicho-Grapaou* – 99, *Baume Latrone*, *La Louza* – 104, *La Balauzière*, *La grotte de Pâques*, *Grotte Bayol*, *Camparnaud*, *Fontgrasse*, *La Salpêtrière* – 26], Gorges de l'Ardeche** [Aven de Larquet, *La Baume Flandin*, *Pc du Maquis*, *Mézelet*, *Grotte des Huguenots*, *Ornac 3*, *Les Deux Avens*, *Planchard*, *Bergerie de Charmasson*, *Grotte de Chauvet-Pont d'Arc*, *Grotte de Chasserou*, *Grotte du Déroc*, *Vacheresse*, *Grotte de Louoi*, *Grotte d'Ebbou*, *Abri du Colombier*, *Grotte du Colombier*, *Baume de Bouchon*, *Grotte de la Cabre*, *Grotte des Poitiers*, *Baume d'Ouien*, *Grotte aux Points*, *Le Marronnier*, *Saut du Loup ou Abri Dumas*, *La Verrière*, *Abri du Maras*, *Saint Marcel*, *Grotte Chabot*, *Grotte Sombre*, *La Grotte du Figuer*, *La Grotte Huchard*, *Ranc Pointu II*, *Les Deux Ouvertures*, *Grotte de la Têtedulion*, *La Blanchisserie*], *Mas de Mayan* (101), *Barasses II* (102), *Baume de Valorgues* (119), *Ranc Arc* (124), l'Abri de Brugas (129), *Serre de Coucouyon* (134), *loton* (148), *Le Bouzilh* (149), *La grange des Merveilles II* (150) *Andance* (151), *Payre* (152), *Aven des Iboussières* (153), *Mandrin* (154), *Espeluche-Lalo* (155), *Les Lèches* (156), *Abri de Moula-Guercy* (157), *Baume de Néron* (158), *Bas-Guillotte* (159).

Contexte culturel de la moyenne vallée du Jabron

D'un point de vue archéologique, l'ALP est connu pour avoir livré des occupations depuis le Paléolithique inférieur jusqu'à aujourd'hui. Toutefois, jusqu'à ces dernières décennies, celles-ci restaient plutôt anecdotiques dans l'Arc de Castellane (Savary, 1956; Texier, 1972). Pourtant, les études pétro-archéologiques des silex retrouvés sur les sites de la côte indiquaient une origine castellanais et nord-varoise, et ce dès le Paléolithique moyen et pendant tout le Paléolithique supérieur (Negrino and Starnini, 2003; Onoratini et al., 2007; Porraz, 2005; Porraz and Negrino, 2008; Porraz et al., 2010a; Rossoni-Notter, 2011; Tomasso, 2014, 2015; Tomasso and Porraz, 2016). Cependant, le manque de séquence stratifiée a longtemps rendu difficile la compréhension exhaustive de l'évolution chrono-culturelle au cours du Paléolithique supérieur de l'Arc de Castellane, et à plus large échelle de l'Arc Liguro-Provençal (jusqu'à la vallée du Rhône).

Pourtant, la compréhension de l'évolution culturelle dans l'ALP prend une place toute particulière dans l'étude du Paléolithique moyen et supérieur français, aux carrefours d'aires géographiques, environnementales et culturelles. La singularité de cette région s'illustre en particulier pendant la deuxième moitié du Paléolithique supérieur, où l'évolution technique et culturelle se démarque du reste de l'Europe occidentale. En effet, aux périodes où le complexe chrono-culturel du Gravettien laisse place (i) au Solutréen et l'enchaînement culturel connu dans l'Ouest de la France (Badégoulien, Magdalénien, Azilien, Laborien) (Breuil, 1913; Langlais et al., 2014; Langlais et al., 2010; Naudinot et al., 2017) (ii) ou au Salpêtrien dans la vallée du Rhône (Boccaccio, 2005), le quart le Sud-Est de la France (jusque dans la vallée du Rhône) est lui marqué par l'apparition de l'Épigravettien (de la fin du Gravettien à l'Holocène) (Laplace, 1964). Cette spécificité et le lien culturel de l'Épigravettien dans l'Italie jusqu'aux Balkans soulignent la dynamique Est-Ouest et la place centrale de la région dans un système socio-culturel et technique à la jonction de l'Europe Occidentale (Ardèche à l'Ouest) et Orientale (Nord de l'Italie à l'Est) (Bazile, 2011; Montoya, 2004; Tomasso, 2015). Par la suite, au premier Mésolithique, cette distinction France Est/Ouest se perd avec la présence d'un complexe chrono-culturel relativement similaire dans l'ensemble de la moitié sud de la France (Sauveterrien) et en Italie (Sauveterriano) (Valdeyron, 2008; Visentin, 2017). Cependant, avec le développement du Mésolithique moyen puis final et la diversification des faciès culturels régionaux, l'apparition du complexe Castelnovien remettra en avant la singularité culturelle Sud-Est de la France et du pourtour méditerranéen (Espagne, France, Italie) (Binder, 2013; Binder and Maggi, 2001; De Stefanis, 2018; Perrin, 2009).

Synthèse

Somme toute, la moyenne vallée du Jabron et l'Arc de Castellane, par (i) leur importance dans le système socio-culturel de l'Arc Liguro Provençal, (ii) la singularité du développement culturel de ce dernier en marge du reste de la France et lié à l'Italie et (iii) les particularités géographiques et climatiques de la région, constituent un territoire clé pour approfondir nos connaissances sur les évolutions humaines et environnementales pour le Paléolithique supérieur. Le manque de séquences archéologiques et/ou environnementales dans la région a dès lors conduit à engager des travaux de terrain et laboratoire pour compléter la documentation.

Ainsi, si l'objectif premier de notre étude reste l'étude du potentiel de la méthode isotopique sur charbon, les données obtenues permettront d'apporter un socle de connaissances supplémentaires en lien à des problématiques plus larges.

IV.2. Le site archéologique des Prés de Laure

IV.2.1. Contexte

IV.2.1.a. *Contexte géographique et rapide historique des fouilles*

Le site de plein air des Prés de Laure se situe en amont de la plaine alluviale de la moyenne vallée du Jabron (rive gauche), à 350m au Sud-Ouest du hameau du Jabron (Comps sur Artuby, Var, 83840) (Porraz et al., 2014) (Figure C3.IV.1-1 & 2). Situé à 756 m d'altitude, le site est actuellement éloigné de seulement 180 m du Jabron (6 m audessus de la rivière).



Figure C3.IV.2-1) Photo des fouilles Prés de Laure, vue d'est.

Les prospections archéologiques dans la moyenne vallée avaient pour objectifs de retrouver des traces des occupations paléolithiques dans la région. En effet, celles-ci restaient principalement indirectes à cette période (indices pétro-archéologiques de transfert de silex d'origine nord-varoise vers la côte) (Chapitre 3 - IV.1). La moyenne vallée du Jabron, en plus d'être située dans l'aire géographique recherchée, offrait un bon potentiel d'enregistrement à travers les dépôts alluviaux de la plaine, dans une région où la géologie ne permet pas la mise en place de grandes séquences pédologiques et où les séquences archéologiques sont principalement retrouvées dans les abris

sous roches ou grottes. C'est au cours de prospections dans la moyenne vallée en 2012 que la zone des Prés de Laure a montré un fort potentiel archéologique (matériel remanié en surface) (Porraz et al., 2012). À la suite de cela, une première campagne de sondages en 2013 a permis d'observer un fort potentiel de la zone avec la découverte de plusieurs niveaux archéologiques riches en matériel lithique dont un amas de débitage dans le sondage 2 (Porraz et al., 2013). Par la suite, deux triennales de fouille ont été réalisées sur la zone, couplant à la fois des fouilles horizontales (informations spatiales) et verticales (informations chronostratigraphiques et paléoclimatiques) (Porraz et al., 2014; Tomasso et al., 2016; Tomasso et al., 2019). Pour répondre aux objectifs, les campagnes de fouille ont procédé à (i) un agrandissement en continu et une fouille profonde du secteur 2 (ex-sondage 2), (ii) la création de deux nouveaux sondages plus à l'est (sondage 4 et 5, à 4 m et 17 m à l'est du sondage 2), (iii) une extension horizontale et verticale du secteur 5 (ex-sondage 5), et enfin, (iv) la création d'une tranchée de 3 m de large réunissant le secteur 2, secteur 5 et l'ex-sondage 4 (secteur 6 et 7, permet des corrélations stratigraphiques entre tous les secteurs) (Tomasso et al., 2016; Tomasso et al., 2019) (Figure C3.IV.2-2). Ces fouilles ont suivi le protocole standard (carroyage métrique, fouilles par décapage, géolocalisation des vestiges archéologiques), avec un tamisage fin pour l'ensemble du sédiment, essentiel pour une bonne étude lithique, de la microfaune ou de l'anthracologie.

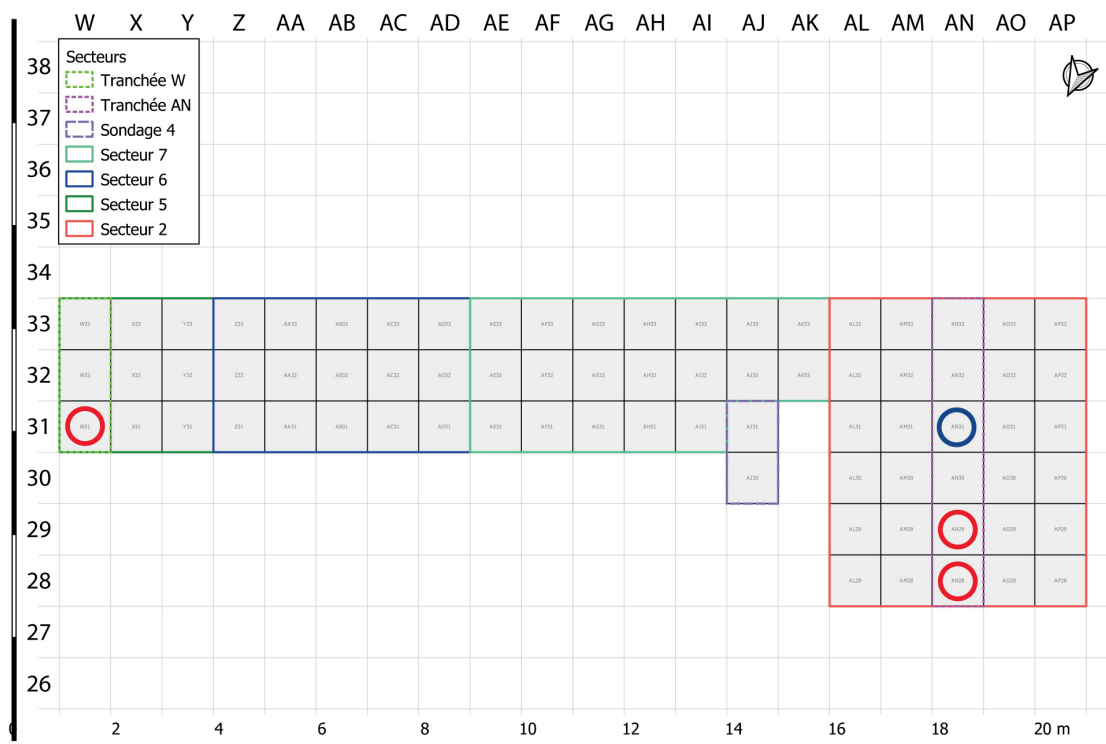


Figure C3.IV.2-2) Plan quadrillé des fouilles archéologiques des Prés de Laure et sectorisation du site (DAO : A. Tomasso), avec la représentation des zones d'études (cercles rouges pour les niveaux Paléolithiques [US 35 dans tranchée W, US 30 dans tranchée AN] et cercle bleu pour le niveau à charbons historique [US 9])

Par ailleurs, dès sa mise en place, l'étude de l'histoire paléoenvironnementale de la moyenne vallée du Jabron a fait partie intégrante du projet. Ainsi, en complément de l'intérêt purement chronostratigraphique, les différents sondages et fouilles en profondeur du site avaient pour objectif de documenter les processus géomorphologiques qui ont façonné la vallée. Dans ce sens, plusieurs campagnes de prospections géomorphologiques (relevés de coupes naturellement exposées et carottages) ont été réalisées dans la région (Costa et al., 2015; Porraz et al., 2016; Porraz et al., 2019; Purdue and Costa, 2016). Couplée à d'autres études paléoenvironnementales (micromorphologie, sédimentologie, malacofaune, faune, anthracologie), cette approche multidisciplinaire avait pour objectif d'initier une lecture croisée de l'histoire de la moyenne vallée du Jabron, des évolutions paléoenvironnementales aux dynamiques humaines et de leurs interactions (Tomasso et al., 2016; Tomasso et al., 2019).

IV.2.1.b. *Contexte sédimentaire et chronoculturel*

Les dépôts des Prés de Laure sont constitués de dépôts alluviaux originaires des crues du Jabron. L'intensité de ces crues, l'éloignement du cours d'eau (déplacement du lit principal ou des branches secondaires) et l'aspect de celui-ci (ex : en tresse ou méandrique) sont autant de facteurs directs qui ont pu affecter l'évolution texturale du site. La structure des US, quant à elle, est la conjonction des caractéristiques de la matrice, de l'histoire pédologique et des effets post-dépositionnels. L'étude sédimentaire a permis de mettre en évidence 5 phases de dépôts et 3 terrasses alluviales (Purdue and Costa, 2016; Tomasso et al., 2019) (Figure C3.IV.2-3 & 4) :

- La phase 1 correspond à un développement de la plaine alluviale avec la mise en place de dépôts argilo-limoneux brun foncé avec nombreuses inclusions de charbons (1^{ère} terrasse). Cette phase, que l'on retrouve directement au-dessus du substrat calcaire, est uniquement représentée dans le secteur 2 (US 30, 31 et 33) et par un sondage à la tarière dans le même secteur. Cette faible représentation ne nous permet pas pour l'instant d'approfondir les interprétations (probables nombreux paléosols riches en matière organique). Une datation radiocarbone sur un charbon dans un carottage au sud du site donne une occupation entre 45,6 et 42,3 ka cal BP (transition US9/10-SC6). Cette US9SC6 est corrélée stratigraphiquement avec l'US T38 puis l'US 30, présentant toutes des indices anthropiques importants.
- La phase 2 correspond à l'incision des dépôts de la 1^{ère} terrasse avec la mise en place d'un chenal (lit principal ou secondaire du Jabron), d'un élargissement du cours d'eau puis d'une nouvelle migration du chenal et d'une phase de comblement (par un bras secondaire du Jabron). Cette phase est représentée successivement par des (i) dépôts à graviers roulés typiques d'une charge grossière de fond de chenal (secteur 2 : US 32 et 37), (ii) des dépôts de graviers plus fins (secteur 2 : US 38 et 39) et (iii) des dépôts sablo-limoneux carbonatés (secteur 2 : US 10, 36 et 9 ; secteur 5 : US 40 et 35). L'US 35 du secteur 5 correspond au sommet du comblement et est associée à un niveau de dépôts

fins (type dépôts de crue). Elle a également livré du matériel lithique et charbonneux et a été datée par radiocarbone sur charbon entre 27,2 et 26,2 ka cal BP.

- La phase 3 correspond à une reprise de l'accrétion fluviale (2^{ème} terrasse), avec la mise en place de dépôts limono-sableux à limoneux brun clair à brun olive clair (secteur 2 : US 8, 22, 21, 12, 11 et 20 ; secteur 5 : US 29, 28, 27, 15, 17, 19, 16, 26 et 24). Ces dépôts de crue (charge fine uniforme de suspension) attestent de l'éloignement du Jabron à cette période (ou à une baisse de l'hydrodynamisme). Les US 19, 15/12 et 17/21 sont marquées par une structure polyédrique indiquant une stabilité de la vallée (paléosol propice à l'implantation humaine). Deux dates radiocarbone sur os dans l'US 17 ont permis de montrer un minimum de deux phases d'occupations dans la couche, entre 25,5 et 24,7 ka cal BP, puis entre 24,0 et 23,3 ka cal BP.
- La phase 4 correspond à une nouvelle phase d'accrétion fluviale (3^{ème} terrasse) qui fait suite à une phase d'incision de la terrasse précédente. Les US sont également caractéristiques de dépôts de crue du Jabron qui est relativement éloigné ou bien d'un faible hydrodynamisme (charge fine uniforme de suspension). Elles sont composées d'une matrice limono-sableuse à limoneuse brun jaune (Secteur 2 : US 7, 6, 5, 4) avec une structure polyédrique marquée indiquant une stabilisation de la vallée (paléosol propice à l'implantation humaine). Une date radiocarbone sur os dans l'US 7 situe l'occupation humaine entre 23,9 et 23,2 ka cal BP.
- La phase 5 correspond à une phase érosive et de remaniements récents (labourage agricole, nivellement) (Secteur 2 : US 3, 2 et 1 ; Secteur 5 : US 25, 14, 1).

**Prés de Laure 2015,
Sondage 2, Profil est
+ corrélations avec SC6**

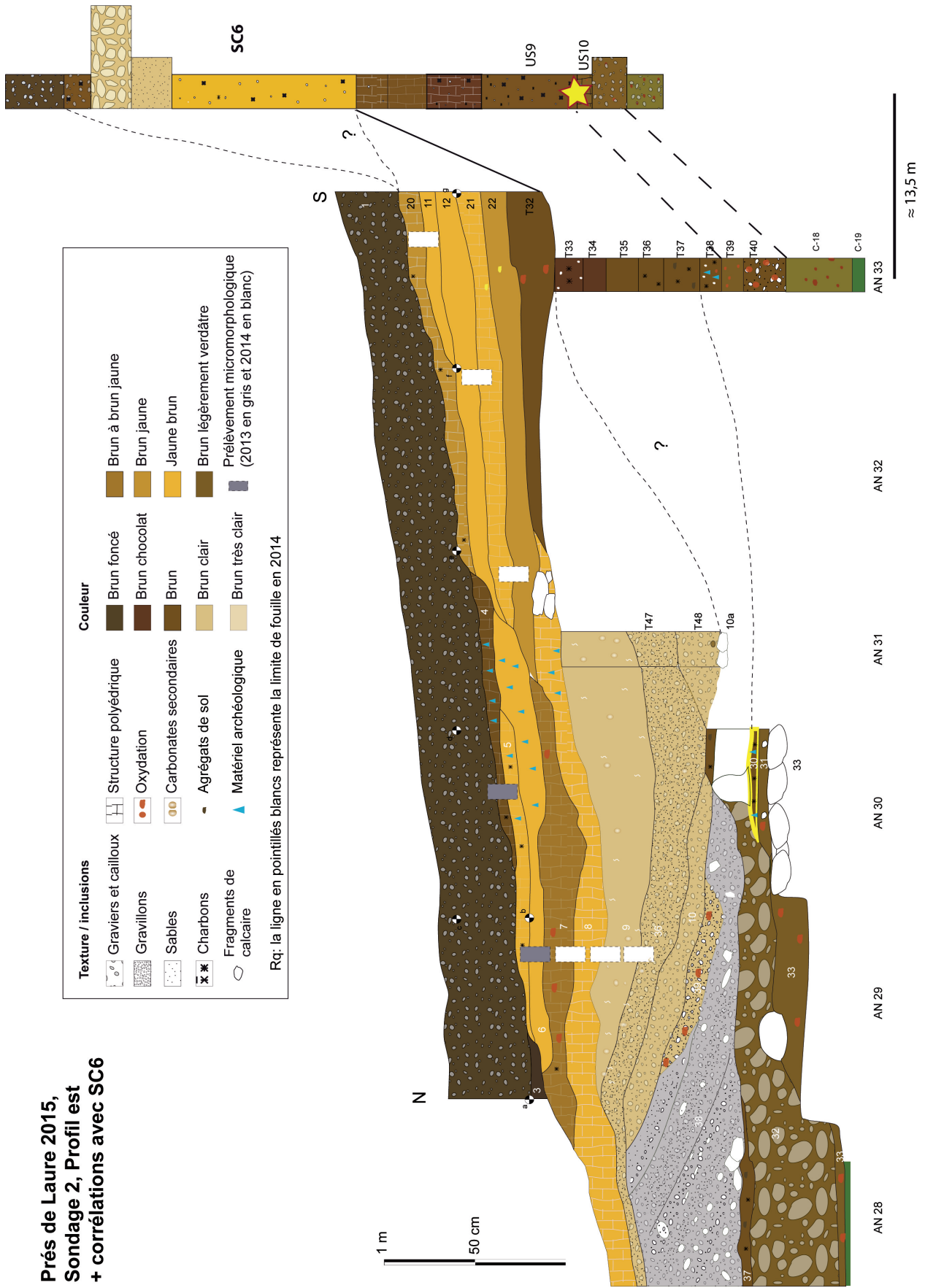


Figure C3.IV.2-3) Coupe stratigraphique Nord-Sud du Secteur 2 (tranchée AN) du site des Prés de Laure (US 30 encadrée en jaune) (DAO : L. Purdue ; couleurs de description de terrain) et les corrélations avec de la carotte SC-6 datée (étoile jaune : localisation de la date).

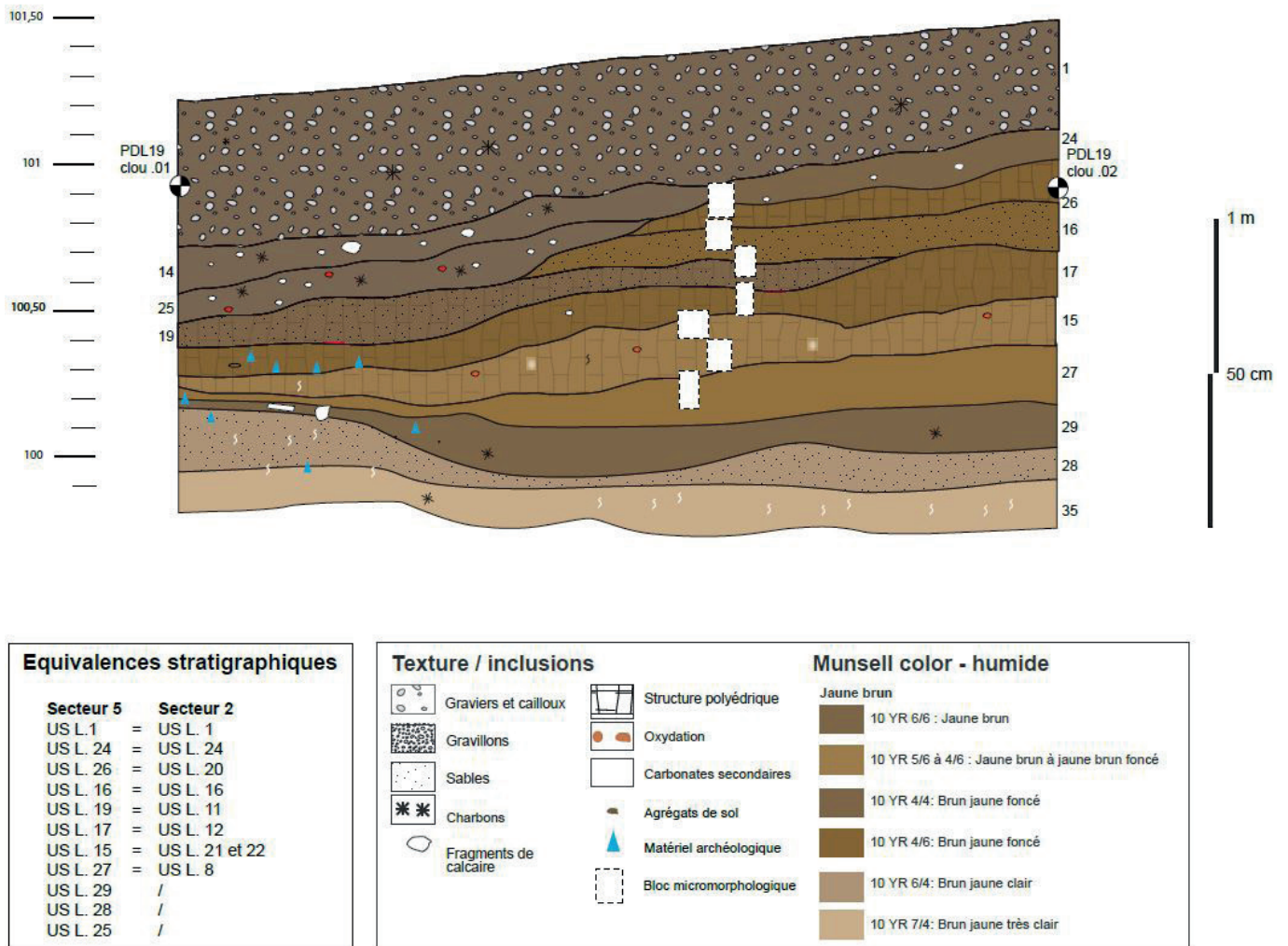


Figure C3.IV.2-4) Coupe stratigraphie Nord-Sud du Secteur 5 (tranchée W) du site des Près de Laure, avec les équivalences stratigraphiques par rapport au secteur 2 (DAO : L. Purdue ; couleurs Munsell - humide).

L'industrie lithique a été retrouvée dans toutes les US des 2^{ème} et 3^{ème} terrasses. Le matériel de la 1^{ère} terrasse est principalement représenté par quelques silex dans les US 30 et 31 sous le paléo-chenal (corrélés avec les observations stratigraphiques à la tarière vers l'US à charbon T38). Comme attendu, les paléosols des deux dernières terrasses se sont avérés être les niveaux les plus riches en matériel (principalement les US 4 à 7, US 17-12 et US 27-8) avec des niveaux bien conservés et la possibilité d'individualiser de nombreuses unités de débitage (cohérence des technologies et des matières premières). À ce jour, l'étude lithique s'est focalisée sur le matériel des phases 3 et 4. Cette dernière a principalement mis en évidence des activités de production de supports d'outils, avec peu d'outils retouchés et utilisés (Porraz et al., 2014; Tomasso et al., 2016; Tomasso et al., 2019). L'ambiance lithique renvoie à une occupation du complexe Gravettien-Epigravettien (ex : présence de microgravettes). Comme attendu, les matières premières retrouvées sont riches de diversités et renvoient non seulement à un ramassage de proximité (Jabron, formation du Valanginien dans la vallée) mais aussi à une exploitation de gisements plus lointains (Arc de

Castellane). Quelques rares matériaux d'origine plus lointaine sont également observés et sont typiques des gisements de Provence occidentale (ex : Barrémo-Bédoulien). Ainsi, si la technologie lithique renvoie à un type d'occupation relativement courte et ponctuelle, les matières premières se situent dans un schéma d'exploitation élargie aux Préalpes. Enfin, il est important de noter que l'étude d'un ensemble d'armatures (associée à un os de cerf) dans l'US 17 a permis de mettre en évidence la présence d'une pointe composite sur le site qui, avec les dates (vers 23,5 ka cal BP), en fait la plus vieille pointe composite connue (Tomasso et al., 2018).

Au contraire du lithique, les restes fauniques sont peu abondants et présentent en majorité un état d'altération avancé (forte fracturation, météorisation) avec une meilleure conservation en profondeur dans le secteur 5 (Julien, 2015). Ce dernier est par ailleurs marqué par un nombre de restes plus élevé que sur la majorité du site traduisant une possible zone de boucherie (Tomasso et al., 2016). La faune est essentiellement représentée par des dents et mandibules de grande faune (cheval et cerf) pouvant à la fois montrer une spécialisation de la faune ou une inégalité des vestiges fauniques face au processus post-dépositionnels (bonne préservation des dents, faible conservation de la petite faune) (Julien, 2015).

IV.2.1.c. Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales

Les questions géomorphologiques et paléoenvironnementales ont fait partie intégrante, dès le départ, des campagnes de fouilles des Prés de Laure. Malheureusement, cette volonté d'une étude multidisciplinaire de l'histoire du paléoenvironnement et du paléoclimat du site s'est confrontée à plusieurs difficultés de conservation ou de contamination, en particulier autour des vestiges paléobotaniques.

En effet, les tests palynologiques et des phytolithes se sont avérés négatifs (Tomasso et al., 2016). Concernant l'étude des vestiges anthracologiques, la présence à la fouille de nombreux charbons a conduit à la mise en place en 2014 d'un protocole de prélèvement systématique des charbons par tamisage à l'eau (maille de 2mm à 500 μm pour les sous-carrés) (*Ibid*). Cependant, à la suite de cette campagne de 2014, les datations de plusieurs charbons du secteur 2 ont montré la présence d'une contamination des niveaux archéologiques par des charbons plus récents (époque moderne). Une récente datation sur charbon dans l'US9 du secteur 2 (entre 1650-1950 AD) a révélé que cette contamination était présente jusqu'au sommet du comblement de chenal. Au contraire, une nouvelle datation radiocarbone sur charbon pour l'US35 (plus profonde ; entre 27,2 et 26,2 ka cal BP) a permis de vérifier l'intégrité des charbons de la couche. Cette contamination des US supérieures est considérée comme la marque d'un enfouissement de charbons issus des zones labourées sommitales (par ruissellement). Or, on observe également que ce même ruissellement est responsable d'une décarbonatation des couches supérieures et d'une reprécipitation dans les US de comblement du chenal (plus argileuses, elles favorisent la reprécipitation des carbonates) (Cizeron, 2019a, b; Purdue and Costa, 2016). Il a donc été décidé d'abandonner l'analyse anthracologique pour les charbons des unités supérieures jusqu'à la ligne de reprécipitation des carbonates pour le secteur 5 (US 28, plus profond que dans le secteur 2, déplacement des charbons de zone remaniée moins probable). Au contraire, l'analyse anthracologique du secteur 2 a été réalisée sur la terrasse

3 (sous le chenal, non impactée par les effets de ruissellement, date radiocarbone en SC6-US9 validée, corrélée à US30).

L'étude sédimentaire permet quant à elle de proposer une évolution environnementale le long des différentes phases de dépôts (Purdue and Costa, 2016; Tomasso et al., 2019). Cette étude pédo-sédimentaire a également été approfondie avec une étude micromorphologique, granulométrique et physico-chimique des sédiments (Cizeron, 2019a, b, 2020; Purdue, 2019). La première terrasse est contemporaine d'une phase de stabilité de la plaine, avec la mise en place de plusieurs paléosols riches en matière organique. Cependant, le peu d'observations faites à l'heure actuelle limite les interprétations. L'étude de la phase 2, correspondant à une migration du chenal puis à son comblement, ne permet pas de préciser l'environnement autour du chenal. Toutefois, le climat devait être relativement humide pour maintenir l'hydrodynamisme de la rivière. La phase 3 est contemporaine d'un environnement relativement froid (marques de gel/dégel importantes) avec des phases de stabilisation favorables à la mise en place de sols. Enfin, la phase 4 est relativement similaire à la précédente (froid, paléosols). Pour ces deux phases, la mauvaise conservation de la matière organique ne permet pas d'approfondir ces interprétations.

Le faible nombre de restes fauniques retrouvés et identifiés ne permet pas d'obtenir une image fiable de l'environnement (Julien, 2015). Néanmoins, la présence majoritaire du cheval permet de proposer un environnement relativement ouvert avec un climat frais à froid. À l'inverse, l'ubiquité environnementale du cerf ne permet pas d'approfondir les interprétations climatiques.

Enfin, une récente étude malacologique a été entreprise sur le site (Szymanek, 2019). Malgré la faible concentration de coquilles retrouvée et la présence d'éléments intrusifs (*C. acicula* et *O. hydatinus*, escargot sous-terrain et de l'Holocène respectivement), la cohérence de l'assemblage malacologique (dominé par *X. geyeri*) permet de proposer l'hypothèse d'un environnement relativement ouvert et assez aride avec une végétation de type prairie ou steppe. De la malacofaune d'eau douce provenant du Jabron a également été retrouvée sur le site.

L'ensemble des études paléoenvironnementales (Cizeron, 2019a, b, 2020; Julien, 2015; Purdue, 2019; Purdue and Costa, 2016; Szymanek, 2019; Tomasso et al., 2019) s'accorde autour de l'hypothèse d'une occupation humaine sur le site contemporain d'un environnement relativement ouvert avec un climat frais à froid et plus ou moins humide (vérifié pour les phases 3 et 4). Toutefois, les problèmes taphonomiques et de lessivage, ou encore le manque d'information pour les phases sédimentaires 1 et 2 limitent les études paléoenvironnementales et paléoclimatiques sur le site.

IV.2.2. Matériel et méthode

Le prélèvement des échantillons, l'analyse et le traitement des données présentées ci-dessous se fondent sur la méthode précédemment proposée (Chapitre 2 – IV). Compte-tenu des problèmes de contamination mentionnés précédemment, notre étude s'est concentrée principalement sur l'US 35 (W31, secteur 5) et l'US 30 (AN28/29, secteur 2). Toutefois, à titre de comparaison, les charbons de l'US 9 provenant d'une infiltration au cours de l'Holocène, ont été également étudiés (uniquement en AN31, décapage 3). On précisera que s'il est difficile d'affirmer

la contemporanéité des charbons infiltrés, l'ensemble des dates radiocarbone obtenues dans les US contaminées indiquent une origine chronologique commune (entre 1650-1950 AD).

Le protocole de fouille se concentre sur un prélèvement systématique des charbons par tamisage à l'eau avec une maille de 2 mm. Toutefois, devant le manque de charbons collectés, un tamisage supplémentaire à 500 μm a été réalisé pour chacune des US étudiées. Les charbons prélevés ont ensuite fait l'objet d'une étude taxinomique suivant la méthode classique au microscope optique (Chapitre 2 – IV). Par ailleurs, l'étude taxinomique des charbons de *Pinus* sp. a été complétée sur l'US30 par une étude de l'intensité des traces d'attaques fongiques *ante* combustion, indiquée de 0 (pas d'attaque) à 3 (déformation importante de la structure) (Henry and Théry-Parisot, 2014a; Vidal-Matutano et al., 2017).

Les charbons identifiés comme *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo* et *uncinata*) ont été sélectionnés pour les analyses isotopiques. Compte-tenu de la petite taille des charbons (majoritairement inframillimétrique), ceux-ci ont été regroupés (2 à 5 charbons) pour permettre d'avoir une masse suffisante à l'analyse. Par ailleurs, les tests infrarouges de charbons issus de chacune des US ont montré une contamination négligeable aux acides humiques. Ainsi, seul un prétraitement aux carbonates a été appliqué sur les groupes de charbons avant analyse (EA-IRMS). Les données élémentaires ($\%C$) sont relativement stables, entre 55 et 65% (en moyenne 60%), indiquant un degré de carbonisation similaire (en dessous de 400°C). L'impact de la carbonisation sur le signal isotopique est donc considéré relativement faible et constant. Aucune correction de l'impact de la carbonisation n'a donc été appliquée sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen. Enfin, une moyenne pondérée par le nombre de charbons et un écart-type ont été calculés pour chaque US.

La datation radiocarbone de l'US 35 situe son occupation entre 27,2 et 26,2 ka cal BP, quand l'US 30 est stratigraphiquement corrélée à l'US9-SC6 datée entre 45,6 et 42,3 ka cal BP. Les charbons de l'US 9 sont, quant à eux, considérés comme tous contemporains de l'Holocène (entre 1650 et 1900 AD). Ces forts écarts de temps qui séparent les occupations présentent naturellement des variations des paramètres atmosphériques. Dans le cadre de l'étude, nous considérerons les différences atmosphériques uniquement au moment des occupations. Nous considérons donc que le temps long qui sépare nos occupations a permis une adaptation des plantes aux différentes concentrations du CO_2_{atm} . Ainsi, la faible différence du CO_2_{atm} entre les deux occupations paléolithiques (207,7 à 178,5 ppmv entre 46,2 et 42,3 ka cal BP ; 198 à 200 ppmv entre 28, 7 et 24,4 ka cal BP) ou même l'écart relativement important avec l'occupation de l'Holocène (274,5 ppmv à 1700 AD), sont considérés comme négligeables (Barnola et al., 1987). Au contraire, les évolutions du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ moyen ont un impact direct sur le signal isotopique des plantes et doivent donc être considérées. On observe une légère augmentation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ moyen entre l'US 35 et 30 (+0,15‰ pour l'écart $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$, respectivement de 6,55 à 6,4‰) et un taux similaire entre l'US 30 et l'US9 (environ vers -6,37‰) (Eggleson et al., 2016). Toutefois, compte-tenu des faibles variations isotopiques, nous avons décidé de conserver les données brutes dans notre étude du signal isotopique moyen, avec la prise en considération des variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ uniquement dans les interprétations.

IV.2.3. Résultats

IV.2.3.a. *Étude taxinomique des charbons*

Les résultats taxinomiques sont synthétisés ci-dessous, par US, à travers le tableau C3.IV.2-1. La taille (inframillimétrique) et l'état de conservation des charbons de bois ont rendu quelques fois l'étude difficile, l'identification du genre voire de l'espèce était alors limitée.

L'étude taxinomique des charbons a été réalisée sur un total de 98 charbons. Sur l'ensemble des charbons étudiés, moins d'une quinzaine a atteint un faible degré d'identification (angiosperme ou gymnosperme). Au total, deux essences ont été identifiées, réparties sur l'ensemble des faciès. La majorité des charbons sont identifiés comme du *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo* et *uncinata*). En complément, seuls deux charbons de l'Holocène sont identifiés comme du *Prunus* type *avium/mahaleb*. Le reste des charbons sont majoritairement identifiés comme des Gymnospermes. On notera toutefois la présence de trois charbons d'Angiospermes dans l'US30.

	US 9	US 35	US 30
Identification			
<i>Pinus</i> type <i>sylvestris/nigra</i>	5	26	44
cf: <i>Prunus</i> type 1 (<i>avium/malheb</i>)	2		
Gymnosperme		26	8
Angiosperme	2		3
Indéterminé	1	10	11
Totale	10	62	66

Tableau C3.IV.2-1) Synthèse des identifications taxinomiques par US obtenues pour les charbons des Prés de Laure.

IV.2.3.b. *Données préliminaires sur l'altération fongique des charbons*

Les résultats de l'étude préliminaire des contaminations fongiques sont synthétisés dans le tableau C3.IV.2-2. La majorité des charbons étudiés présente des indices de contaminations avant combustion (23/44). Toutefois, les altérations occasionnées par ces attaques fongiques restent modérées avec une majorité de « 1 » (21/23) et occasionnellement de « 2 » (2/23). Malgré cela, on observe une part de charbons sains sans trace d'altération (« 0 », 5/44). Enfin, l'état d'altération et/ou prémices de vitrification ont rendu difficile d'observer la présence ou non d'attaques fongiques (grand nombre d'indéterminés, 16/44).

Couche	US 30
Degré d’altération	
0	5
1	21
2	2
3	
ND	16
Total charbons	44

Tableau C3.IV.2-2) Synthèse des traces d’infections fongiques obtenues pour les charbons issus de l’US 30 des Prés de Laure.

IV.2.3.c. *Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons*

Les résultats isotopiques sont synthétisés par US dans le tableau C3.IV.2-3 et la figure C3.IV.25. On observe, dans un premier temps, que la variabilité entre charbons d’une même US est relativement faible. En effet, l’écart type du signal isotopique pour une même US ne dépasse pas les 0,6‰ ($0,5 \pm 0,06$ ‰). Plus encore, aucune US ne présente un écart isotopique supérieur à 2 ‰, avec un écart max de 1,15‰ pour les couches du Paléolithique (US 35 et 30).

Charbons (Analyses)	Couche	$\delta^{13}\text{C}$ moyen (‰)	écart type du $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	écart max du $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Dates (ka cal BP)
5 (2)	US9	-25,62	0,51	1,67	0,3 - 0
25 (5)	US35	-23,48	0,56	1,15	27,2 - 26,2
37 (8)	US30	-23,20	0,45	1,01	45,6 - 42,3

Tableau C3.IV.2-3) Synthèse des données isotopiques obtenues pour l’analyse des charbons de Prés de Laure, avec N charbons, le nombre de charbons analysés individuellement, et N Analyses, le nombre d’analyses EA-IRMS effectuées.

Dans le même temps, on observe que le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre les deux US paléolithiques est relativement stable, avec toutefois des valeurs légèrement plus hautes pour l’US 30 (-23,20 et -23,48 ‰ pour l’US 30 et 35 respectivement). Au contraire, on observe une diminution de plus de 2‰ du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre les niveaux paléolithiques et celui de l’Holocène (US 9 ; -25,62 ‰). Cette forte différence souligne la faible variabilité isotopique observée par couche.

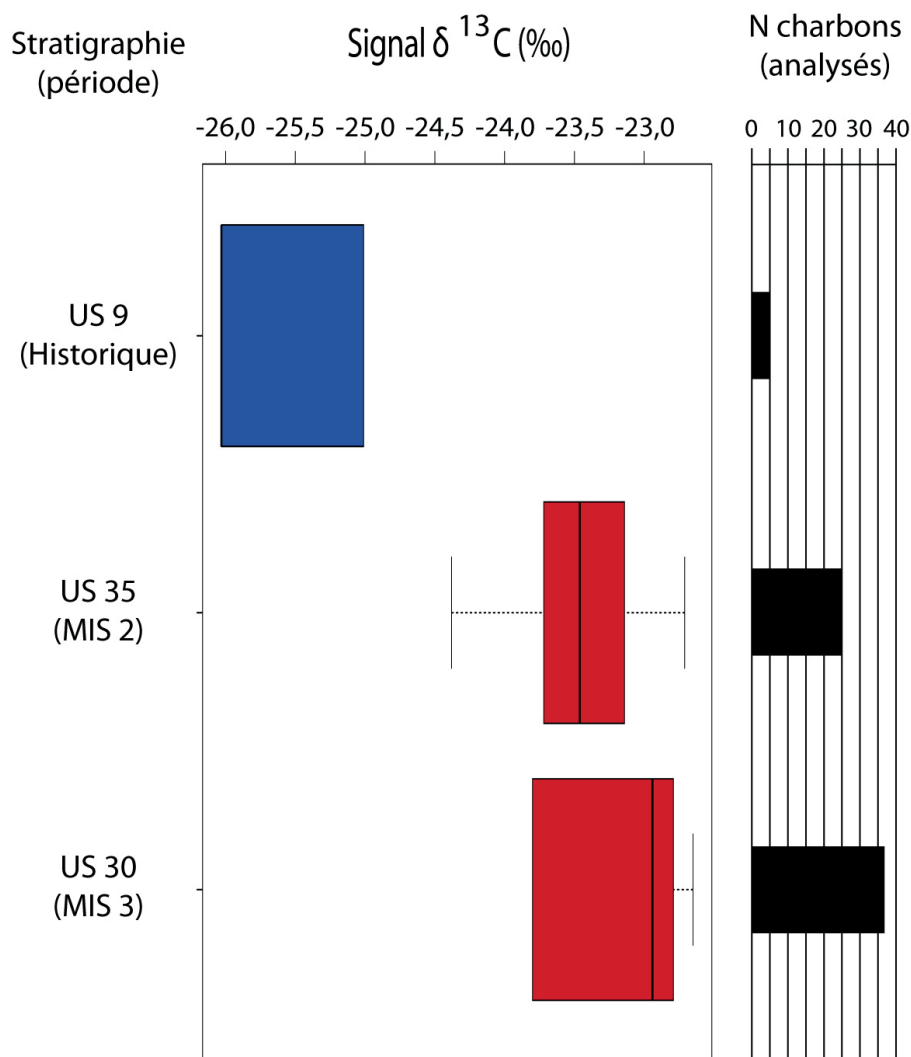


Figure C3.IV.2-5) Figure synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de Près de Laure.

IV.2.4. Interprétation

IV.2.4.a. *Étude taxinomique des charbons*

Ici le nombre de charbons analysés reste relativement faible comparé aux préconisations de la méthode (Chabal, 1997). Les données obtenues sur les PDL ne permettent alors d'obtenir qu'une information qualitative de la végétation. Toutefois, que ce soit pour l'US 35, comme pour l'US 30, la prédominance du *Pinus* type *sylvestris/nigra* (et Gymnospermes) laisse envisager une dominance de l'espèce dans le paysage ou dans sa collecte. Pour rappel, *Pinus* type *sylvestris/nigra* est une essence héliophile d'affinité montagnarde et/ou de milieu froid, résistante aux conditions xériques (elle est retrouvée au Paléolithique sous forme de refuges pendant les périodes les plus rigoureuses). Ainsi, malgré le faible nombre de charbons et considérant la dominance du pin dans l'assemblage anthracologique, on peut supposer avec prudence que celui-ci avait une place importante dans le paysage et le climat était certainement froid et sec. Malgré tout, il reste difficile

de certifier si le caractère monospécifique est une réalité écologique ou un artefact de collecte. D'autant plus, que la présence à proximité de la rivière (dépôts fluviaux) questionne également l'absence d'autres essences communément associées à la ripisylve (possible Angiospermes de l'US30). Les données isotopiques doivent ainsi venir pallier ces incertitudes.

Au contraire, l'US 9 présente trop peu de charbons pour discuter de la composition forestière. Toutefois, ces charbons sont datés entre à 1661-1950 cal AD, on peut dès lors s'attendre à un environnement forestier avec des espèces tempérées comme il est attesté pour ces périodes. Or, on observe, l'association de *Pinus* type *sylvestris/nigra* et de *Prunus* type *avium/mahaleb*. Cette dernière est une essence s'acclimatant à des conditions tempérées comme froides ; elle peut être également retrouvée dans des conditions sèches (Ex : prairie/steppe à prunus pendant le Younger Dryas).

IV.2.4.b. Étude de l'altération fongique des charbons

Pour rappel, l'étude des attaques fongiques *ante* combustion ne concerne que les charbons identifiés comme *Pinus* type *sylvestris/nigra* et issus de l'US30. La présence récurrente d'altérations fongiques modérées (majoritairement « 1 » et occasionnellement « 2 ») tend à montrer une utilisation récurrente du bois ayant subi les contaminations de champignons. Or, si ces dernières peuvent être retrouvées dans du bois frais récemment abattu, elles sont plus majoritairement le témoin d'une altération de bois mort. Cependant, un nombre conséquent de charbons a été retrouvé sans trace fongique (« 0 » ; bois vert ou mort non contaminé). Ces observations proposent donc une utilisation couplée de bois contaminé et non contaminé, certainement associée au ramassage de bois mort. Toutefois, le faible nombre d'identification couplé à la perte d'information en raison des processus taphonomiques (fragmentation, altération) et de la petite taille des charbons ne permettent pas d'approfondir ces interprétations (Henry and Théry-Parisot, 2014a).

IV.2.4.c. Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons

Considérant la faible variabilité du signal isotopique par US en comparaison avec l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre les couches du Paléolithique et celles de l'Holocène, nous considérons les évolutions du $\delta^{13}\text{C}$ moyen comme significatives (corrélées au signal climatique et environnemental) et ne relevant pas uniquement de la variabilité du signal (intra-individu, inter-individus, variations saisonnières/annuelles) et de l'échantillonnage restreint dans un même décapage. Au contraire, la faible différence du $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre les deux US paléolithiques doit être interprétée avec précaution. Pour la suite, les interprétations de l'évolution du signal isotopique se fondent sur les études actuelles portant sur les corrélations climatiques et environnementales avec le $\delta^{13}\text{C}$ du bois (Chapitre 1 – I). Ainsi, les tendances décroissantes du signal $\delta^{13}\text{C}$ peuvent être interprétées comme un climat humide et/ou une baisse des températures et/ou un milieu plus favorable à la croissance de la plante (ex : développement du sol) et inversement (signal $\delta^{13}\text{C}$ croissant, pour une aridification et/ou climat plus chaud et/ou un milieu moins favorable à la croissance de la plante). Toutefois, il est possible que les faibles teneurs en carbone atmosphérique des couches du Paléolithique (<230 ppmv) aient pu amplifier la sensibilité du signal isotopique face aux changements climatiques (principalement les facteurs liés à la disponibilité en eaux) en

comparaison avec les études actuelles. On précisera dans le même temps, que les différences du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ sont trop peu significatives en comparaison de la variabilité isotopique du signal ou de la différence entre les US paléolithiques et de l'Holocène. Malgré cela, la diminution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ entre les US 30 et 35 s'oppose à l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ observée entre les mêmes périodes. Ainsi l'écart isotopique entre les deux US a pu être atténué d'environ 0,1‰.

Ainsi, les similarités isotopiques des US paléolithiques (US 30 et 35) en comparaison avec le $\delta^{13}\text{C}$ moyen de l'US 9 (Holocène) permettent de proposer un climat plus humide ou plus froid pour cette dernière. Ces données consolident l'hypothèse que l'assemblage monospécifique des deux US paléolithique relève d'une réalité paléoécologique et non d'une collecte monospécifique. Toutefois, même si les faibles valeurs isotopiques de l'US 9 peuvent être en partie dues aux baisses de température du Petit Âge Glaciaire (en comparaison aux températures de la période glaciaire), il reste plus probable que la diminution isotopique soit due à une hausse de l'humidité. Par ailleurs, les fortes concentrations en CO_2_{atm} peuvent avoir eu un impact sur le $\delta^{13}\text{C}$ (adaptation de la plante ; effet de fertilisation).

Enfin, la faible différence entre les US 35 et 30 pourrait correspondre à un climat légèrement plus aride ou chaud pour l'US30. Toutefois, sans donnée supplémentaire pour consolider la puissance du signal isotopique, cette hypothèse ne peut être assurée.

IV.2.5. Discussion

IV.2.5.a. *Variabilité du signal isotopique*

Comme pour la Combette ou la Grotte aux Points, l'utilisation de regroupements de charbons dans le protocole d'analyse a pour conséquence de perdre l'information relative à la variabilité isotopique entre tous les charbons. Les valeurs isotopiques obtenues correspondent alors à des valeurs moyennes (différents charbons, voire différents cernes). L'enregistrement du signal isotopique de haute fréquence (saisonnier, annuel, voire pluriannuel) variable au sein d'un charbon (un individu) est alors moyenné autour d'une valeur $\delta^{13}\text{C}$, représentative d'un signal isotopique de basse fréquence enregistré par une population de plusieurs individus. Dans ce contexte, la faible variabilité obtenue dans cette étude (écart-type et écart maximum) peut être en partie le ressort du protocole d'analyse.

Néanmoins, les variabilités obtenues concordent avec celles retrouvées dans l'étude de 100 pins sylvestres (marge à 95% de la moyenne de 2,02‰ et écart type de 0,56‰) (Loader et al., 2013). Cependant, pour rappel, cette même étude suggère d'atteindre un écart type de 0,18‰ pour une étude optimale des signaux à basse fréquence, obtenue par ces auteurs à l'aide d'inférence statistique bootstrap des données avec 10 répétitions (impossible ici, manque de valeurs isotopiques brutes) (*Ibid*). Ainsi, la faible évolution isotopique observée entre l'US 30 et 35 questionne sa représentativité climatique. Seule une augmentation du nombre d'échantillons pourrait nous permettre de préciser l'origine de cette évolution isotopique.

Malgré tout, on rappelle qu'une étude propose un nombre minimum d'échantillons entre 15 et 30 pour obtenir un signal basse fréquence relativement fiable avec des données synchrones

(contemporanéité des bois) (Esper et al., 2015). Plus encore, On observe une nette différence évolution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre les charbons paléolithiques (US 35 et 30) et ceux des périodes historiques. Les données isotopiques de l'US 9 servent alors de valeurs témoins (valeurs de comparaison) et permettent d'évaluer les données des autres US ($\delta^{13}\text{C}$ moyen haut ou bas).

En somme, l'étude dans sa globalité permet d'affirmer que les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ moyen sont représentatives du signal isotopique moyen des populations de pin de l'époque et ne relève pas uniquement de la variabilité non climatique du signal.

IV.2.5.b. *Apport paléoenvironnemental du signal isotopique*

L'analyse isotopique des Prés de Laure traduit des conditions climatiques relativement similaires des US 35 et 30, avec une légère diminution de l'aridité ou des températures pour l'US 35, par comparaison avec l'US 9 (Holocène) dont les conditions climatiques et environnementales apparaissent moins rigoureuses. Cette différence est interprétée comme une humidité plus élevée pour l'US 9 et/ou un effet de fertilisation par les hautes teneurs en CO_2_{atm} de l'Holocène. Par ailleurs, si on compare avec les valeurs de notre référentiel, on observe que les valeurs de l'US 9 sont inférieures (référentiel : $\delta^{13}\text{C}$ moyen à -24,56 ‰ et $\Delta \delta^{13}\text{C}$ max de 1,76 ‰) et indicatives d'un climat certainement plus froid et/ou plus humide que l'actuel (connu pour être plus sec et chaud). Il est également possible que le faible $\delta^{13}\text{C}$ moyen de l'US9 soit amplifié par une contemporanéité avec le Petit Âge Glaciaire (climat froid).

Par ailleurs, ces interprétations du signal isotopique des US 35 et 30 convergent avec les rares données anthracologiques mais surtout avec les données malacologiques des terrasses 2 et 3 (milieu ouvert frais à froid et relativement sec ; en contact avec l'US 35). D'un point de vue géomorphologique, l'US35 se situe à la fin du comblement du chenal correspondant à une possible fin de période humide. Au contraire, les données environnementales et climatiques de l'US30 restent relativement isolées (pas de données malacologiques, information géomorphologique limitée). On note tout de même une certaine corrélation entre les données isotopiques et taxinomiques des charbons.

Les comparaisons avec les données paléoenvironnementales des Prés de Laure avec celles de la région, sont discutées lors de la synthèse de l'étude sur la moyenne vallée du Jabron (Chapitre 3 – III.5).

IV.2.5.c. *La sélection du combustible sur le site des Prés de Laure*

Dans cette étude, le faible nombre de charbons et l'utilisation de groupement de charbons limitent en grande partie les interprétations des données obtenues (taxinomie, contamination fongique, variabilité du $\delta^{13}\text{C}$).

Malgré tout, la bonne correspondance entre le signal isotopique et taxinomique permet de proposer l'hypothèse d'un système d'approvisionnement opportuniste du bois, représentatif du milieu forestier, plutôt qu'une sélection taxinomique du *Pinus* type *sylvestris/nigra*. De plus, l'étude des traces de contaminations fongiques, suggère une place importante du bois mort dans ce système d'approvisionnement.

IV.2.6. Synthèse

L'étude présentée ici correspond aux premiers résultats de l'étude taxinomique et isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) des charbons de la moyenne vallée du Jabron (Préalpes françaises). Cette dernière s'intègre à des problématiques environnementales et culturelles plus larges et doit à terme rendre compte de la relation Homme/milieu dans le contexte des Préalpes encore peu documenté pour le Paléolithique supérieur. L'utilisation de cette méthode sur les charbons des Prés de Laure a pu montrer :

- Une faible variabilité du signal isotopique par décapage par rapport aux évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre le Paléolithique et l'Holocène.
- Une corrélation entre les données du signal isotopique et les autres données paléoenvironnementales (anthracologie, malacofaune). On observe ainsi deux phases paléolithiques contemporaines d'un climat sec et froid dans un milieu relativement ouvert, avec une présence de la rivière en continue.

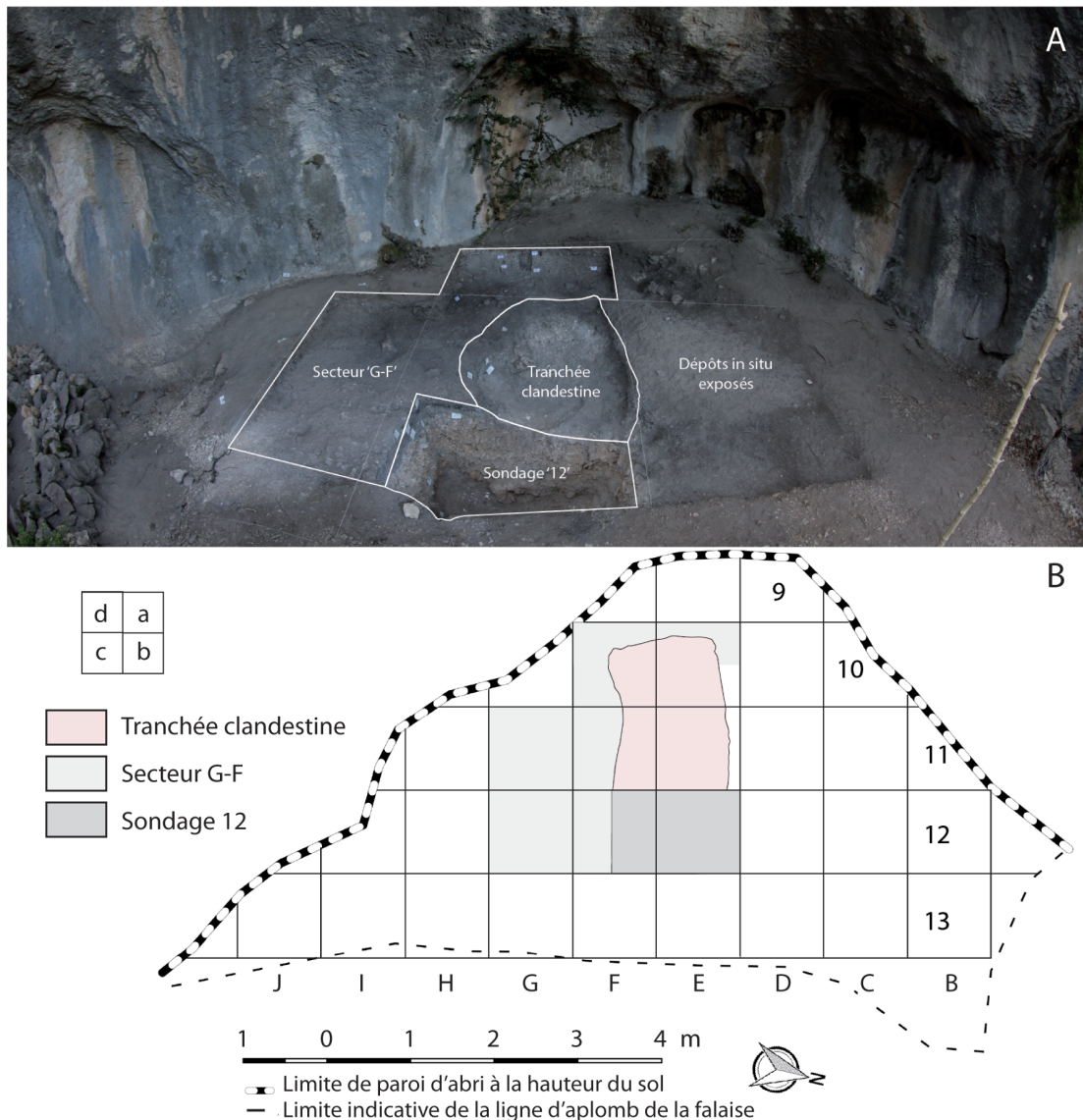
En conclusion, l'étude proposée ici permet une nouvelle fois de valider le potentiel de l'utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen issu de l'analyse individuelle de charbons isolés pour des séquences anciennes du Pléistocène. Toutefois, elle appuie sur la nécessité d'augmenter les nombres de charbons et d'analyses pour obtenir des signaux climatiques et environnementaux fiables. L'utilisation d'un signal diachronique et continu au sein d'une séquence plus dilatée doit également permettre une meilleure compréhension des évolutions du signal isotopique. Ainsi, l'étude reste prometteuse et doit être poursuivie pour obtenir une image plus complète de l'histoire environnementale, climatique et culturelle de la moyenne vallée du Jabron.

IV.3. L'abri de la Baume de Monthiver

IV.3.1. Contexte

IV.3.1.a. *Contexte géographique et rapide historique de fouilles*

L'abri de la Baume de Monthiver s'ouvre à l'Est dans le massif jurassique éponyme (Comps sur Artuby, Var, 83840), au-dessus du vallon de la montade localisé au sud de l'extrémité orientale de la moyenne vallée du Jabron (Porraz et al., 2017; Porraz et al., 2018) (Figure C3.IV.1-1 & 2). Située à une altitude de 900m, la Baume surplombe le site des Prés de Laure, précédemment présenté. Elle correspond à un petit porche d'une dizaine de mètres de largeur et de cinq mètres de profondeur (Figure C3.IV.3-1).



La découverte de la Baume de Monthiver fait suite aux prospections géomorphologiques et archéologiques de la moyenne vallée du Jabron menées en parallèle des opérations archéologiques sur les Prés de Laure (Chapitre 3 - IV.1 & 2). Le tamisage des dépôts remaniés, correspondant aux vestiges d'une précédente fouille clandestine, a permis de mettre en évidence des occupations anciennes de la grotte et a conduit à un sondage du site en 2017 (Porraz et al., 2017). La fin du dégagement des sédiments remaniés, a mis en évidence une tranchée clandestine Est-Ouest qui scinde l'abri en deux. La lecture de la coupe mise au jour a permis d'observer une meilleure conservation des dépôts dans la moitié Sud de la grotte. Les fouilles se sont donc concentrées dans cette partie à travers une zone de sondage en profondeur et une zone de fouille plus extensive, pour à la fois rendre compte de la disposition du matériel et compléter l'étude de l'évolution latérale et horizontale des dépôts du site (en partie mis au jour par le dégagement de la tranchée). Les fouilles ont ensuite suivi le protocole standard (carroyage métrique, fouilles par décapage, géolocalisation des vestiges archéologiques) avec un tamisage fin pour l'ensemble du sédiment, essentiel pour une bonne étude lithique microfaune ou anthracologique (2 mm à 500 µm pour certains sous-carrés).

Par ailleurs, intégrée à part entière dans le programme d'étude de la moyenne vallée du Jabron et des Prés de Laure, une étude multidisciplinaire a été entreprise. Elle s'assimile à la compréhension de l'histoire de la moyenne vallée du Jabron, des évolutions paléoenvironnementales aux dynamiques humaines et leurs interactions.

IV.3.1.b. *Contexte sédimentaire et chronoculturel*

La séquence sédimentaire de la Baume de Monthiver atteint 90 cm au centre de l'abri. Son remplissage provient de la combinaison des processus de ruissellement, érosion et cryoclastie (Mologni and Purdue, 2017). Les dépôts qui en découlent sont complétés par un apport anthropique conséquent sur le haut de la séquence. Le piégeage de ces dépôts est permis par la présence d'un talus à l'avant de l'abri. L'étude sédimentaire et micromorphologique ont permis d'individualiser sept grandes phases sédimentaires (A à F, avec phase B' et B'') et 23 unités stratigraphiques (*Ibid*) (Figure C3.IV.3-2 & 3). On précisera également que l'évolution de la dynamique de remplissage a conduit à une réorientation géométrique des dépôts avec successivement : pendage nord (phases G à D), pendage ouest (phases C et B) et subhorizontale (phases A). On observe par ordre de dépôt :

- La phase F correspond à une phase d'altération et d'érosion du substrat rocheux, avec une matrice sableuse brun-rouge, liée à la dégradation du calcaire. Elle est associée à l'US 22.
- La phase E correspond à une phase de colluvionnement et de remobilisation des dépôts, avec une matrice limoneuse brun-rouge et la présence de graviers et cailloutis faiblement triés. La couleur provient d'une oxydation de la matrice sur un versant peu végétalisé. La phase est associée aux US 21 et 20. On notera la présence de l'UA 1 dans l'US21, correspondant à une concentration sédimentaire grise claire, avec une plus haute susceptibilité magnétique que son encaissant, interprétée comme les vestiges d'une zone foyère.

- La phase D correspond à une phase d'éboulis gravitaires non cimentés constitués de plaquettes gélives et quelques gélifracsts. Ces derniers attestent d'une action de gel/dégel très prononcée. Les clastes présentent une faible réorganisation et une décarbonatation importante responsable d'un niveau d'accumulation de limons-sableux encroûté à la base de la phase. Celle-ci est représentée par les US, 19, 18 et 11.
- La phase C correspond à une évolution des dynamiques sédimentaires, avec une augmentation de la fraction fine et de la matière organique d'origine anthropique. Ce changement s'observe également avec l'augmentation de la susceptibilité magnétique. La phase est associée aux US 10, 9b et 9a. L'étude micromorphologique atteste la présence d'une remobilisation partielle du matériel archéologique au sein des US et de la phase (solifluxion, cendres recristallisées et remobilisées).
- La phase B'' correspond à une phase de dépôts gravitaires clastiques calcaires comprenant du matériel fin et des vestiges archéologiques (sans indice de combustion). Cette phase se concentre sous la forme d'un petit talus interne à l'abri, recouvrant la phase C sur l'extrême Est de la séquence. La phase est associée aux US 8, 7 et 6.
- La phase B' correspond à une phase de remplissage caractérisée par une augmentation des dépôts anthropogéniques (matière organique brûlée et faune principalement). La matrice sédimentaire plus limoneuse et les clastes y sont moins importants. Cette phase recouvre les dépôts de la phase C dans le centre et le fond de l'abri. La phase est associée aux US 5, 4, 3, 2 et 13, qui montrent successivement une perte de susceptibilité magnétique. Par ailleurs, on observe une variation latérale plus ou moins importante selon les US. Ainsi, si les US 5 à 2 sont observées jusqu'au sondage en F12, l'US 13 est principalement retrouvée dans le fond de l'abri. L'étude micromorphologique de cette phase suggère des événements de cryoturbation. Toutefois, la remobilisation des dépôts, provoquée par ce dernier reste négligeable, comme la position subhorizontale des pièces archéologiques le souligne. Les autres processus post-dépositionnels observés (carbonates secondaires, faible activité racinaire) appuient l'hypothèse d'une bonne préservation des niveaux.
- La phase A correspond au comblement de la séquence sédimentaire, perturbée par le développement d'une couverture végétale (activité racinaire récente). La diminution de la susceptibilité magnétique (moins d'effets de combustion d'origine anthropique) et l'absence de faciès d'érosion superficielle sont associées à une baisse des apports sédimentaires (environnement stable) et un arrêt dans la fréquentation humaine de l'abri.

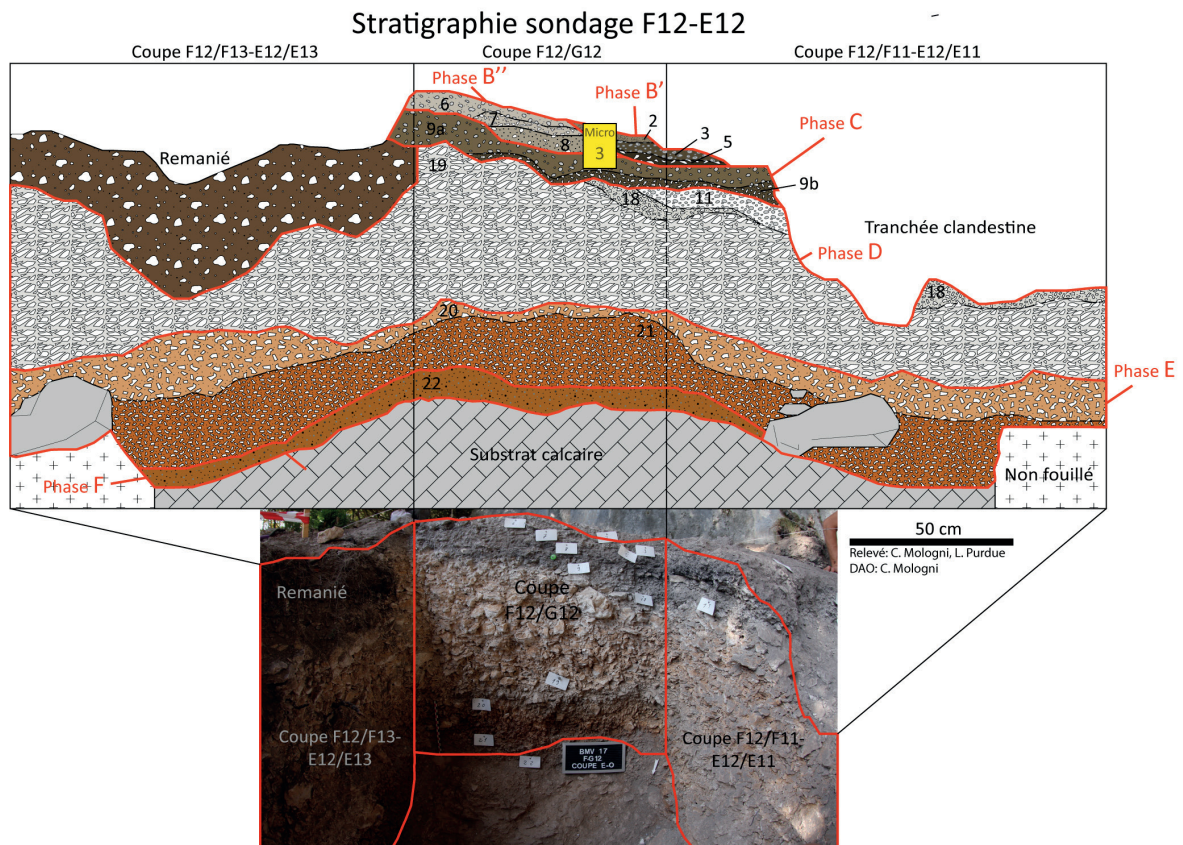


Figure C3.IV.3-2 Coupe stratigraphique du Sondage F12-E12 de la Baume de Monthiver (Relevé : C. Mogni, L. Purdue ; DAO : C. Mogni).

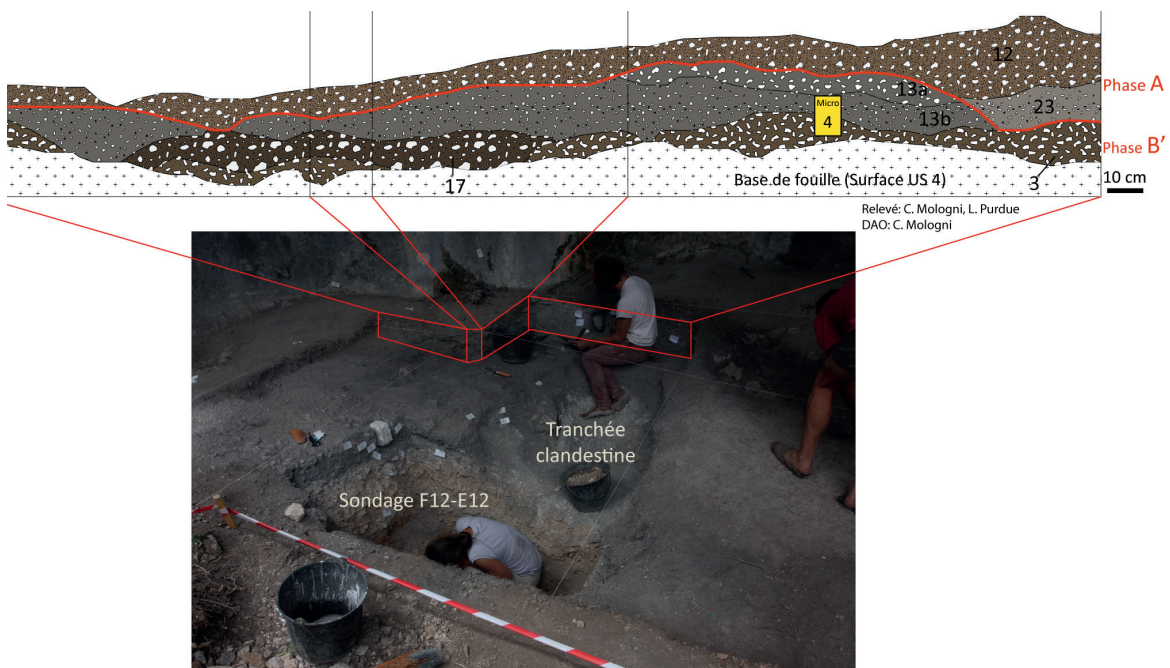


Figure C3.IV.3-3 Coupe stratigraphique ouest (fond de l'abri) de la Baume de Monthiver (Relevé : C. Mogni, L. Purdue ; DAO : C. Mogni).

Deux ensembles archéologiques peuvent être distingués au sein de la séquence : (i) un premier situé au niveau de la phase de dépôts E et (ii) un deuxième associé à la phase de dépôts C à A (sauf B'') (Porraz et al., 2017; Porraz et al., 2018). L'ensemble associé à la phase E est représenté par un petit assemblage lithique (quatre éléments laminaires). L'homogénéité technique et pétrographique de ce petit assemblage et l'absence de déchet de taille permettent de proposer une occupation courte du Paléolithique supérieur. Au contraire, l'ensemble le plus récent est marqué par une intensification de l'occupation humaine de l'abri, avec plus de 600 pièces lithiques retrouvées, des vestiges de combustion (charbons, cendres), de la faune et de la malacofaune. Le matériel lithique est fortement altéré (patines, désilicification, dommages thermiques, ébréchures) et réparti sur une dizaine d'US. L'étude technique et pétrographique de l'assemblage (production lamino-lamellaire unidirectionnelle, percussion directe à la pierre, matières premières locales) permet de proposer une occupation du premier Mésolithique de type Sauveterrien. Toutefois, l'absence d'élément (hyper)microlithique (triangles, segments) et d'outil retouché (un seul élément lamellaire à dos) ne permet pas de situer le faciès de la Baume dans l'évolution du Sauveterrien pour la France méridionale (Angelin et al., 2016; Brochier and Livache, 2004; Guilbert, 2003) ou le Sauveterrien d'Italie (Valdeyron, 2008). Comme le matériel lithique, les restes fauniques et malacofauniques sont très mal conservés (fragmentation importante, carbonisation) et rendent l'étude faunique très difficile (en cours) (Julien, 2017). Toutefois, les vestiges malacologiques ont permis de mettre en évidence la présence d'éléments marins d'origine anthropique (*Columbella rustica*). L'étude tracéologique de ces derniers a révélé des traces d'utilisation comme éléments de parures (perforation émoussée, résidus de colorants) (Hoareau, 2015; Hoareau, 2017; Porraz et al., 2018), inscrivant le site dans une problématique culturelle plus large (échelle régionale).

La mauvaise conservation de certains éléments osseux a rendu difficile les datations. À l'heure actuelle, trois dates radiocarbone ont été obtenues pour la Baume de Monthiver. La date d'un charbon de l'UA1, associée à l'US 21, situe une première occupation de la Baume vers 13589-13303 cal BP (11639 ± 70 BP) pendant l'Épigravettien final. Les deux autres dates, réalisées sur os dans le décapage 1 de l'US 3 en E10d et F10d, situent l'occupation de ce niveau vers 8985-8611 cal BP (7930 ± 50 BP) et 8168-7971 cal BP (7240 ± 50 BP) respectivement. La non-contemporanéité des dates questionnent (i) sur l'intégrité des couches (mouvements des charbons) ou (ii) sur l'évolution latérale de la stratigraphie (mauvaise attribution stratigraphique). Par ailleurs, si la première date se rapproche de celles d'autres sites du Sauveterrien dans le Sud-Est de la France dont celui des Agnel (8589-9395 et 8990-9501 cal. BP) (Guilbert, 2003), cette chronologie situe l'occupation de la Baume de Monthiver comme l'une des plus tardives du premier Mésolithique ; au contraire, la deuxième date interroge sur une occupation d'un Mésolithique plus récente (Binder, 2013; Binder et al., 2008; Brochier and Livache, 2004; Perrin, 2009; Perrin and Defranould, 2016).

IV.3.1.c. *Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales*

Pour rappel, les fouilles de Baume de Monthiver font parties intégrantes de l'étude archéologique et paléoenvironnementale de la Moyenne vallée du Jabron (prospection géomorphologique, Prés de Laure). L'approche multidisciplinaire intégrant les études

paléoenvironnementales et paléoclimatiques était l'un des objectifs majeurs de l'étude de la Baume. Malheureusement, l'étude de la faune s'est vue confrontée au mauvais état de conservation du matériel (Julien, 2017). L'étude, toujours en cours, est fortement limitée dans les identifications et seuls quelques mammifères de petites à moyennes tailles ont été reconnus à l'heure actuelle (lièvres et petits artiodactyles). De même, l'étude de la malacofaune, toujours en cours actuellement, est confrontée à la forte fragmentation des coquilles et doit passer à l'étude des refus de tamis de 500µm prochainement. Les données environnementales sont donc principalement renseignées par l'étude géomorphologique et micromorphologique présentées précédemment (Mologni and Purdue, 2017), avec : (i) une phase plutôt tempérée à la base, (ii) suivie d'une période de déstabilisation par cryoclastie associée à une période froide, et enfin, (iii) une période de stabilisation graduelle de la Baume associée à la mise en place d'une phase tempérée.

Au demeurant, le contexte environnemental et climatique de la Baume de Monthiver est relativement bien documenté pour les périodes récentes (tardiglaciaire, début Holocène) (Voir chapitre 1-IV ou Chapitre 3-III.1).

IV.3.2. Matériel et méthode

Le prélèvement des échantillons, l'analyse et le traitement des données, présentés ci-dessous, se fondent sur la méthode précédemment proposée (Chapitre 2 – IV). L'étude des charbons de la Baume de Monthiver s'est concentrée sur les US 21 et US 3 (première et deuxième phase d'occupation respectivement). Les charbons de l'US 21 et d'un sous carré de l'UA1 sont issus du tamisage à 500µm. Les charbons de l'US 3 proviennent tous du tamisage à l'eau systématique à 2 mm. Les charbons prélevés ont ensuite fait l'objet d'une étude taxonomique suivant la méthode classique au Microscope optique (Chapitre 2 – IV). Par ailleurs, l'étude taxonomique des charbons de *Pinus* sp. a été complétée sur l'US3 par une étude de l'intensité des traces d'attaques fongiques *ante* combustion, indiquée de 0 (pas d'attaque) à 3 (déformation importante de la structure) (Henry and Théry-Parisot, 2014; Vidal-Matutano et al., 2017).

Considérant le manque de charbons pour l'US 21, l'analyse isotopique s'est concentrée sur les charbons de l'US3. Les charbons identifiés comme *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo* et *uncinata*) ont été sélectionnés, puis regroupés par groupes de 5 charbons (issus du même décapage). Par ailleurs, les tests infrarouges de charbons issus de chacune des US ont montré une contamination négligeable aux acides humiques. Ainsi, seul un prétraitement aux carbonates a été appliqué sur les groupes de charbons avant analyse (EA-IRMS). Les données élémentaires (%C) sont relativement stables entre 65 et 72% (en moyenne 69%) indiquant un degré de carbonisation similaire (en dessous de 400°C). L'impact de la carbonisation sur le signal isotopique est donc considéré relativement faible et constant. Aucune correction de l'impact de la carbonisation n'a donc été appliquée sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen. Enfin, une moyenne pondérée par le nombre de charbons et un écart type a été calculée pour chaque décapage.

Les datations radiocarbone de l'US3 situent l'occupation finale entre 9,0-8,6 ou 8,2-8,0 ka cal BP. De plus les études géomorphologiques tendent à montrer une sédimentation graduelle et relativement rapide (quelques centaines d'années maximum). Or, le début de l'Holocène est

marqué par une relative stabilité du CO_2_{atm} (<10ppmV entre 12 et 6,8 ka cal BP) (Barnola et al., 1987). L'effet du CO_2_{atm} est donc considéré comme négligeable. Toutefois, on précise que cette relative stabilité survient après une nette augmentation du CO_2_{atm} entre 16 et 13 ka de 193 à 245 ppmv qui a certainement affecté la physiologie des populations d'arbres, plus ou moins rapidement. Au contraire, le passage du Pléistocène à l'Holocène est marqué par une augmentation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ de -6,72 à -6,33‰ entre 12,4 et 7,1 ka cal BP (Eggleson et al., 2016). Ainsi, l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ pendant la période d'occupation de l'US3 dépend de l'intervalle de temps considéré (1000 ans \approx +0,08‰). Compte-tenu des incertitudes et possibles faibles variations isotopiques (si période d'occupation courte), nous avons décidé de conserver les données brutes dans notre étude du signal isotopique moyen, avec la prise en considération des variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ uniquement dans les interprétations.

En complément, comme pour le site de la Combette (Chapitre 3 – II.3), une marge d'erreur, dépendant du nombre de charbons analysés, a été calculée par décapage. Cette marge d'erreur se concentre sur la variabilité inter-individus obtenue sur des études actuelles (Chapitre 3 – I), avec un écart isotopique maximum fixé à 2‰ (valeurs maximum obtenues dans la majorité des études) et un écart minimum fixé à 1‰ (variations maximum obtenues pour 10 réplifications en statistiques *bootstrap* à partir de la variation normale du $\delta^{13}\text{C}$ d'une population de 100 individus) (Loader et al., 2013). Toutefois, ces valeurs de référence sont obtenues entre des séries isotopiques synchrones, alors qu'ici, les charbons peuvent avoir été formés pendant différentes années. Or les potentielles variations isotopiques haute fréquence qui en découlent, ne sont pas prises en compte par la marge d'erreur.

IV.3.3. Résultats

IV.3.3.a. Étude taxonomique des charbons (US 21 et US 3)

Les résultats de l'étude anthracologique sont synthétisés ci-dessous, par US, à travers le tableau C3.IV.3-1. L'US 21 a été subdivisée en fonction de l'origine des charbons dispersés dans l'US ou associés à l'UA1. Les identifications de l'US3 ont également été réalisées en fonction de l'origine des charbons (sous-carré F11c ou non). Ce dernier, proche de la tranchée clandestine, a pu connaître des contaminations issues de l'excavation de celle-ci.

Étude de l'US 21

Malgré la petite taille des charbons de l'US 21 (<2mm), la conservation de ceux-ci a permis leurs identifications au genre. L'étude anthracologique a été réalisée sur un total de 18 charbons. Les charbons dispersés (15) dans l'US se rapportent à *Juniperus* sp (11), 2 sont des gymnospermes et un fragment n'est pas identifiable. Les 3 charbons issus de l'UA1 se rapportent à *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo* et *uncinata*).

Étude de l'US 3

L'étude du matériel botanique carbonisé de l'US3 a révélé une très forte concentration de graines carbonisées associées à de plus rares charbons. La séparation des fragments de graines carbonisées et des charbons s'est révélée très difficile à la simple loupe binoculaire et a donc été

réalisée au microscope optique. Les fragments de coques se sont révélés tous identiques et ont été interprétés comme issus de coques de *Corylus* sp. (noisetier). Finalement, 1935 fragments de noisettes ont été identifiés pour 189 charbons (2142 éléments au total).

	US 21		US 3		Total
	dispersé	UA1	sauf F11c	F11c	
Identification					
<i>Pinus type sylvestris/nigra</i>		2	72	2	76
<i>Juniperus</i> sp.	11				11
<i>Quercus</i> sp. (caducifolié)			6		6
<i>Quercus</i> sp.			12		12
Cf: <i>Acer</i> sp.			1		1
<i>Buxus</i> sp.				4	4
Gymnosperme	3	1	7		11
Angiosperme			18	2	20
Indéterminée	1		63	2	66
Charbons	15	3	179	10	207
Carpologie type <i>Corylus</i> sp.	0	0	1821	114	1935
Total éléments	15	3	2000	124	2142

Tableau C3.IV.3-1) Synthèse des identifications par US obtenues pour les charbons de la Baume de Monthiver.

Au contraire de l'US 21, les charbons de l'US 3 étaient plus gros (>2mm). Cependant, le mauvais état de conservation de ces derniers a conduit à un plus faible taux d'identification (65/189 charbons identifiés). La majorité des charbons est identifiée comme du *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *mugo* et *uncinata*) (74/189 charbons). Ils sont associés secondairement au chêne (*Quercus* sp. ; 18/189 charbons) dont 6 ont pu être déterminés comme des chênes à feuillages caducifoliés. On observe également 1 charbon d'érable (*Acer* sp.) et 4 charbons de buis (*Buxus* sp.). Si ces derniers peuvent être retrouvés pendant le Mésolithique dans les Préalpes (Ex : Unang/ Vaucluse) (Thiébaud, 1988), la proximité de l'essence sur le site et le risque de contamination dans le carré F11c, pose la question de la contemporanéité de ces charbons avec l'occupation du niveau. Malgré la présence importante de *Corylus* sp., aucun charbon de cette espèce n'a été identifié. Enfin, en raison de l'altération et du manque de critère discriminant, le reste des charbons a été identifié uniquement comme angiosperme (20/189 charbons) ou gymnosperme (7/189 charbons).

IV.3.3.b. *Étude de l'altération fongique des charbons (US 3)*

Les résultats de l'étude des attaques fongiques *ante* combustion sont synthétisés dans le tableau C3.IV.3-2. Une nouvelle fois, le mauvais état de conservation et la vitrification de certains charbons ont rendu difficile l'étude. L'étude des traces s'est donc vue impossible sur une majorité des

charbons (43/74). Pour les autres, la majorité présente des indices d'infections (30/44). Toutefois les altérations occasionnées par ces attaques fongiques restent modérées : majoritairement « 1 » (20/30) et plus rarement « 2 » (6/30) ou « 3 » (4/30). Enfin, un seul charbon a été identifié comme issu de bois sain sans trace d'altération (« 0 »).

Couche	US 3
Degré d'altération	
0	1
1	20
2	6
3	4
ND	43
Total charbons	74

Tableau C3.IV.3-2) Synthèse des traces d'infections fongiques obtenues pour les charbons issus de l'US 3 de la Baume de Monthiver.

IV.3.3.c. *Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (US 3)*

Les résultats isotopiques sont synthétisés ci-dessous par décapage (tableau C3.IV.3-3 et figure C3.IV.3-4). On observe, dans un premier temps, que la variabilité au sein d'un même décapage est relativement faible (écart max entre 0,15 et 0,85‰). La plus forte variabilité est observée pour l'US 4, soulignée par une valeur relativement haute par rapport aux autres (à -25,31‰, en dehors de la marge d'erreur proposée).

Couche. décapage	N charbons (N Analyses)	$\delta^{13}\text{C}$ moyen (‰)	Écart type du $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Écart max du $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Carré(s)
US3.2	15 (3)	-24,99	0,30	0,61	F10ac
US3.3	10 (2)	-24,88	0,11	0,15	F10c, G11a
US3.4	20 (4)	-25,81	0,37	0,85	F10a, G11b
US3.5	10 (2)	-26,01	0,12	0,17	F10dc
US3.6	5 (1)	-25,73	/	/	G11ab, F11c

Tableau C3.IV.3-3) : Synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de la Baume de Monthiver, avec N charbons, le nombre de charbons analysés individuellement, et N Analyses, le nombre d'analyses EA-IRMS effectuées.

Dans le même temps, on observe que le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen est relativement stable entre les décapages 6 à 4 (variations inférieures à 0,3‰), augmente brusquement au décapage 3 ($\approx +1,0\%$) et reste sur une valeur haute pour le décapage 2 (-0,1‰). Plus encore, on observe que cette augmentation permet d'obtenir un non-chevauchement des marges d'erreurs entre le décapage 3 et 4.

Par ailleurs, on précisera que l'augmentation des valeurs isotopiques entre le décapage 4 et 3 est atténuée par la valeur haute isolée (à -25,31‰). Si on exclut cette valeur isolée, le signal isotopique des trois derniers décapages se résume par une petite diminution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre le décapage 6 et le 5, puis une stabilité isotopique vers -26,0‰ jusqu'au décapage 4, avant une augmentation abrupte du signal isotopique sur la fin de la séquence (+1,0‰ ; décapages 3 et 2).

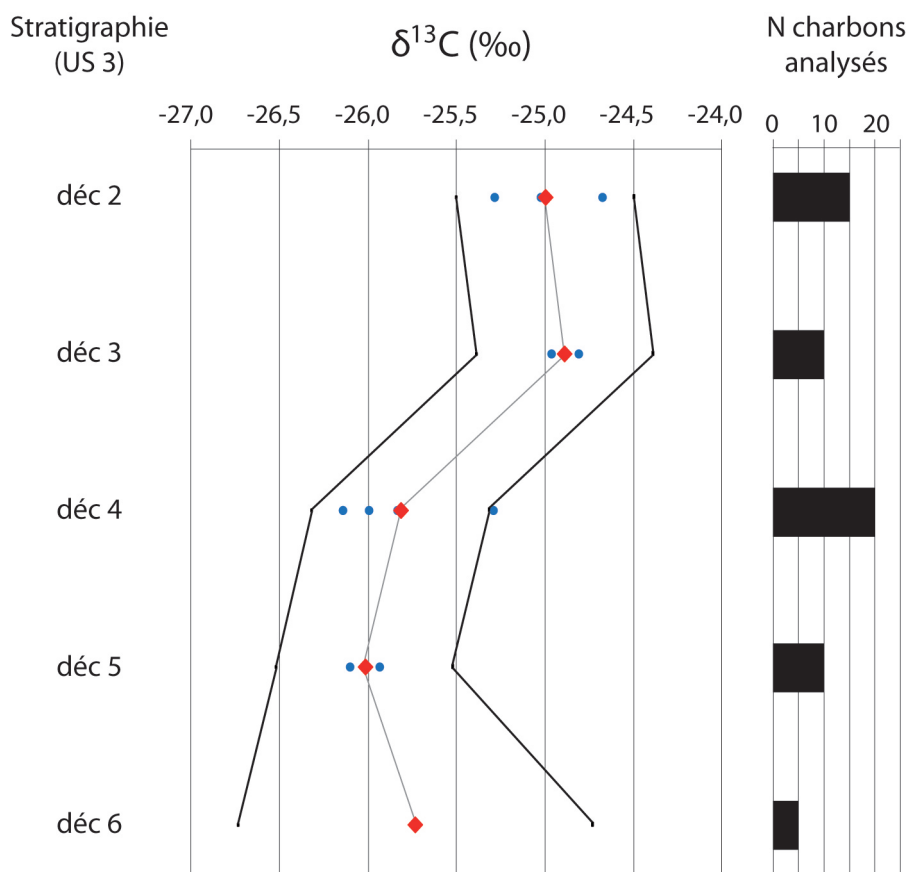


Figure C3.IV.3-4) Figure synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de la Baume de Monthiver. Avec : les losanges rouges pour le $\delta^{13}\text{C}$ moyen par décapage, les points bleus pour les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ analytiques brutes et les lignes noires comme les limites de la marge d'erreur calculée.

IV.3.4. Interprétation

IV.3.4.a. Étude taxonomique des charbons (et noisettes) (US 21 et US3)

Étude de l'US 21

Le trop faible nombre de charbons identifiés pour l'US 21 ne permet pas de proposer une interprétation quantitative de la composition de la végétation ligneuse (Chabal, 1997). Néanmoins, la combinaison de *Pinus* type *sylvestris/nigra* et de *Juniperus* laisse envisager un climat relativement froid et sec. Ce type d'assemblages floristiques est par ailleurs connu pour l'Allerød Sud-Est français (végétation forestière dominée par le pin, ouverte avec genévrier selon l'altitude,

climat frais et peu humide), période contemporaine de la datation de l'UA1 (13589-13303 cal BP) (de Beaulieu and Jorda, 1977; Delhon et al., 2010; Heinz and Thiébault, 1998).

Étude de l'US 3

Malgré un assemblage anthracologique plus conséquent dans l'US3, le nombre total de charbons (<200) et le faible taux d'identifications limitent l'interprétation (Chabal, 1997). On remarque cependant une dominance de *Pinus* type *sylvestris/nigra* dans l'assemblage, suivi secondairement par *Quercus* (dont une partie identifiée comme caducifoliée). L'assemblage est complété par *Acer* et *Buxus*. Toutefois, on rappelle qu'il est possible que les charbons de *Buxus* (tous issus du carré F11c) soient l'objet d'une contamination par les fouilles clandestines. Dans l'ensemble, l'association floristique observée représente un climat frais à tempéré et peu aride. Cette interprétation est appuyée par les observations paléobotaniques de l'Atlantique ancien du Sud-Est français (développement de la chênaie caducifoliée, recule de la pinède dans les hauteurs), période contemporaine des dates obtenues (8985-8611 & 8168-7971 cal BP) (Battentier, 2018; de Beaulieu and Jorda, 1977; Delhon et al., 2010; Heinz and Thiébault, 1998; Thiébault, 1988; Triat-Laval, 1978).

Par ailleurs, la présence en quantité importante des fragments de noisette pose la question de la présence du noisetier (*Corylus* sp.) dans le paysage. Cette essence caducifoliée et mésophile est retrouvée aujourd'hui à l'étage collinéen et montagnard. *Corylus* apparaît relativement tôt dans la succession végétale des changements glaciaires à interglaciaires ; il précède en général la mise en place de la chênaie. Cette essence est ainsi souvent retrouvée au début du Mésolithique pendant le réchauffement de l'Holocène (Delhon et al., 2010; Finsinger and Tinner, 2007; Finsinger et al., 2006; Heinz and Thiébault, 1998; Mocchi et al., 2008; Triat-Laval, 1978). Toutefois, à l'inverse des vestiges carpologiques, aucun charbon de *Corylus* n'a été identifié sur le site de la Baume de Monthiver. Deux hypothèses peuvent alors être proposées : (i) les noisetiers n'étaient pas présents autour du site, mais plus bas dans la vallée, où le développement du sol et la disponibilité en eau étaient plus favorables que sur les pentes peu pédogénésées à côté de l'abri. La présence de fragments de noisettes montre alors un transport délibéré de celles-ci vers l'abri pour leurs consommations. (ii) le bois n'a pas été prélevé dans le cadre où cette essence était destinée à la consommation (Valdeyron, 2013).

IV.3.4.b. Étude de l'altération fongique des charbons (US 3)

Le faible nombre de charbons de *Pinus* type *sylvestris/nigra* identifiés dans l'US3 et le faible taux de détermination rendent difficile l'interprétation des altérations. Toutefois, la prédominance d'altérations fongiques sur le reste des charbons (majoritairement « 1 » à occasionnellement « 2 » ou « 3 ») tend à montrer une utilisation récurrente du bois faiblement altéré (Henry and Théry-Parisot, 2014; Vidal-Matutano et al., 2017). Cette observation est en faveur d'une collecte du bois mort, plus généralement infecté. Cependant, sans observation complémentaire, il est difficile de discuter de l'importance que prenait le bois mort dans le système de collecte des occupants du site.

IV.3.4.c. *Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (US 3)*

Considérant la relative faible variabilité du signal isotopique par décapage en comparaison avec l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre les décapages inférieurs (dec 6 à 4) et supérieurs (dec 3 et 2), nous considérons cette évolution isotopique comme significative (corrélée au signal climatique et environnemental) et ne relevant pas uniquement de la variabilité du signal (intra-individu, inter-individus, variations saisonnières/annuelles) et de l'échantillonnage restreint dans un même décapage. Au contraire, l'évolution entre les décapages dans chacun des ensembles reste tenue et peut résulter d'un manque de mesure. Les interprétations climatiques faites sur ces évolutions doivent alors être prises avec beaucoup de précautions. Au contraire des précédentes études isotopiques, l'ensemble des charbons analysés provient de l'Holocène (même paramètre atmosphérique, climat proche de l'actuel). Ainsi, si l'humidité comme facteur limitant principal reste le postulat primordial dans nos interprétations, l'impact de la température dans un contexte plus chaud a certainement été plus important. Les tendances négatives du $\delta^{13}\text{C}$ peuvent donc être interprétées comme un climat humide, et/ou froid, et/ou un milieu favorable à la croissance de la plante (ex : développement du sol) et inversement (Chapitre 1 – I). Par ailleurs, on rappelle que si les effets du CO_2_{atm} sont considérés comme négligeables (Barnola et al., 1987), la rapide augmentation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ au début de l'Holocène (1000 ans $\approx +0,8\text{‰}$; 12,4 et 7,1 ka cal BP) (Eggelston et al., 2016) peut avoir conduit à une surévaluation de notre signal isotopique. Toutefois, même dans le cadre où les ensembles inférieurs et supérieurs de l'US3 étaient séparés par une période de temps millénaire (écart entre les dates actuelles), l'effet de l'évolution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ sur l'augmentation isotopique observé entre ces ensembles resterait négligeable par rapport aux variations isotopiques obtenues ($<0,1\text{‰}$).

Dans ce contexte, l'évolution observée entre l'ensemble inférieur et supérieur de la couche 3 (dec 2-3 et dec 4-5-6 respectivement) peut être interprétée comme une augmentation des températures ou de l'aridité. Pour rappel, les deux dates obtenues pour le décapage 1 de la couche 3 oscillent entre 8985-8611 cal BP ou 8168-7971 cal BP. Or, autour de 8,2 ka cal BP, un événement climatique aride et froid est connu sur l'ensemble de l'Europe (Alley and Ágústsdóttir, 2005; Berger and Guilaine, 2009). Dans cette logique, il est fort probable que l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ moyen observée sur la couche 3 (dec 2-3) corresponde à une période plus sèche, adossée à l'événement climatique « 8,2 », contemporain d'une des dates. La plus vieille date obtenue pour l'US3 serait alors contemporaine du premier ensemble isotopique ($\delta^{13}\text{C}$ moyen faible, dec 4-5-6). Ainsi, la stratigraphie serait marquée par une évolution latérale importante, comprenant deux phases d'occupations différentes, avec une distinction entre l'US 3 et l'US 13 (au-dessus) qui n'est pas toujours été évidente. L'évolution des valeurs isotopiques serait donc l'objet d'une mauvaise attribution stratigraphique des charbons. En somme, on aurait alors deux phases d'occupation proposées, avant et pendant/après l'événement « 8,2 », correspondraient respectivement à l'US 3 et 13. Par ailleurs, on notera que les charbons utilisés pour les décapages 2 et 3 proviennent tous des carrés où l'US 13 apparaît la plus représentée (fond de l'abri).

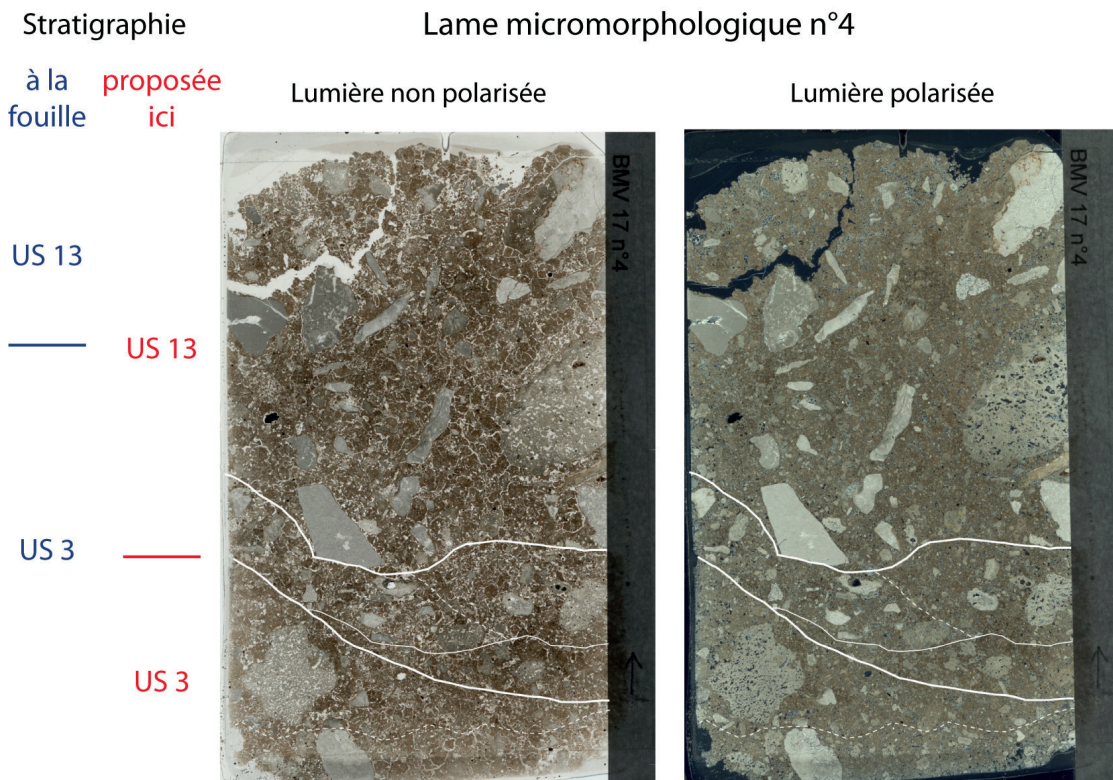


Figure C3.IV.3-5) Lame stratigraphique n°4 de la Baume de Monthiver, en lumière non-polarisée et polarisée, avec les lignes blanches continues pour les surfaces érosives probables et les lignes blanches discontinues pour les autres changements de dépôts potentiels.

Une étude micromorphologie succincte entre l'US 3 et 13 a révélé une suite de petites phases sédimentaires au niveau de la limite des deux US. En premier, une limite franche est attribuée à une phase érosive, suivie d'une reprise de la sédimentation fine puis des dépôts de comblement (par glissement ?) (Figure C3.IV.3-5). La signature érosive pourrait correspondre à l'enregistrement de l'événement « 8,2 » sec et froid. De plus, l'irrégularité de la limite US 3 et 13, a pu favoriser sa mauvaise délimitation à la fouille.

Considérant cette évolution stratigraphique complexe, la valeur relativement haute dans le décapage 4 correspondrait alors à l'enregistrement climatique de la deuxième phase d'occupation ou au moins en partie (mélange de bois ayant enregistré les deux phases climatiques). Le signal isotopique des décapages 5 et 4 se démarquerait du 6. Bien que le risque de surinterprétation reste très présent, la diminution isotopique entre le décapage 6 et les deux autres pourrait correspondre à une légère augmentation de l'humidité ou baisse des températures. On précisera d'ailleurs, que des baisses de températures au cours du IX^{ème} millénaire cal BP sont observées (Eldevik et al., 2014).

IV.3.5. Discussion

IV.3.5.a. Variabilité du signal isotopique

Comme pour la Combette ou la Grotte aux Points (G22), l'utilisation d'analyses isotopiques sur des regroupements de charbons conduit à la perte d'une partie de l'information relative à la variabilité isotopique entre tous les charbons. En effet, les valeurs isotopiques obtenues correspondent à des valeurs moyennes (différents charbons, voire différents cernes), se rapprochant d'un signal isotopique de basse fréquence enregistré par une population de plusieurs individus (signal local moyen sur une période pluriannuelle à centenaire). La variabilité haute fréquence (enregistrement saisonnier, annuel), intra-individu et inter-individus est alors en partie perdue. La marge d'erreur utilisée, fondée sur l'échantillonnage de 100 *P. sylvestris* (Loader et al., 2013), permet alors de rendre compte de variabilité maximum que pourrait avoir le signal dans une population d'arbre. On observe ainsi, que l'utilisation de signaux moyens de plusieurs charbons (groupe) permet d'obtenir une plus faible variabilité que celle obtenue à partir de cernes individuels dans l'étude de Loader et al., 2013 (écart-type de 0,56‰, écart maximum vers 2‰), à l'exception du décapage 4. Plus encore la variabilité isotopique des décapages 3 et 5 se rapproche des conditions optimales proposées dans cette même étude (écart type de 0,18‰, obtenu par l'inférence statistique *bootstrap* des données avec 10 répétitions) (Loader et al., 2013). On précise toutefois que les écarts types sont calculés avec uniquement 2 à 3 analyses, et qu'il est nécessaire d'augmenter celles-ci pour vérifier cette observation.

Ainsi, l'évolution entre les décapages inférieurs (dec 6 à 4) et supérieurs (dec 3 et 2) marque une véritable évolution des valeurs isotopique, non seulement plus importante que la variabilité dans les décapages, mais également plus importante que celle de la marge d'erreur (indicative de la variabilité inter-individus maximum obtenue dans les études actuelles). L'utilisation de la marge d'erreur permet comme pour la Combette de conforter nos interprétations (Chapitre 3 – II.3).

IV.3.5.b. Apport paléoenvironnemental et chrono-culturel de l'étude

L'étude anthracologique est peu robuste en raison du petit nombre de charbons. Au contraire, malgré le faible nombre de charbons analysés, la forte évolution du signal isotopique au sein de l'US 3 permet de proposer une évolution climatique nette. Toutefois, devant les incertitudes de la stratigraphie, soulignées par l'éloignement des dates radiocarbone obtenues, l'évolution climatique observée au sein de l'US 3 correspond plus probablement à une évolution climatique entre l'US 3 et l'US 13 (erreur d'attribution des charbons archéologiques, limite de l'US3 trop haute). Des prochaines dates radiocarbone sur charbons doivent venir confirmer cette interprétation.

Ainsi, la combinaison de l'étude anthracologique et isotopique des charbons de la Baume de Monthiver, associée à nos connaissances sur les évolutions environnementales et climatiques pendant le tardiglaciaire et le début de l'Holocène, permet de proposer un contexte paléoenvironnemental et chronologique du site. La première phase d'occupation du site (phase E) serait située vers la fin de l'interstade d'Allerød avec une forêt probablement ouverte développée

sous un climat frais et relativement sec. Il suit une phase froide dominée par des dépôts gravitaires cryoclastiques (Phase D), correspondant certainement à une phase contemporaine ou finale du Younger Dryas. Les phases suivantes (C et B) sont marquées par une diminution du détritisme et une augmentation des apports anthropiques (nouvelles occupations de la Baume). Ces phases correspondent certainement au début de l'Holocène avec des fréquentations du premier Mésolithique. L'étude de l'US 3 en particulier, située vers le sommet de la phase B', nous emmène à proposer une occupation pendant le IX^{ème} millénaire cal BP. Cette fréquentation est ensuite marquée par un léger hiatus sédimentaire attribué à l'événement « 8,2 ». Le début de l'occupation de l'US 13 correspondrait alors à la fin de cet événement. Celui-ci est observé sur l'ensemble du pourtour méditerranéen par un épisode aride et régulièrement absent dans l'enregistrement sédimentaire des grottes et abris (Hiatus sédimentaire) (Berger and Guilaine, 2009). Cette observation converge avec celle du petit hiatus sédimentaire (niveau érosif) entre l'US 3 et 13.

Par ailleurs, si des occupations sauveterriennes jusqu'à la transition VIII/IX^{ème} millénaire cal BP sont observées dans d'autres sites de la région, il apparaît peu probable qu'elles aient perduré plus loin dans le temps. L'évènement du « 8,2 » dans la région est généralement associé à des occupations castelnoviennes (deuxième Mésolithique) (Binder, 2013; Binder et al., 2017; Binder et al., 2008; Brochier and Livache, 2004; De Stefanis, 2018; Escalon De Fonton, 1966; Perrin and Defranould, 2016). Ainsi, si les occupations de l'US 3 sont certainement associées au complexe culturel du premier Mésolithique de type Sauveterrien, les fréquentations présentes pendant et au-dessus de la transition US 3/13 devraient être potentiellement rattachées à des occupations plus récentes. Toutefois, considérant le manque d'outillage et d'(hyper)microlithes présents sur le site, il est difficile de définir si une véritable transition entre ces deux complexes culturels a pu être enregistrée sur le site (Valdeyron, 2008). Plus encore, les premières observations de l'étude lithique de l'US 13 tendraient plutôt à attribuer les fréquentations de cette US au premier Mésolithique. L'hypothèse la plus probable serait alors que la majeure partie de l'US 13 (au-dessus de la zone de transition US 3/13) corresponde en réalité à un remaniement des US 2 et 1 retrouvées plus à l'Est sur le site (déplacement gravitaire suivant une légère pente Est/Ouest des dépôts de la phase B dans le fond de l'abri ?).

En somme, malgré les risques d'incertitudes, l'association des données stratigraphiques, anthracologiques et isotopiques du site a permis de proposer un cadre environnemental et climatique au site. Plus encore, l'utilisation du signal isotopique a précisé le cadre chrono-climatique de l'US 3, en cours de vérification par de nouvelles dates. Si l'hypothèse d'un événement « 8,2 » à la transition de l'US 3 et 13 venait à être confirmé, le site de la Baume de Monthiver se présenterait comme un site d'exception avec des occupations qui permettraient non seulement d'étudier (i) la fin de l'Épigravettien et du Sud-Est de la France, ou encore, (ii) l'influences du Sauveterriano d'Italie plus à l'Est pour le premier Mésolithique (Brochier and Livache, 2004; Valdeyron, 2008; Visentin, 2017), mais surtout, (iii) la chronologie de la partie finale du Sauveterrien (avant le début du Castelnovien et/ou contemporain du début du Castelnovien). La chronologie du Mésolithique de la Baume de Monthiver autour de « l'événement 8,2 » est rediscutée dans la synthèse régionale (Chapitre 3 - IV.4.2.b).

IV.3.5.c. La sélection du combustible et consommation de noisettes sur la Baume de Monthiver

Ici, le faible nombre de charbons analysés dans l'étude taxinomique, des traces de contaminations fongiques et isotopiques rendent difficile la discussion autour du système de gestion des combustibles de la Baume de Monthiver. Plus encore, l'utilisation de regroupements de charbons empêche toute interprétation quant à la variabilité du signal isotopique (ex : une forte variabilité peut correspondre à une récolte élargie à différents environnements). Malgré tout, on observe que l'assemblage anthracologique de l'US 3 est cohérent avec les données écologiques connues pour cette période (Battentier, 2018; de Beaulieu and Jorda, 1977; Delhon et al., 2010; Heinz and Thiébault, 1998; Thiébault, 1988; Triat-Laval, 1978). Cette observation pose l'hypothèse d'une collecte représentative du milieu forestier. Par ailleurs, malgré le faible nombre de charbons analysés et le faible nombre de déterminations de l'intensité des traces de contamination fongique *ante* combustion, il semble qu'au moins une partie de l'approvisionnement en combustible ait été orientée vers la collecte de bois mort.

Enfin, la présence de coques de noisettes brûlées et l'absence de charbons de *Corylus*, nous permettent de proposer l'hypothèse d'une consommation des noisettes sur le site, avec un apport des noisettes sur le site (pas de *Corylus* à proximité) ou une collecte raisonnée des noisettes sur la zone du site (préservation des *Corylus* sources, bois non-utilisé) (Valdeyron, 2013). Les coques de noisettes pourraient avoir été secondairement utilisées pour initier la combustion mais cette hypothèse reste à démontrer.

Cette consommation de noisettes vient s'inscrire dans la lignée des nombreux sites mésolithiques attestant de la place importante de celles-ci dans l'alimentation (Roda Gilaberta et al., 2013; Valdeyron, 2013; Verjux, 2017). En effet, en parallèle avec l'augmentation de *Corylus* au début de l'Holocène (essence colonisatrice secondaire), il a été observé sur plusieurs sites une augmentation des vestiges carpologiques de celui-ci sur toute l'Europe (*Ibid*). Plus encore, ces derniers sont retrouvés carbonisés et concentrés dans des structures enterrées, permettant aux auteurs de proposer une collecte et un traitement des noisettes en grandes quantités (torréfaction), dans l'objectif d'une préservation de celles-ci à plus ou moins long termes (saison ?) (*Ibid*). On précise toutefois, que si *Corylus* est attesté en relative grande quantité dans le sud des Alpes dès le XI^{ème} millénaire cal BP (moyenne et haute altitude) (de Beaulieu and Jorda, 1977; Finsinger and Tinner, 2007; Finsinger et al., 2006; Mocchi et al., 2008), aucun des sites précédemment mentionnés n'est observé dans la région. Les sites les plus proches qui pourraient correspondre avec ce type de stockage sont retrouvés dans le Lot (Sud-Ouest français, Escabasses et du Cuzoul de Gramat) (Valdeyron, 2013).

IV.3.6. Synthèse

L'étude présentée ici, apporte les premiers résultats croisant taxinomie et isotopie ($\delta^{13}\text{C}$) des charbons du Mésolithique pour la moyenne vallée du Jabron. Cette dernière s'intègre à des problématiques environnementales et culturelles plus larges et doit à terme rendre compte de la relation hommes/milieus dans le contexte des Préalpes pour le Tardiglaciaire et début Holocène.

L'utilisation de cette méthode combinée sur les charbons de la Baume de Monthiver a ainsi pu montrer :

- Une relative faible variabilité du signal isotopique entre groupe de charbons par décapage, non seulement par rapport à l'évolution du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen entre deux ensembles de l'US3, mais également par rapport aux connaissances sur la variabilité isotopique dans le bois.
- Une corrélation entre les données isotopiques et anthracologiques, les données géomorphologiques / micromorphologiques et les connaissances écologiques / climatiques suggérées par les dates. Ces corrélations ont permis de proposer un cadre chrono-environnemental pour l'ensemble de la stratigraphie et les occupations du site, avec successivement (i) des occupations contemporaines de l'Allerød (climat frais, pinède à steppe arborée pin/genévrier), (ii) une phase froide associée au YS et (iii) une phase plus tempérée du début de l'Holocène. De plus, il a été proposé une rupture stratigraphique à la fin de cette dernière phase (entre l'US 3 et 13) relative à l'événement climatique « 8,2 ».

En conclusion, l'étude proposée ici permet une nouvelle fois de confirmer le potentiel de l'utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen, issu de l'analyse de charbons regroupés prévenants d'anciennes séquences (début l'Holocène). Elle a également permis d'apporter un contexte climatique à l'occupation de l'US3 et de discuter des possibles erreurs d'attributions stratigraphiques. Enfin, non seulement le site s'inscrit dans le corpus des sites mésolithiques avec une consommation de noisettes attestées, mais il pourrait également servir de site test de l'étude isotopique des coques de noisettes comme marqueur climatique complémentaire (saisonnier).

IV.4. Synthèse sur la moyenne vallée du Jabron

Dans cette partie, nous présentons la synthèse des premiers résultats obtenus sur des charbons archéologiques issus des deux sites de la moyenne vallée du Jabron (les Prés de Laure, PDL ; la Baume de Monthiver, BMV). L'ensemble de ces données a permis de consolider nos connaissances sur des parties de l'histoire de la moyenne vallée du Jabron et de discuter, à la fois (i) de ses particularités climatiques et environnementales, dans une vaste chronologie (ii) de sa place centrale dans la compréhension des systèmes socio-culturels.

IV.4.1. Synthèse des données environnementales et climatiques de la moyenne vallée du Jabron

Dans cette partie nous nous intéressons : (i) à comparer les données anthracologiques et isotopiques inter-sites, puis (ii) à confronter celles-ci avec les données des séquences environnementales continues et discontinues de l'époque (Chapitre 1 - IV). Au contraire des Gorges de l'Ardèche, la proximité des deux sites utilisés ici, favorise la bonne comparaison des données anthracologiques et isotopiques. On précisera toutefois, que les distinctions environnementales de la Baume de Monthiver (abritée du vent d'Est, éloignement de la rivière, zone en pente) ont pu avoir un impact modéré dans la différenciation des signaux entre les deux sites et doivent donc être discutées.

IV.4.1.a. Confrontations des différentes données anthracologiques des différents sites étudiés

Le premier proxy utilisé dans nos études correspond à l'étude taxinomique des charbons de bois. Les assemblages anthracologiques proviennent de la végétation de proximité et peuvent par conséquent refléter des situations locales liées à la topographie, à l'orientation et à l'éloignement de cours d'eau, propres à la zone d'approvisionnement. Toutefois ici, la proximité des deux sites permet d'envisager un recouvrement des aires de collectes et une continuité dans le paysage : image globale de la végétation en mosaïque de la rivière, à la vallée peu abritée et plane, au vallon de la Montade plus abrité et avec des pentes plus importantes. Malgré tout, une légère évolution dans les proportions des essences entre les deux sites a pu impacter les assemblages anthracologiques.

Par ailleurs, on rappelle que le faible nombre de charbons étudiés sur les PDL ne permet pas d'attester la représentativité écologique des assemblages du Paléolithique (uniquement constitués de *Pinus* type *sylvestris/nigra*). De même, le niveau de la BMV attribué au Tardiglaciaire (US 21), ne permet que de préciser la présence de *Juniperus* et *Pinus* type *sylvestris/nigra*. Au contraire, l'assemblage anthracologique de l'US 3 de la BMV (Mésolithique) permet d'observer un plus grand nombre de charbons, représenté par une plus grande diversité d'essences associées au *Pinus* type *sylvestris/nigra* (mésophiles : *Quercus* f.c., *Acer* sp. ; pionnière : *Buxus* sp.). La présence d'un grand nombre de coques de noisettes permet également de proposer la présence de l'essence dans le paysage.

Ainsi, les périodes couvertes par les occupations du Paléolithique sur les différents sites, étudiés, étaient certainement marquées par un climat froid à frais, dominées par la présence

du pin type sylvestre/noir (*Pinus* type *sylvestris/nigra* ; environnement steppique à forestier), associées par moment aux *Juniperus* sp. (Milieu ouvert). Le Mésolithique a certainement été caractérisé par une amélioration climatique avec évolution du paysage vers un milieu plus forestier en mosaïque, avec une association pinède, possible essence pionnière (*Buxus* sp.), ou encore, l'augmentation d'essences plus mésophiles (*Quercus* sp., *Acer* sp. ; *Corylus* sp.) au début de l'Holocène. Enfin, les changements climatiques et la pression anthropique discontinue sur l'environnement ont conduit au paysage supra-méditerranéen actuel (végétation en mosaïque dominée par *Pinus sylvestris* et *Quercus* sp.).

IV.4.1.b. Confrontations des différentes données isotopiques des charbons des différents sites étudiés

Comme précisé pour les Gorges de l'Ardèche, la construction d'un signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ commun à l'ensemble d'une région (ici la moyenne vallée du Jabron) est confrontée à plusieurs difficultés méthodologiques. Pour pouvoir comparer directement des signaux entre les sites (valeurs absolues comparables ?) : (i) enregistrement $\delta^{13}\text{C}$ principalement corrélé aux caractéristiques environnementales (ex : sol, pente, nappe proche) ; (ii) populations d'arbres d'aires de collecte différentes ; (iii) populations d'arbres avec une possible hétérogénéité génétique et physiologique ; (iv) évolutions des paramètres atmosphériques $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et CO_2_{atm} .

La proximité des deux sites et le possible recoupement des aires de collecte de ceux-ci, permettent de proposer une réponse isotopique relativement homogène entre les deux sites. On précise toutefois, que : (i) les caractéristiques environnementales de la BMV ont pu tout de même intervenir en partie dans l'enregistrement du signal $\delta^{13}\text{C}$ des arbres locaux (pentes, $\delta^{13}\text{C}$ plus haut) ; (ii) que les possibles évolutions des populations de Pins aux cours du temps ont pu également affecter la sensibilité climatique de ceux-ci. Toutefois, si ces observations sont faites sur des populations actuelles (pression climatique intense, CO_2_{atm} très riche), la transposition de ce phénomène aux conditions climatiques du Pléistocène supérieur, sur une petite échelle géographique et dans des conditions atmosphériques pauvres en CO_2 peut être questionnée. Enfin, si sur l'ensemble du Paléolithique les évolutions atmosphériques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et CO_2_{atm}) peuvent être considérées comme négligeables, l'augmentation du CO_2_{atm} au début de l'Holocène (Barnola et al., 1987) doit être considérée pour permettre une comparaison avec l'US3. On obtient ainsi une surestimation de +0,56‰ entre les valeurs des charbons du Paléolithique et du Mésolithique (environ +80ppmV), selon le modèle de correction linéaire le moins impactant (+0,007‰/ppmV, éviter la surestimation de la correction à partir d'un modèle fait sur l'augmentation du CO_2_{atm} préindustriel beaucoup plus important que celle de la transition Pléistocène/Holocène) (Treydte et al., 2001).

Ainsi, une comparaison des valeurs isotopiques entre PDL et BMV apparaît possible, dès lors que les prérequis précédemment mentionnés sont considérés au moins dans l'interprétation. Afin de pouvoir comparer les évolutions des signaux isotopiques sur l'ensemble de la moyenne vallée du Jabron, une représentation graphique synthétique est proposée (Figure C3.IV.4-1). Cette dernière se fonde sur les séparations des différentes phases isotopiques interprétées pour chacun des sites. On précise, par ailleurs que les données isotopiques sont représentées brutes,

sans application d'une correction des effets des changements atmosphériques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et CO_2_{atm}), affectant non seulement les valeurs du Mésolithique mais également des périodes historiques (impact uniquement dans l'interprétation). Ainsi, ont été représentées :

- Pour les Prés de Laure (PDL), 3 phases isotopiques (2 phases paléolithiques pour L'US 35 et 30 ; 1 phase historique pour L'US 9).
- Pour la Baume de Monthiver (BMV), 2 phases isotopiques (une phase post-« 8,2 ka » et une phase syn- « 8,2 ka »).

Pour chaque phase, la moyenne isotopique, l'écart-type et l'écart maximum sont calculés et représentés sur le graphique. Les chronologies de chaque phase isotopique, fondées sur les datations radiocarbone, sont représentées sous la forme d'une marge d'erreurs chronologiques maximum. Enfin, les moyennes isotopiques sont placées dans cette chronologie selon les possibles corrélations avec les évolutions climatiques et environnementales connues pour ces périodes (voir ci-dessous ; IV.4.1.b).

La comparaison des signaux isotopiques se fonde ici à la fois sur leurs évolutions relatives individuelles, mais également sur l'évolution des valeurs absolues moyennes entre sites. La comparaison des signaux isotopiques met en avant la faible variabilité du signal isotopique de la BMV par rapport à celle des PDL ou du référentiel. Elle pourrait correspondre à : (i) une baisse de la variabilité haute fréquence du signal pour ces périodes, (ii) une plus faible sensibilité de la population de pin au début de l'holocène et (iii) une aire d'approvisionnement très réduite (diminue la variabilité isotopique inter-individus). Malgré tout, aucune hypothèse ne peut être privilégiée à l'heure actuelle.

Dans l'ensemble, on observe que le $\delta^{13}\text{C}$ moyen des phases paléolithiques des PDL est beaucoup plus haut que celui de la BMV (phases paléolithiques plus arides qu'au Mésolithique), avec des valeurs légèrement plus hautes pour la phase attribuée à 45,6-42,3 ka cal BP (US 30 plus aride que l'US 35 de 27,2-26,2 ka cal BP). On précise par ailleurs, que cet écart isotopique entre les valeurs de BMV et PDL a également pu être atténué par l'augmentation du CO_2_{atm} (effet max $\approx +0,56\%$). Plus encore, l'environnement pentu de la BMV par rapport à celui des PDL peut avoir atténué cet écart (valeurs $\delta^{13}\text{C}$ plus hautes sur la BMV que sur les PDL, pour le même climat). À l'inverse, l'hypothèse d'une possible fertilisation par le CO_2_{atm} de la plante (diminution du $\delta^{13}\text{C}$), qui accentuerait cet écart, ne doit pas être écartée (Donohue et al., 2013; Farquhar, 1997).

On observe ensuite que si la différence isotopique entre les deux phases de la BMV est bien soulignée (interprétée comme l'enregistrement de l'évènement « 8,2 ka »), l'écart des $\delta^{13}\text{C}$ moyens entre ces phases reste moins important que celui entre le Pléistocène et l'Holocène. Ainsi, si un évènement aride se produit bien vers 8,2 ka cal BP, il reste peu rigoureux en comparaison avec l'environnement sévère de certaines périodes du Paléolithique. On précise que l'évolution du CO_2_{atm} entre le Pléistocène et l'Holocène ne suffit pas à expliquer l'écart isotopique entre le $\delta^{13}\text{C}$ à « 8,2 » et pendant les phases rigoureuses du Paléolithique.

Enfin, on observe que les valeurs isotopiques obtenues pour la période historique des PDL sont proches de celle de la phase post-« 8,2 ka » de la BMV, qui pourrait caractériser soit une baisse

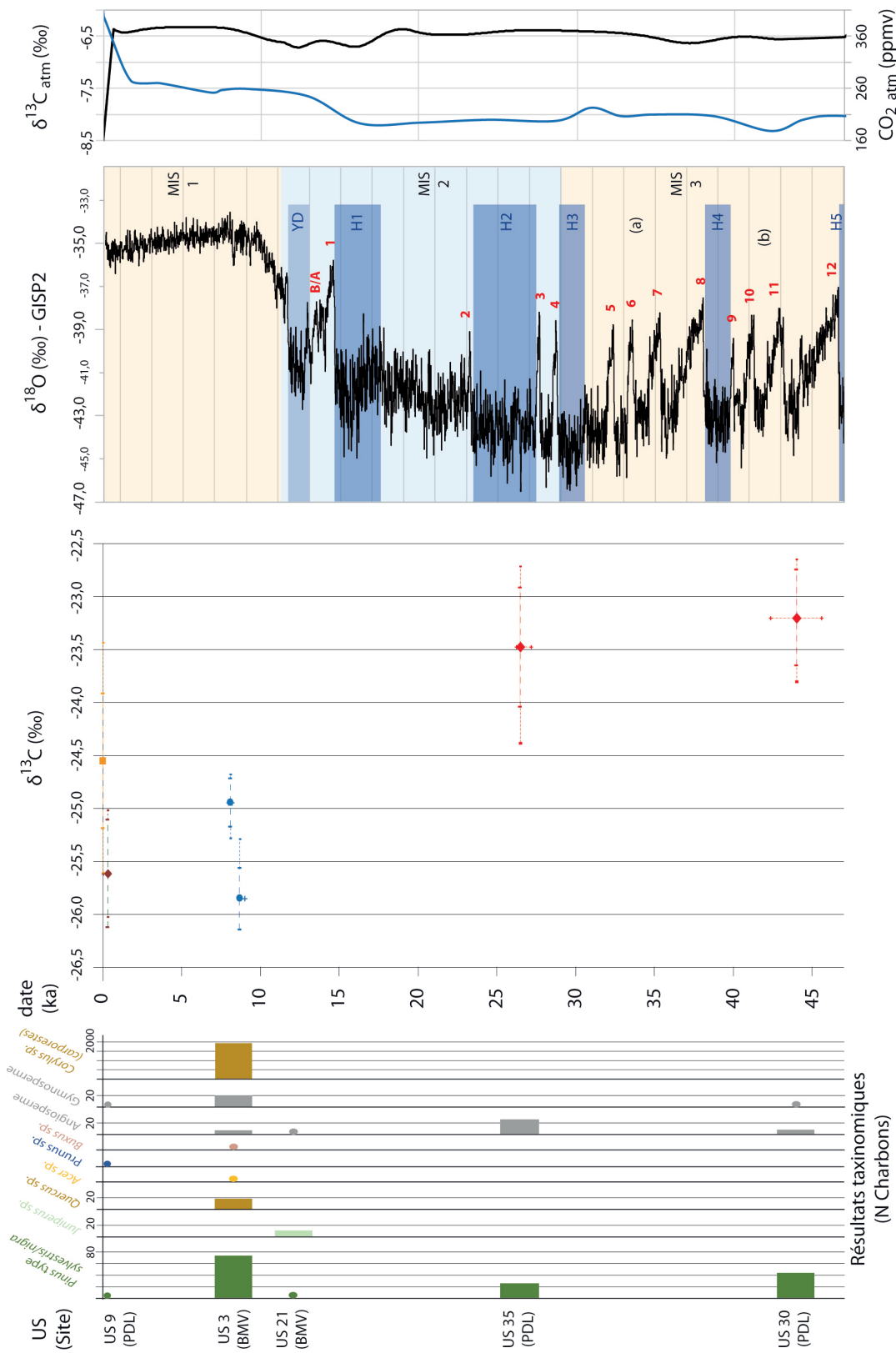


Figure C3.IV.4-1) Figure de synthèse des données anthracologiques et isotopiques obtenues pour l'étude de la moyenne vallée du Jabron, avec de gauche à droite : (i) les données anthracologiques, (ii) les données isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (rouge pour PDL-Paléolithique, rouge foncé pour PDL-Historique, bleu pour BMW, orange pour référentiel actuel) (iii) le signal $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte NGRIP sur l'échelle de temps GICC05modelext (Rasmussen et al., 2014), (iv) les valeurs atmosphériques $\delta^{13}\text{C}$ et CO_2_{atm} (Barnola et al., 1987; Eggleston et al., 2016). NB : l'augmentation des paramètres atmosphériques dès les périodes historiques, correspond à un manque de donnée de valeur pour ces dernières ; les augmentations sont en réalité associées aux deux derniers siècles uniquement.

des températures, soit une augmentation de l'humidité. La phase actuelle, indiquée par les valeurs du référentiel corrigé de l'impact atmosphérique (PdL, $\delta^{13}\text{C}$ moyen de $-23,79\text{ ‰}$), est caractérisée par un $\delta^{13}\text{C}$ moyen plus élevé que celui de la BMV syn- « 8,2 ka » (environnement plus sec et/ou plus chaud).

En synthèse, la représentation graphique renforce les différentes hypothèses proposées pour les différents sites : (i) des occupations paléolithiques dans des périodes plus arides qu'au Mésolithique, (ii) l'enregistrement d'un évènement « 8,2 ka » sec (moins rigoureux que les périodes paléolithiques), (iii) enregistrement d'une période froide et/ou humide entre 1650 et 1950 AD. Ainsi, ces observations sont corrélées avec des variations climatiques et environnementales à une échelle régionale, voire suprarégionale, qui s'étalent sur l'ensemble de la période étudiée (repris dans la synthèse environnementale ci-après, IV.4.1.b).

IV.4.1.c. Synthèse de l'histoire environnementale et climatique de la moyenne vallée du Jabron d'après l'étude taxinomique et isotopique des charbons

Dans cette partie, nous proposons une histoire générale de l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique fondée sur les données anthracologiques et isotopiques récoltées pour la moyenne vallée du Jabron et mis en relation avec les séquences continues discontinues dans la région (Sud-Est de la France à Nord de l'Italie).

MIS3 (première occupation paléolithique étudiée)

Dans notre étude, le MIS 3 est représenté par l'occupation de l'US 30 des PDL, datée entre 45,6 et 42,3 ka cal BP ($40,0 \pm 1,0$ ka BP). Les données anthracologiques et isotopiques suggèrent un climat froid et sec. Le paysage arboré devait être dominé par *Pinus* type *sylvestris/nigra*, certainement répartis dans un paysage majoritairement ouvert aux vues des données climatiques.

D'un point de vue régional, la première moitié du MIS 3 (Würm 2 dans la littérature) est représentée par un nombre limité de sites quand on se focalise sur la Provence, mais devient plus important dans la région rhodanienne, du Vaucluse et du Languedoc. Si cette période reste contrastée climatiquement, elle est marquée dans plusieurs sites par une augmentation de dépôts de cailloutis cryoclastiques indiquant une dégradation des conditions climatiques au moins sur une partie de la période sur de nombreux sites (Provence : Grotte au Prince, abri Mochi, Baume-Bonne, abri Breuil, Bau de l'Aubesier, Peyrards ; Languedoc : Esquicho-Grapaou, Charlots, Ioton, Hortus, Baumasse d'Antonègue) (de Lumley et al., 1973). Faisant suite à une période plus tempérée du début MIS 3, cette phase climatique plus rigoureuse s'amorce à partir de 55 ka cal BP et se termine vers 39 ka cal BP (Renault-Miskovsky, 1986). Ainsi, le site de Ioton (Gard) est caractérisé par une végétation steppique avec uniquement quelques aires de pins dès 45-55 ka cal BP (Meignen, 1976). Cette aridification continue jusqu'entre 45 et 39 ka cal BP contemporain de l'US 30), où on observe une ouverture maximum de la végétation sur la Bau de l'Aubesier (US 7 à 9) dans le Vaucluse, avec un milieu arboré dominé par *Pinus*, mais toutefois associé à quelques essences mésophiles (*Corylus*, *Tilia*, *Quercus*) (Renault-Miskovsky, 1966). Plus à l'Est, le même phénomène est observé sur les sites d'Hortus (phase V) et des Calmettes (ensemble VI, couches SI et S2) dans le Languedoc (de Lumley et al., 1973; Hoffert et al., 1973; Miskovsky, 1972; Renault-Miskovsky, 1976b, 1986). À l'opposé géographique, dans le complexe des Balzi

Rossi, plusieurs niveaux datés du Mousterrien final à l'Aurignacien inférieur sont associés à une végétation ouverte et un climat froid (Abri Mocchi, Abri Bombrini ; 40 à 45 ka cal BP) (Arobba and Caramiello, 2009; Bazile-Robert, 1979; Khatib et al., 2012; Renault-Miskovsky, 1972, 1986). Cette phase climatique froide est également observée à travers la faune de la couche 7 de la grotte du Prince (Arellano, 2009).

À une plus large échelle, on note que l'occupation de l'US 30 se situe au niveau de plusieurs fluctuations climatiques du milieu du MIS 3, marquées par la succession de réchauffement (associées aux événements D/O 12, 11 et 10) et des phases de refroidissement dont celle du Heinrich 4 (38-40 ka cal BP). Cette période se traduit dans les grandes séquences polliniques lacustres et marines, françaises et italiennes, à une période plus froide et sèche en moyenne associée à un environnement steppique, entrecoupée par des discrètes augmentations forestières vers les événements D/O 12, 11, 10 (principalement augmentation de la pinède, dans le sud de la France, et quelques essences plus mésophiles en Italie), et à l'inverse, particulièrement rigoureuses vers 39-40 ka cal BP (H5) (ex : Lac du Bouchet, Fimon, Lago Grande di Monticchio, Valle di Castiglione, Carotte méditerranéenne nord-occidentale) (Allen and Huntley, 2009; Beaudouin et al., 2007; Brauer et al., 2000; Follieri et al., 1989; Pini et al., 2010; Reille and Beaulieu, 1988, 1990).

Le MIS2 (deuxième occupation paléolithique étudiée)

Dans notre étude, le MIS 2 est représenté par l'occupation de l'US 35 des PDL, datée entre 27,2 et 26,2 ka cal BP ($22,4 \pm 0,2$ ka BP). Une nouvelle fois, les données anthracologiques et isotopiques suggèrent un climat froid et plutôt sec, mais probablement un peu plus humide que celui de l'US 30. Le paysage arboré devait également être dominé par *Pinus* type *sylvestris/nigra* répartis dans un paysage majoritairement ouvert (interprétation inférée des données climatiques). Ces données convergent par ailleurs avec les données malacologiques et de la faune des unités sus-jacentes (Julien, 2015; Szymanek, 2019).

Comme pour le MIS 3, la première moitié du MIS 2 est représentée dans la région par un nombre de sites relativement restreints, avec peu de données sur le paléoenvironnement de l'époque. Le nombre d'études devient toutefois plus important si on prend en compte les sites de région plus à l'Est (région rhodanienne, Vercors, Languedoc). Pour rappel, si cette période est caractérisée en grande partie par un climat froid/sec et un paysage ouvert, plusieurs événements et phases climatiques moins rigoureuses (principalement plus humides) ont favorisé le développement forestier (principalement vers D/O 3, 4 et 2, événements de Tursac et Laugérie) (Chapitre 1 – IV). En Provence/Ligurie-Est, pour les périodes contemporaines de l'US 30 (27,2 et 26,2 ka cal BP, Gravettien/Epigravettien), à l'exception d'un indice tenu d'aridification à travers la faune de la grotte aux Enfants (Balzi Rossi, Italie ; propos fondé sur un nombre restreint de pièces) (Moussous, 2013) le climat de cette période est principalement renseigné par les données sédimentaires, globalement froid et sec (de Lumley and Barral, 1976; Renault-Miskovsky, 1972). Toutefois plus à l'ouest, le site de référence de la Salpêtrière (Gard) est renseigné par le niveau gravettien C30 AB (autour de 26,5-25 ka cal BP, 21-22 ka BP) qui montre une phase froide et plutôt sèche (*Pinus* sp., *Betula* sp. et *Hyppophae rhamnoides*) (Bazile-Robert, 1979). On notera que cette observation pourrait également concorder avec la phase aride interprétée du signal isotopique de l'ensemble moyen de la Grotte aux Points (Chapitre 3 – III.3).

À une plus large échelle, on note que les occupations se situent au début de l'évènement Heinrich 2 (entre 27,2 et 26,2 ka cal BP ; US 35). Celui-ci est marqué par une phase climatique froide et relativement aride (Cacho et al., 1999a; Heinrich, 1988), en accord avec nos observations. Cette période s'observe également dans les données environnementales des séquences continues françaises et italiennes, représentée par une diminution du couvert forestier (ex : Lac du Bouchet, Fimon, Lago Grande di Monticchio, Valle di Castiglione, Carotte méditerranéenne nord-occidentale) (Allen and Huntley, 2009; Beaudouin et al., 2007; Brauer et al., 2000; Follieri et al., 1989; Pini et al., 2010; Reille and Beaulieu, 1988, 1990). Les calculs des paléoprécipitations d'après la séquence des Échêts (Rhône) et de la Grande Pile viennent confirmer la présence d'une phase aride du H2, principalement entre 27 et 25 ka cal BP (Guiot et al., 1989).

Tardiglaciaire

Le tardiglaciaire est à l'heure actuelle uniquement renseigné par les quelques indices anthracologiques de l'US 21 (13,6-13,3 cal BP) et le remplissage cryoclastique (phase D) à la BMV. Il est donc difficile de proposer une hypothèse fiable du climat et de l'environnement dans la région. On précisera toutefois, que les quelques indices obtenus pourraient concorder avec les données environnementales (malacologie, faune, microfaune, sédimentologie) obtenues sur le site de l'Abri Martin à une trentaine de km à l'Est (Gréolières, Alpes-Maritimes), avec une phase contemporaine de l'Allerød caractérisée par un climat moins rigoureux et des espèces de recolonisation (*Juniperus*, US 21 - BMV ; phase climatique froide à tempérée, couche 5 à 4, abri Martin), puis une période de grand froid contemporaine du YD (épisode cryoclastique, phase D, BMV ; environnement ouvert, couche 3 à marmotte, abri Martin) (Jeannet, 1980; Moigne and Binder, 2002).

Holocène

Le début de l'Holocène est étudié à travers l'étude anthracologique et isotopique de l'occupation mésolithique de l'US3 de la BMV. Pour rappel, les interprétations stratigraphiques et climatiques de celui-ci ont permis de proposer deux niveaux de fréquentations : (i) antérieur à l'évènement « 8,2 ka » (US 3, 8985-8611 cal BP) et (ii) vers l'évènement « 8,2 ka » (nouvelle attribution à la base de l'US 13, 8168-7971 cal BP) (Chapitre 3 – III.5). Ainsi, si les données anthracologiques suggèrent un environnement en mosaïque sur toute la période (coexistence de *Pinus* type *sylvestris/nigra*, *Quercus*, *Corylus*, *Acer* et possiblement *Buxus* sp.), l'étude isotopique souligne la présence d'un épisode aride vers la transition de l'US 3 et 13 (vers 8,2 ka cal BP).

Le cortège floristique observé, concorde avec l'évolution de la végétation pour le début de l'Holocène, avec la succession d'une colonisation progressive du pin (*Pinus* type *sylvestris/nigra*) vers les Alpes, suivie d'essences plus mésophiles comme le chêne (*Quercus* f.c.) et le noisetier (*Corylus* sp.) (Battentier, 2018; de Beaulieu and Jorda, 1977; Delhon et al., 2010; Heinz and Thiébault, 1998; Thiébault, 1988; Triat-Laval, 1978). Ce dernier en particulier, essence pionnière secondaire, est caractéristique de la période du début de l'Holocène (Pré-Boréale, Boréale), retrouvées dans de nombreux sites archéologiques et séquences naturelles jusque dans les hautes altitudes alpines ($\approx 1700\text{m}$) (de Beaulieu and Jorda, 1977; Finsinger and Tinner, 2007; Finsinger et al., 2006; Mocchi et al., 2008).

Quant au refroidissement vers 8,2 ka cal BP, celui-ci est bien documenté sur l'ensemble de l'Europe (Alley and Ágústsdóttir, 2005; Berger and Guilaine, 2009; Rohling and Pälike, 2005). Il se caractérise climatiquement par un épisode généralement plus froid, avec une augmentation de l'aridité au nord et sud de l'Europe ou une phase plus humide dans le centre (zone relativement étendue) (Alley and Ágústsdóttir, 2005). Toutefois, Berger et Guilaine soulignent dans le pourtour méditerranéen, une redondance des hiatus sédimentaires dans les grottes et abris, limitant l'enregistrement climatique de ce signal (Berger and Guilaine, 2009). Néanmoins, dans le Sud-Est de la France, cet événement est possiblement observé dans quelques rares séquences de la vallée rhodanienne (indices d'aridification à la Font des Pigeons avant un hiatus sédimentaire à « 8,2 ka » ; indices d'aridification vers « 8,2 ka » sur Les Bassières, Lalo) (Battentier et al., in press; Delhon et al., 2010; Thiébault, 1999). À l'inverse, plus au Nord, l'événement « 8,2 ka » se manifeste dans les sédiments du lac d'Annecy par une augmentation de l'humidité (Magny et al., 2003). On précisera malgré tout que l'hétérogénéité de l'expression climatique de cet événement questionne sur la possibilité d'un impact trop faible pour qu'il soit visible dans la végétation de certaines régions. Plus encore, l'étude approfondie de l'événement 8,2 ka a montré que celui-ci se caractérisait principalement par un fort contraste saisonnier qui a pu avoir un impact différent selon les végétations (cycles de croissance) (Alley and Ágústsdóttir, 2005). Dans ce cadre, l'enregistrement isotopique se présente comme l'une des alternatives aux méthodes botaniques classiques, pour renseigner des changements climatiques abrupts comme celui du 8,2 ka.

Enfin, la dernière partie de l'Holocène est renseignée à travers l'étude des charbons historiques des PDL (US 9) et de notre référentiel. Il est ainsi proposé que les relatives faibles valeurs des charbons de l'US sont associées à l'épisode froid du Petit Âge Glaciaire (XIV – XIX^{ème} siècle). À l'inverse, les hautes valeurs isotopiques du référentiel (PdL, $\delta^{13}\text{C}$ moyen de -23,79 ‰), plus proches des valeurs hautes de PDL (phase sec), peuvent être considérées comme le résultat de l'augmentation des températures et de l'aridité pendant ce dernier siècle.

Conclusion

En somme, la comparaison relative des signaux anthracologiques et isotopiques nous permet de discuter d'une partie de l'histoire environnementale et climatique du Paléolithique supérieur de la moyenne vallée du Jabron. Il a en particulier été souligné le potentiel d'enregistrement paléoenvironnemental de cette vallée, sur une longue période chronologique, dont certaines phases sont encore peu documentées à l'échelle régionale, voire du Sud-Est de la France (Ex : début H2, événement « 8,2 ka »).

Ainsi, il apparaît plus qu'intéressant de poursuivre les travaux dans cette vallée, non seulement en approfondissant l'étude croisée des charbons de bois (taxinomie, isotopie), mais également à travers les nombreuses études géomorphologiques et paléoenvironnementales déjà en cours dans la vallée. Cette approche multidisciplinaire pourrait ainsi apporter une séquence environnementale de référence pour la Préhistoire préalpine, qui fait défaut dans la région.

IV.4.2. Entité culturelle de la moyenne vallée du Jabron du Paléolithique moyen au Mésolithique

IV.4.2.a. Évolution technique et socio-culturelle du Paléolithique moyen au Paléolithique supérieur

Pour rappel, la moyenne vallée du Jabron s'intègre à l'Arc de Castellane et la région nord varoise, riches en matières premières siliceuses. Plus encore, les études pétrographiques des silex de la région soulignent l'exploitation et l'utilisation de celles-ci par les habitants de l'Arc Liguro provençal depuis le Paléolithique moyen et pendant le Paléolithique supérieur (Grimaldi et al., 2014; Marzin et al., 2016; Negrino and Starnini, 2003; Onoratini et al., 2007; Porraz, 2005; Porraz and Negronio, 2008; Porraz et al., 2010a; Rossoni-Notter, 2011; Simon, 2007; Tomasso, 2014, 2015; Tomasso and Porraz, 2016). Ainsi, outre l'apport d'informations locales sur la moyenne vallée du Jabron, notre étude devrait permettre d'approfondir le contexte environnemental et culturel de la préhistoire régionale, non seulement à travers l'évolution de celui-ci le long du gradient altitudinal pendant les périodes glaciaires (côtes à moyenne montagne), mais également dans le cadre de la mise en place d'une rupture culturelle avec le reste de la France au Paléolithique supérieur (système socio-culturel et technique Epigravettien, dynamique Est-Ouest avec l'Italie et l'Est de l'Europe), ou encore, par rapport au développement du deuxième Mésolithique Castelnovien dans la région (Voir Chapitre 3 – IV.1).

L'étude combinée (taxinomique et isotopique) des charbons de la moyenne vallée du Jabron a permis de préciser le contexte climatique et environnemental au cours des occupations (voir partie précédente IV.4.1.c). En particulier, les données récoltées pour les deux occupations paléolithiques (moyen et supérieur), viennent souligner la rigueur du climat pendant ces deux phases (encore plus aride pour la phase du Paléolithique moyen). Cette observation générale soulève l'hypothèse d'une occupation de l'Arc de Castellane même pendant les périodes les plus rigoureuses du Würm. La bonne qualité des silex préalpins (« Arc de Castellane ») et la relative proximité de ceux-ci par rapport aux sites de la côte ont conduit à faire de l'Arc de Castellane, une zone d'approvisionnement pérenne sur l'ensemble du Pléistocène supérieur, malgré les inconvénients environnementaux à certaines périodes (climat rigoureux, steppes peu boisées, neige). Toutefois, l'absence de glacier dans les vallées préalpines varoise, jusqu'à Castellane (Tiercelin, 1977), a certainement favorisée l'accessibilité aux gîtes de matière première de la région.

Par ailleurs, si la présence de cette circulation nord-sud (moyenne montagne au littoral) dans l'approvisionnement de matière première est attestée depuis le Paléolithique moyen (Onoratini et al., 2007; Porraz, 2005; Porraz and Negronio, 2008), il est intéressant de noter qu'elle ne prend pas la même place dans le modèle économique entre le Paléolithique Moyen et le Paléolithique supérieur (Grimaldi et al., 2014; Tomasso, 2014, 2015; Tomasso and Porraz, 2016). En effet, une rupture nette des schémas d'approvisionnement est observée à la fin du Paléolithique moyen (Moustérien/Proto-Aurignacien), avec le passage d'une exploitation préférentielle des matières premières locales de faible qualité (ex : rhyolithes, microquartzite) à un élargissement important de l'air d'approvisionnement privilégiant des silex d'extrêmement bonne qualité (ex : silex bédoulien dans la Provence Occidentale), observé sur plusieurs sites de la région (ex : grotte

de l'Observatoire et Riparo Mochi et Bombrini sur le littoral ; Chapelle Sainte-Pétronille dans Préalpes nord-varoises) (Marzin, 2015; Marzin et al., 2016; Porraz, 2005; Porraz and Negronio, 2008; Tomasso and Porraz, 2016). Cette importance des matières premières lithiques dans le modèle économique se poursuit également sur le Gravettien puis dans l'Épigravettien régional ; celle-ci conduit ainsi à une augmentation de l'exploitation des silex locaux ou nord-varois, de relativement bonne qualité et à une place centrale dans la région (ex : Balzi Rossi, grotte de la Péguière, abri Martin, Monte Frignone et Isola Santa) (Tomasso, 2014, 2015; Tomasso and Porraz, 2016). Dans ce cadre, l'exploitation des silex de l'Arc de Castellane ne prend pas la même place dans le schéma d'approvisionnement selon les périodes, tantôt zone d'approvisionnement la plus éloignée et de meilleure qualité pendant le Paléolithique moyen, tantôt zone centrale dans un schéma d'approvisionnement plus complexe s'étendant des Apennins jusqu'au Vaucluse au Paléolithique supérieur (Grimaldi et al., 2014; Negrino and Starnini, 2003; Porraz, 2005; Porraz and Negronio, 2008; Tomasso, 2015; Tomasso and Porraz, 2016). Ainsi, les fréquentations de la moyenne vallée du Jabron, même pendant les périodes rigoureuses du Pléistocène supérieur, soulignent la place centrale qu'a pu représenter l'Arc de Castellane dans le développement et les évolutions du système technique et économique (voir culturelle) du Paléolithique moyen au Paléolithique supérieur.

IV.4.2.b. *Occupations de la moyenne vallée du Jabron au Mésolithique*

Enfin, l'utilisation de notre approche a également permis de réévaluer l'évolution chronostratigraphique de la Baume de Monthiver et de lui associer un cadre environnemental et climatique précis (autour de l'événement « 8,2 ka »). Ce cadre concorde par ailleurs avec l'étude préliminaire du lithique de l'abri de l'US 3, attribué à une tradition technique sauveterrienne anté- « 8,2 ka » (percussion direct) (Porraz et al., 2017) et contemporaine d'autres occupations sauveterriennes dans la région (Ex : Font aux Pigeons, Agnels, Église, Mians, Montclus) (Binder, 2013; Binder et al., 2017; Brochier and Livache, 2004; Guilbert, 2003; Perrin, 2009; Perrin and Defranould, 2016). Cette chronologie questionne alors l'attribution du matériel lithique dans la partie supérieure de l'US 13 (post « 8,2 »).

En effet, si la première moitié du IX^{ème} millénaire cal BP est encore marquée par la présence de sites sauveterriens (Visentin, 2017), une transition culturelle s'amorce vers le faciès culturel du Castelnovien vers 8450 cal BP (6500 cal BC) (Ex : Mourre de Sève, Font des Pigeons, La Grande Rivoire) (Angelin et al., 2016; Binder, 2013; Binder et al., 2017; Perrin, 2009). Dans une suite chronologique, l'industrie lithique des occupations de la Baume de Montclus autour de l'évènement « 8,2 ka » (8144-7824 cal BC) est interprétée comme l'apparition d'un 2nd Castelnovien (Binder et al., 2017). Certains auteurs n'excluent pas qu'il soit possible que ce faciès succède à un faciès de transition entre le premier Mésolithique et le second (entre 8450 et 8250 cal BP ; Sauveterrien/Castelnovien) (Perrin and Defranould, 2016). L'expansion du Castelnovien se serait d'abord focalisée sur le littoral de la Méditerranée - Provence - Alpes rhodaniennes, avant de s'étendre plus tardivement dans un large territoire, entraînant de nouveaux contacts entre des populations castelnoviennes et sauveterriennes autochtones et la création de faciès mixtes (possibilité d'un mélange post-dépositionnel n'est pas rejeté) (*Ibid*). Cette hypothèse convergerait

également avec l'observation l'intensification de groupes porteurs de traditions castelnoviennes vers le Nord des Alpes vers 8,2 ka cal BP (Perrin, 2009). Cependant, l'occurrence de sites castelnoviens ancien, voir évolué, dans un large territoire, avant même l'événement 8,2 ka cal BP, contredit l'hypothèse d'une incidence de ce dernier sur le développement du Castelnovien de la fin du XI^{ème} millénaire cal BP (Binder, 2013). Plus encore, à l'heure aucune preuve n'indique que des groupe sauvetterien est perdurés jusqu'à cet événement (Angelin et al., 2016; Binder, 2013; Binder et al., 2017; Perrin, 2009).

Suivant cette chronologie, le haut de l'US 13 devrait être contemporain d'occupations Castelnoviennes. Cependant, les premières observations du lithique de celle-ci tendent à proposer une occupation du 1^{er} Mésolithique. Ce qui nous amène pour l'heure à suggérer que le haut de l'US 13 corresponde en réalité au remaniement des US 2 et 1 (Sauvetterienne). Les occupations de la Phase B' de Monthiver seraient donc uniquement attribuées à des groupes sauvetteriens récents, sans que de réelle transition 1^{er} Mésolithique /2nd Mésolithique (Sauvetterien/Castelnovien ; 1^{er} Castelnovien/ 2nd Castelnovien) n'est été enregistrée à travers le lithique, et ce, malgré la date récente des dépôts de la base l'US 13 (événement « 8,2 »). Cette observation pourrait alors concorder avec une expansion du Castelnovien tardive dans certains territoire (Perrin, 2009; Perrin and Defranould, 2016; Visentin, 2017).

V. LE DÉBUT GLACIAIRE DU STADE ISOTOPIQUE 5 ET SES ÉVOLUTIONS DANS LE NORD-EST DE LA FRANCE : ÉTUDE ISOTOPIQUE DU SITE DE MUTZIG

Pour rappel (voir chapitre 1 – IV pour plus de détails), le début glaciaire du stade isotopique 5 est divisé en plusieurs périodes (a à d) marqués par d'importantes évolutions environnementales et climatiques. Actuellement, l'évolution générale de cette période en France et en Allemagne (zone frontalière) est principalement connue par les grandes séquences continues continentales (La Grande Pile, les Échets, Beerenmösl, Jammertal, Füramoos, Samerberg) (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989, 1992; Grüger, 1979; Helmens, 2014; Klotz et al., 2003; Klotz et al., 2004; Müller et al., 2005; Müller et al., 2003; Pons et al., 1992; Wohlfarth, 2013). Ces informations sont complétées par les études paléoenvironnementales des formations fluviales et/ou lœssiques largement représentées dans le Nord et le Nord-Est de la France (Antoine, 2002; Antoine et al., 2016; Antoine et al., 1994; Antoine et al., 2002; Coutard et al., 2018; Hatté and Schwartz, 2003; Lautridou et al., 1985; Moine et al., 2011; Rousseau, 1987). Toutefois, au contraire du Sud ou du Nord de la France, les séquences archéologiques au Nord-Est sont peu représentées, tantôt ponctuellement associées aux dépôts fluviaux/lœssiques, tantôt aux séquences en abris et grottes. Celles-ci d'inscrivent néanmoins dans les études paléoenvironnementales du MIS 5 de la région (données locales ; Ex : Mutzig, Achenheim) (Detrey et al., 2010; Heim et al., 1982; Koehler and Wegmüller, 2016, 2019; Koehler et al., 2016; Lautridou et al., 1985; Sommé et al., 1986; Wernert, 1957; Wuscher et al., 2017).

L'étude du site de Mutzig s'inscrit dans celle de l'évolution culturelle et paléoenvironnementale de l'Alsace au Paléolithique moyen, voire à plus large échelle du Nord-Est de la France et de l'Europe rhénane. La région alsacienne est centrée sur le fossé rhénan (autour du Rhin) dont le remplissage fluvial et lœssique est à l'origine des plaines d'Alsace. Celles-ci sont délimitées (i) au Sud par le massif du Jura calcaire/cristallin, (ii) à l'Est par le massif de la Forêt Noire cristalline et (iii) à l'Ouest par le massif des Vosges (Hautes Vosges cristallines et les Vosges du Nord gréseuses). Les plaines de l'Alsace sont principalement connectées au reste du territoire par (i) la trouée de Belfort vers le Sud-Est, (ii) la rupture entre « Hautes-Vosges / Vosges centrales / Vosges du Nord » vers les plateaux lorrains, et enfin, (iii) par la continuité au Nord des plaines rhénanes jusqu'à Francfort (connectées aux plateaux de l'Allemagne central). La région est principalement sous l'influence d'un climat continental à montagnard, avec une végétation actuelle de type collinéen et montagnard (voire subalpin).

Du point de vue archéologique, la région du Grand Est apparaît au premier abord comme relativement pauvre en sites du Paléolithique moyen. Toutefois, dans le cadre du récent PCR PCR PaleoEls « Le Paléolithique et Mésolithique de la plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes » (dir. P. Wuscher), la révision des données bibliographiques et de la base nationale *Patriarche* ont montré que l'Alsace était relativement riche d'indices d'occupations et de séquences potentielles (Wuscher et al., 2017) (Figure C3.V-1). Ces observations appuient sur la nécessité de mettre à jour et d'approfondir les études sur le Paléolithique moyen de la région, où les études de Achenheim et Mutzig font figure d'exception (longues séquences, approches multidisciplinaires

approfondies, datation TL/OSL/ESR) (*Loc. cit.*). Par ailleurs, la position géographique de la région et les particularités techniques de ses industries intègrent le Moustérien Alsacien dans des problématiques culturelles plus larges : déplacements et échanges outre-Rhin, vers le nord de la France et la Franche-Comté (Farizy, 1995; Koehler et al., sous presse; Locht and Depaepe, 2015).



Figure C3.V-1) Carte du recensement des sites archéologiques du Paléolithique moyen obtenue dans le cadre du PCR PaleoEls « Le Paléolithique et le Mésolithique de la plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes » (Wuscher et al., 2017).

Si l'objectif premier de notre étude reste l'analyse du potentiel de la méthode isotopique sur charbon, les données obtenues doivent permettre ; (i) d'approfondir les questions de l'évolution

environnementale de la région et (ii) d'appréhender l'évolution de l'identité moustérienne à cette période, à travers les questions de la collecte du bois ou de la mobilité des Néandertaliens.

V.1. Contexte du site archéologique de Mutzig

V.1.1. Contexte géographique et rapide historique de fouilles

Le site de Mutzig se situe à l'embouchure de la vallée de la Bruche sur la commune de Mutzig (Bas-Rhin, 67190), entre les Hautes Vosges cristallines au sud et les Vosges Centrales gréseuses au nord (Detrey et al., 2010; Koehler et al., 2016). Situé à environ 200 m d'altitude et à 700 m au Nord-Est de la Bruche, le site se trouve au pied d'une falaise de 150 m sur le versant sud du massif du Felsbourg (398 m) composé des grès du Buntsandstein (où le site est creusé) et des calcaires du Muschelkalk (Figure C3.V-1). Mutzig se présente comme un ancien abri sous-roche dont le porche, aujourd'hui effondré, s'ouvrait vers le sud. Sa position géographique devait alors ressortir comme une zone idéale pour la chasse de la grande faune : (i) à l'interface des grandes plaines de l'Alsace, (ii) protégé par un massif montagneux, (iii) dans des conditions d'exposition favorables et (iv) situé sur le lieu de passage obligé des animaux vers le massif des Vosges (« goulet d'étranglement »). La présence de la Bruche a également pu permettre la mise en place de marécages favorables aux piégeages des animaux (Koehler et al., 2016).

La découverte du site survient en 1992 lors de travaux d'aménagement chez un privé (Mr. Wipf) qui font apparaître plusieurs éléments lithiques et fauniques attribués au Paléolithique moyen. Cette découverte sera alors suivie par une opération de sauvetage en 1992 (secteur M1 ; dir. Jean Sainty) puis une nouvelle expertise en 1993 (secteur M2 – 10 tranchées ; dir. Jean Sainty) (Sainty, 1992; Sainty et al., 1993). L'ensemble de ces opérations se révéleront positives (lithique, grande faune) avec plusieurs niveaux archéologiques en place attribués au Paléolithique moyen (*Ibid*). Une première campagne triennale de prospections thématiques sera entreprise entre 1994 et 1996, constituée de plusieurs sondages sur le massif de Felsbourg et de nombreuses prospections (archéologiques et pétrographiques) (Sainty et al., 1996). Cette première triennale donnera une première image extensive des occupations et permettra de définir le site comme un lieu de fréquentations saisonnières durant le Paléolithique moyen (d'après les données de la première collection lithique et faunique riche du site de Mutzig) (*Ibid*). À la suite de ces nombreuses découvertes, des fouilles programmées sont entamées en 2009 dans le secteur M2 (zone avec le diagnostic le plus riche en matériel) sous l'impulsion d'Archéologie Alsace et de plusieurs collaborateurs nationaux et internationaux : universités de Bâle (Suisse), de Cologne (Allemagne), de Strasbourg, Lille et du Museum National d'Histoire Naturelle (Detrey et al., 2011; Hauck et al., 2012; Koehler and Wegmüller, 2016, 2019; Koehler et al., 2013) (Figure C3.V-2). Cette richesse institutionnelle a permis d'inscrire le site dans un programme pluridisciplinaire intégrant de nombreuses études paléoenvironnementales (anthracologie, paléontologie, zooarchéologie, malacologie, géomorphologie, géophysique, *etc.*). Plus encore, la puissance de la stratigraphie et la surface protégée par l'ancien porche permettent d'investiguer les évolutions temporelle et spatiale du mode de vie des Néandertaliens.



Figure C3.V-2) Photo de la surface principale des fouilles de Mutzig en 2019 (Vue du sud-ouest).

Dans un premier temps, la problématique de fouille visait à comprendre la succession chronostratigraphique des occupations du site, révélées par le sondage de la zone en 1993 (Sainty et al., 1993). Par la suite, la fouille planimétrique s'est successivement mise en place par secteurs (7 zones ; pour environ 50 m² fouillés) (Koehler and Wegmüller, 2016, 2019; Koehler et al., 2013) (Figure C3.V-3). Les fouilles suivent un protocole standard avec, (i) un système de carottage métrique (géolocalisé), (ii) des fouilles par décapage, (iii) un enregistrement des coordonnées dans l'espace des vestiges archéologiques, et enfin, (iv) un tamisage à petite maille pour l'ensemble du sédiment, essentiel pour une bonne étude de la microfaune ou anthracologique. Toutefois, devant le manque de charbons dans les refus de tamis, pourtant observés à la fouille, le tamisage a rapidement été complété avec une étape de flottation pour 1 carré sur 2. Malgré cela, devant le manque de charbons récoltés, il a été décidé de récupérer des petits échantillons de sédiments riches en charbons à la fouille et de les soumettre à une flottation individuelle, tout en continuant le tamisage ou la flottation du reste du sédiment.

V.1.2. Contextes sédimentaire et chronoculturel

V.1.2.a. *Contextes sédimentaire et stratigraphique du site*

La dynamique de remplissage de l'abri est relativement homogène sur une grande partie de la stratigraphie, jusqu'à la zone de colluvions de l'US 4 (Wuscher, 2019). Dues à la forte similarité

sédimentaire des US (matrice sableuse rougeâtre), les délimitations stratigraphiques se sont faites en partie grâce à l'évolution des concentrations et aux ambiances techno-pétrographique du matériel lithique et des restes de faune (conservation et concentration) (Koehler and Wegmüller, 2016, 2019). La dernière année, l'excavation d'un minisonnage qui relie l'ancien sondage de Jean Sainty et les zones F et B (Figure C3.V-3), mais aussi l'étude des remontages lithiques, ont permis de proposer une succession stratigraphique fiable des dépôts de Mutzig (Koehler and Wegmüller, 2019) (Figure C3.V-4).

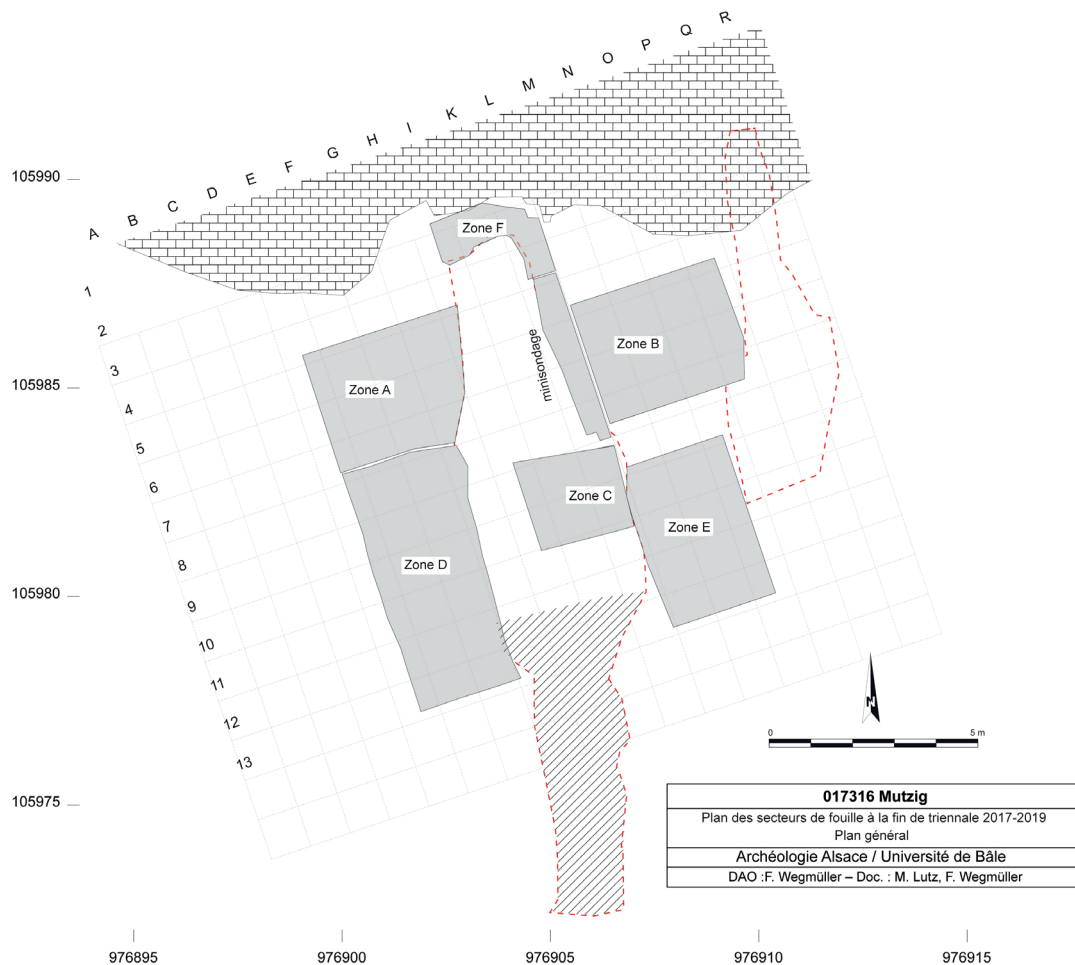


Figure C3.V-3) Plan des secteurs de fouille de Mutzig à la fin de la triennale 2017-2019 (DAO : F. Wegmüller).

La succession stratigraphique du site s'organise autour du grand bloc central (base non-atteinte ; bloc d'effondrement ou en place ?) avec une géométrie en dôme associée à un petit thalweg et des niveaux lités à l'arrière de l'abri (évolution des dépôts en fonction des zones de dépôts préférentiels et de l'avancée du porche) (Wuscher, 2019) (Figure C3.V-4). On observe de haut en bas :

- La couche 1 à 3 (Toutes zones) ; elles sont constituées de sables moyens à fins rouges, noncalcaires, relativement homogènes entre les US. La présence de gros blocs successifs dans ces couches peut correspondre à la signature des dernières phases d'effondrement de l'abri. Le matériel archéologique y est peu représenté (semblable à celui du reste de la fouille).
- La couche 4 (Toutes zones) : elle est constituée de graviers et cailloux hétérogènes dans une matrice sableuse rouge, noncalcaire. On note la présence de lits sans qu'une organisation soit réellement observée. Le matériel archéologique y est peu représenté (semblable à celui du reste de la fouille).
- La couche 5 (Toutes zones) ; elle est constituée de sables moyens à fins brun gris sombre, noncalcaire, sans structure particulière. Quelques lits plus sombres y sont observés. Cette première couche est « en place » et moyennement riche en artefacts.
- La couche 7a ou « 7a-7c supérieure » (Zone B, A, C, minisonnage) ; elle est constituée de sables moyens à fins rouges, noncalcaire. Certainement constituée de plusieurs occupations, cette couche est riche en matériel. Toutefois, les ossements y sont mal conservés et souvent retrouvés dans des croûtes de calcaire indurées (forte variété faunique, beaucoup de mammoths). Elle surmonte par endroits des niveaux charbonneux avec au sommet des sédiments blanchis (cendres ?) signe d'une activité de combustion.
- La couche 7c1 (Zone B, C, minisonnage) ; elle est constituée de sables moyens à fins rouges, noncalcaire. Cette couche s'est révélée très riche en vestiges archéologiques. Ces derniers sont mieux conservés que dans la couche 7a et différents taxinomiquement (moins de mammoth et grande faune) et pétrographiquement (lithique).
- La couche 7c1/7c2 (Zone B, minisonnage) ; elle représente un possible petit niveau stérile sableux rouge qui semble séparer les couches 7c1 et 7c2. On y retrouve également quelques petites plaquettes en grès.
- La couche 7c2 (Zone B, C, minisonnage) ; elle est très proche de la couche 7c1 (sables moyens à fins, rouges). Elle est également riche en matériel et se distingue en particulier par la présence importante d'ossements de rennes (carcasses entières).
- La couche 7c2/7d (Zone B, minisonnage) ; elle se caractérise par une augmentation de la granulométrie de la matrice (très sableuse), toujours assez rouge. Elle apparaît comme stérile archéologiquement et riche en microfaune.
- La couche 7d (Zone B, minisonnage) ; elle est constituée de sables moyens à fins roses, noncalcaire. Elle se démarque par la très forte concentration de matériel archéologique, dont l'essentiel est brûlé (lithique, os et charbons ; forte susceptibilité magnétique).
- La couche 7d/f (Zone C ; minisonnage) ; appréhendée pendant le petit sondage de moins d'1m² (extrapolation au sondage de la Zone C), elle est constituée de sables

moyens à fins roses, noncalcaire, avec quelques lamines de sables grossiers lavés. Elle est peu riche en matériel.

- La couche 7f (Zone C ; minisonnage) appréhendée pendant le petit sondage de moins d'1m² (extrapolation au sondage de la Zone C), semblable à la couche 7d (sables moyens à fins roses), cette couche est très riche en mobilier archéologique, dont une majorité brûlée (lithique, os et charbons)
- La couche 7g (Zone C ; minisonnage) appréhendée pendant le petit sondage de moins d'1m² (extrapolation au sondage de la Zone C), elle est constituée de sables moyens à fins roses, avec des lits de sable grossiers et gravillons. La limite inférieure est diffuse et dans l'ensemble, ce niveau est moins riche en matériel archéologique que le précédent.
- La couche 7h (Zone C ; minisonnage) ; appréhendée pendant le petit sondage de moins d'1m² (extrapolation au sondage de la Zone C), elle est constituée de sables moyens à fins roses, avec quelques lamines sombres (oxydes de manganèse) et quelques sables grossiers et gravillons (matrice carbonatée). Ce niveau apparaît vierge de matériel archéologique, avec quelques coprolithes de carnivores.
- Les couches 10 et 11 (Zone C) ; uniquement appréhendées au sein d'un sondage de 2 m². La couche 10 est constituée de sables moyens à fins et de limons argileux, avec gravillons et graviers lâches plus ou moins alignés. Elle se distingue par sa matrice plus sombre, brun grise. Sa base est plus riche en matériel archéologique. La couche 11 relativement proche, présente des blocs importants et un matériel mieux conservé que dans la couche 10.

Les particularités des dépôts du fond de l'abri rendent actuellement difficile les correspondances stratigraphiques avec le reste de l'abri. Ces dépôts de fond d'abri, certainement postérieures aux dépôts de C7g, sont définis par plusieurs petits sous-ensembles de sables moyens/fins plus ou moins consolidés : r1 (galets et fragments de grès obliques), r2 (lité, alignement de sables de grossiers et gravillons) r3 (plus meubles, lités, galets et fragments de grès), r4 (pas d'organisation, fragments de grès et galets) et fl (laminé, avec des niveaux plus limono-argilo-sableux, quelques lits de sables grossiers et de gravillons).

On précisera que, la bonne conservation des vestiges dans cette zone gréseuse est certainement due à l'infiltration d'eau riche en calcaire, liée à la formation de Muschelkalk (Wuscher, 2019). Par ailleurs, malgré le fort pendage des couches et le climat froid au moment des dépôts, les épisodes de ruissellement et gel attendus sont peu présents. Un apport régulier de sables a donc certainement permis la bonne conservation des vestiges et leur faible déplacement.



Figure C3.V-4) Coupe stratigraphique Nord/sud, dans l'axe de la tranchée de Saintry (Relevé et DAO : P. Wuscher).

V.1.2.b. Contexte chronologique

Concernant la chronologie des dépôts et des fréquentations du site, les processus géomorphologiques, mentionnés ci-dessus, tendent à montrer des phases de remplissage relativement rapides (bonne conservation des vestiges et faible déplacement, malgré une pente importante et des épisodes de gel/dégel ou ruissellement probable) (Wuscher, 2019).

Au total, 10 dates absolues ont été réalisées sur le site (7 OSL et 3 U-Th/ESR) (Preusser et al., 2017). Les dates OSL situent la mise en place de dépôts vers 80-90 ka BP, quand les dates ESR/U-Th proposent des occupations vers 95-100 ka BP. Toutefois, l'inversion des dates (dates plus récentes vers le bas) et les forts écarts-type ne nous permettent pas de préciser la chronologie. Ainsi les datations obtenues situent le site entre 80 et 100 ka BP entre les stades isotopiques du MIS 5c et 5a, au début du Weichselien. Elles confirment également le remplissage relativement rapide et la sub-contemporanéité des niveaux.

V.1.2.c. Evolution culturelle et fonction du site

La richesse et la bonne conservation du matériel lithique de Mutzig a permis une étude techno-typologique et pétrographique unique pour la région et fait l'objet d'une thèse en cours (Diemer, S.) (Diemer, 2015, 2019). Des évolutions dans le système technique et les modèles d'approvisionnement ont été observées au cours des occupations. Ainsi, les couches inférieures 7d et 7f se distinguent de l'ensemble 7c, lui-même distinguable des couches supérieures jusqu'à C5 (voir C7a). On observe alors respectivement le passage d'outils soignés, sur des supports prédéterminés souvent allongés (C7d et f), la production d'éclats fins par débitage Levallois centripète avec de nombreux racloirs (C7c), et enfin des débitages variés avec des outils variés (racloirs, encoches et denticulés) (C5 et 7a). On précisera que les difficultés de l'étude tracéologique (faible nombre de données ; quelques traces de découpe, raclage), n'ont pas permis d'approfondir les interprétations (Claud, 2019), mais un master est en cours sur ces problématiques (Burcet, T.). Au contraire du système technique, les variations des matières premières exploitées entre les couches sont relativement tenues, avec des roches très variées provenant d'un environnement local (Diemer, 2019; Rebmann, 2005). On note toutefois, que le silex, absent ou rare dans la majorité des couches, apparaît très abondant dans le C7a associé à des éclats Levallois retouchés, emportés hors du site (Diemer, 2019). En somme, la densité du matériel, le débitage *in situ* et la présence d'outils utilisés sont en faveur d'un camp résidentiel saisonnier récurrent. La présence de pièces investies techniquement est également observée sur la couche 7d (*Ibid*). De plus, l'emport de pièces investies techniquement et la présence de silex originaire du massif nord jurassien permettent d'inscrire ce site dans une gestion du territoire complexe (*Ibid*).

Comme pour le lithique, le matériel faunique montre en général une très bonne conservation (dépend des unités ; matériels altérés dans la couche 7a) et a également fait l'objet d'une thèse de doctorat (Sévêque, 2017, 2019). La faune retrouvée sur le site est variée, composée de plusieurs classes d'herbivores et carnivores (mégafaune à petite faune). La faune herbivore est majoritairement représentée par le renne, le mammoth et le cheval, secondairement par le bison, le rhinocéros, le cerf, le mégacéros, le chamois et le lièvre (répartition faunique inégale selon

les couches). Les carnivores sont quant à eux représentés par l'ours, le lion, le loup et le renard. La majorité de la faune herbivore montre des traces d'exploitations humaines (trace boucherie, pelleterie, possible utilisation des dents de mammoth comme percuteur ou billot et possible industrie osseuse) (*Ibid*). La présence de zones humides à l'évasement de la Bruche dans la plaine du Rhin devait favoriser le piégeage de la grande faune. L'étude des pièces osseuses indique un transport de carcasse fraîche, entière ou seulement en partie selon la masse de celles-ci. Les activités de boucherie étaient ensuite réalisées *in situ* (démembrement, décharnement, dépouillement, récupération de la moelle, langue, cervelle, etc.) (*Ibid*). Au contraire, aucun indice direct ne permet de proposer une exploitation humaine des carnivores (seul des indices tacites). Dans le même temps, on observe une faible intervention de carnivores sur les ossements. L'ensemble de ces données est en faveur de l'hypothèse d'un site résidentiel avec une importante activité de boucherie. La présence d'ossements de fœtus de rennes tend à proposer une occupation autour de la fin de la mauvaise saison (saison de mise bas, présence de petits troupeaux séparés des mâles) pour certains niveaux (*Ibid*).

Enfin, on précisera que les niveaux comprenant le plus de vestiges brûlés sont associés à des couches riches en rennes (C7d et 7f), avec une faune brûlée essentiellement représentée par des modules de grandes tailles (altération des vestiges plus petits au feu ? utilisation spécifique des gros modules pour renouveler moins régulièrement le feu ?) (Sévêque, 2019). Par ailleurs, l'étude approfondie des vestiges brûlés de la zone de combustion ST1 (C7a) a permis de proposer l'hypothèse d'un usage de l'os comme combustible (mis au feu d'ossement à l'état frais). L'hypothèse que la mise au feu des ossements fasse partie d'un entretien du site ne peut toutefois pas être exclue (Smolderen, 2019).

V.1.3. Contextes climatique et environnemental actuels et disponibilité des matières

Comme mentionnée précédemment, la position géographique du site de Mutzig le place à l'interface entre le début des Vosges et les plaines. Le Bas-Rhin est aujourd'hui représenté par un climat de type semi-continental, avec des influences continentales, océaniques et montagnardes. Les températures moyennes sont relativement basses mais avec une forte amplitude. La pluviométrie est également basse, mais la présence du Rhin offre une humidité relativement haute à la région (en particulier vers le Ried, zone marécageuse). Les différentes influences climatiques et l'hétérogénéité des paysages autour du site se traduisent par une véritable mosaïque des écosystèmes. On retrouve ainsi trois zones principales :

- Vers les plaines du Rhin : cette zone est aujourd'hui fortement anthropisée avec de nombreuses agglomérations et zones cultivées. Le climat est frais et humide (mais peu de pluie), le développement du sol est relativement bon et la végétation boisée est hétérogène avec le mélange de feuillus et résineux ou de la ripisylve : hêtre, chêne, pin, charme, bouleau, épicéa, frêne, aulne principalement (*Fagus* sp., *Pinus* sp., *Quercus* sp., *Carpinus* sp., *Betula* sp., *Picea* sp., *Fraxinus* sp., *Alnus* sp.)

- Vers les collines sous-vosgiennes : cette zone intègre l'emplacement du site. La zone est plus boisée et le climat est légèrement plus frais que dans les plaines (même développement du sol). La végétation oscille entre forêt à mélange de feuillus et de conifères, en partie selon l'exposition des versants ou zone de ripisylve : hêtre, chêne, charme, pin, frêne, noisetier, épicéa, bouleau, principalement (*Fagus* sp., *Quercus* sp., *Carpinus* sp., *Pinus* sp., *Fraxinus* sp., *Corylus* sp., *Picea* sp., *Betula* sp.). Plus localement, si le massif de Felsbourg au niveau du site est principalement représenté par une forêt à mélange de feuillus, on note la présence de nombreux *Robinia* sp. et *Pinus* sp. au sommet du massif. De plus, le versant nord du massif de Drei spitze au sud de la Bruche possède un lambeau de forêt d'épicéa/sapin (*Picea* sp./ *Abies* sp.).
- Vers les Vosges gréseuses : cette zone est marquée par la mise en place des reliefs et d'un climat plus froid. La végétation évolue selon l'altitude, l'exposition des versants, la distance de cours d'eau et le développement des sols (pente). On retrouve ainsi plusieurs formations, avec des forêts fermées de feuillus mixtes, dominées par le chêne, le hêtre ou le douglas et des pinèdes, sapinières ou pessières de plus en plus présentes vers les hauteurs : hêtre, sapin, épicéa, sorbier, bouleau, pin, chêne, érable, douglas, charme (*Fagus* sp., *Abies* sp., *Picea* sp., *Sorbus* sp., *Betula* sp., *Pinus* sp., *Quercus* sp., *Acer* sp., *Pseudotsuga* sp., *Carpinus* sp.).

La diversité géologique dans la vallée de la Bruche offre une grande variété de matières premières (silex, quartz, phtanite, rhyolithe) (Diemer, 2019). Les ensembles magmatiques et sédimentaires (Dévonien et Permien) des Vosges offrent ainsi plusieurs affleurements à moins de 15 km (Rebmann, 2005) ; les matières premières (phtanite, rhyolite) étaient exploitées sur place ou récoltées dans la Bruche à la suite de leur charriage (accumulation à la réduction du lit avant les plaines) (Sainty, 1992). La zone de Mutzig, quant à elle (moins de 2 km du site), est marquée par la présence d'affleurements de silex associés aux calcaires du Muschelkalk (petite plaquette, <5cm) (Diemer, 2015, 2019). La zone de Mutzig est également associée à plusieurs faciès riches en quartz (*Ibid*).

V.1.4. Précédentes études paléoclimatiques et paléoenvironnementales

Pour rappel, l'ancienneté des fouilles et leurs approches multidisciplinaires ont permis d'obtenir de nombreuses connaissances sur l'histoire paléoenvironnementale et paléoclimatique de Mutzig.

Les études sédimentaires permettent de proposer un remplissage de la grotte par la désagrégation de la falaise pendant une période plus fraîche associée au Weichselien ancien (Wuscher, 2019). Les marques de gel/dégel ne s'observent qu'à une échelle microstratigraphique (étude micromorphologique). Malheureusement, la relative homogénéité sédimentaire n'a pas permis d'identifier de véritables évolutions environnementales et climatiques au cours de l'occupation et du remplissage du site. On note toutefois une teinte plus brune associée à une augmentation d'argile, de carbone et de magnétite pour les couches 5 et 10, interprétée comme une pédogénèse plus importante (Wuscher, 2016). L'augmentation des colluvions dans la

couche 4 montre quant à elle une évolution nette dans la dynamique de remplissage, liée à une augmentation des phénomènes érosifs (bouleversement paléoclimatique). Malgré tout, seule la poursuite et l'approfondissement de l'étude sédimentaire nous permettront de préciser la mise en place du site.

Dans l'ensemble, le cortège faunique de Mutzig est essentiellement représenté par des espèces de milieux ouverts ou steppiques (mammouth laineux, renne, cheval, le bison, rhinocéros laineux) (Sévêque, 2017, 2019). Or, la géographie et la topographie de la zone de Mutzig favorisent l'existence d'une véritable mosaïque des écosystèmes qui avantagent la diversité des espèces. Les paysages ouverts soulignés par le cortège faunique étaient certainement associés aux grandes plaines du fossé rhénan, quant à la zone des Vosges, elle devait être associée à des refuges forestiers. Cette hypothèse est soulignée par la présence d'espèces secondaires comme le cerf et le mégacéros (espèces ubiquistes, forêt peu boisée) (*Ibid*). L'évolution de ce cortège faunique à travers les US, principalement montrée par l'évolution du mammouth/renne/cheval, peut être interprétée soit (i) comme une évolution dans le choix du gibier, soit (ii) comme un changement dans la saison d'occupation, ou enfin, soit (iii) comme une véritable évolution paléoclimatique. La surreprésentation des restes pour les US inférieures peut également conduire à un changement rapide dans l'évolution des proportions de la faune chassée. Ainsi, il est difficile de certifier que les évolutions entre les couches soient le reflet de changements environnementaux (*Ibid*). On observe toutefois un ensemble de niveaux avec une large prédominance du renne (7c2, 7d, 7f et 7g), alors que d'autres niveaux (5, 7a, 7d/f) présentent une large dominance de mammouths et/ou un spectre faunique plus diversifié (cheval, rhinocéros). On notera également que le niveau 7c2, dominé par le renne, est associé au chamois (taxon rupicole). Le cerf est principalement retrouvé dans les niveaux 7a et 7f, dominés respectivement par le mammouth et le renne. Quant au loup, il est majoritairement associé aux niveaux dominés par le mammouth, à l'exception du niveau 7g (niveau avec peu d'ossement). Enfin, les niveaux 10 et 11, connus pour être plus tempérés (sédimentologie), présentent une faible diversité faunique, proche de celle de C5 et C5/7 (dominance mammouth, puis du rennes et cheval ; rhinocéros sur C10 et du loup pour C11). Le niveau 10 est anecdotiquement associé au castor (taxon de milieu tempéré) (*Ibid*). Par ailleurs, l'étude isotopique ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) des ossements de mammouths et chevaux en C7c2 vient confirmer, par comparaison à des sites suisses et allemands, que les espèces évoluaient dans un contexte froid (Bocherens and Drucker, 2019). De plus, les quelques données sur des ossements de rennes, réparties en différentes couches (C5, C7c1, C7c2, C10), indiquent qu'ils évoluaient certainement dans un climat plus froid (Vosges ?). Plus encore, les valeurs des niveaux C7c1 et 2 sont relativement plus basses que celles de C5 et C10, indiquant possiblement une phase plus rigoureuse. Or les unités 7c1 et 2 sont dominées par le renne quand C5 et C10 le sont par le mammouth, il est donc possible que cette dominance résulte en partie d'un phénomène climatique et non uniquement d'un changement du comportement de chasse.

En complément, l'abondance et la bonne conservation de la microfaune ont permis une étude paléoenvironnementale approfondie des couches avec une occupation humaine comme des non occupées (Qazi and Stoetzel, 2019; Stoetzel, 2019; Stoetzel et al., 2016; Stoetzel and Montuire,

2016). L'étude révèle une faune « mixte » évoluant dans un paysage en mosaïque (milieu ouvert, forêt, zone humide). Les milieux ouverts sont toutefois dominants dans l'assemblage, avec des évolutions climatiques qui oscillent entre un climat froid/aride et un climat plus tempéré (aucun épisode totalement glaciaire ou interglaciaire) (Figure C3.V-6). On observe ainsi, dans l'ordre de dépôts :

- La couche 10 : elle est caractérisée par la présence d'un milieu forestier tempéré conséquent, avec la coexistence de milieux ouverts de types steppes continentales. La proximité de zones humides et de la rivière sont également notées.
- La couche 7h : possiblement stérile en matériel archéologique, est caractérisée par la disparition des essences forestières. Les milieux ouverts ou les zones humides et bords d'eau représentent l'essentiel du paysage.
- Les couches 7f, 7d/f et 7d : les couches 7f et 7d (les plus riches en matériel archéologique, niveaux brûlés) n'ont pas fait l'objet d'une étude micromorphologique (peu d'éléments et forte altération). Mais, la couche 7d/f (moins riche en matériel) a pu être étudiée et montre une augmentation de la forêt boréale. Le paysage reste majoritairement représenté par les steppes, les zones humides et les bords d'eau.
- La couche 7c2/7d : ce niveau, stérile archéologiquement, est caractérisé par la réapparition de la forêt tempérée avec la persistance de zones forestières boréales. Elle reste associée à des milieux plus ouverts steppiques et des zones plus humides.
- La couche 7c2 : elle est caractérisée par la disparition des zones forestières et une nette augmentation des steppes. Les milieux de zone humide ou bords d'eau restent bien représentés.
- La couche 7c1 : elle est caractérisée par un léger retour des forêts tempérées et marque certainement un léger redoux.
- Les couches 7a et 5 : ces deux niveaux sont caractérisés par un assemblage microfaunique commun (étude des deux niveaux en un). Celui-ci est majoritairement représenté par des zones humides (boréales et non) et des bords d'eau. La steppe continentale est également importante dans le paysage, associée à de rares zones forestières (tempérées). Ces niveaux devaient donc être contemporains d'un climat plus froid mais pas plus aride que dans d'autres niveaux (ex : C7c2).

En somme, l'environnement de Mutzig correspond à une mosaïque de paysages. Si l'environnement devait être majoritairement ouvert vers l'Est (plaine), d'autres milieux connexes (forêt, zone humide, etc.) sont représentés et ont sans doute facilité l'installation des Néandertaliens dans la zone. Ces études restent à poursuivre, en particulier pour vérifier si le redoux observé sous 7d marque véritablement ou non un interstade (MIS 5c ?), ou encore, si la couche 7a correspond à un épisode très rigoureux comme observé en microfaune ou un milieu en mosaïque comme suggéré par la grande faune.

V.2. Matériel et méthode

Le prélèvement des échantillons, l'analyse et le traitement des données présentées ci-dessous se fondent sur la méthode précédemment proposée (Chapitre 2 – IV). Pour rappel, les échantillons proviennent à la fois de prélèvements focalisés associés à un tamisage individuel, mais aussi d'un tamisage ou d'une flottation systématique du sédiment (flottation sur E5, E7, F6, L7, M6, N7, O6, M8, O8, K10). Les charbons prélevés ont ensuite fait l'objet d'une étude taxinomique suivant la méthode classique au microscope optique (Chapitre 2 – IV). Au total, 800 charbons ont été étudiés.

Concernant l'étude isotopique, elle se fonde également sur la méthode précédemment proposée (Chapitre 2 – IV). Toutefois, les occupations de Mutzig ne contiennent que très peu de charbons de *Pinus* sp. Le site est majoritairement représenté par des charbons de *Picea/Larix*. Ces deux genres sont difficilement distinguables en se fondant seulement sur des caractéristiques anatomiques. Dans ce cadre, au risque d'analyser des charbons de genres différents, nous avons décidé de nous concentrer sur deux autres essences : *Betula* sp. et *Juniperus* sp. Ces deux essences sont relativement bien représentées sur le site et permettent de recouvrir l'ensemble de la stratigraphie.

Par ailleurs, malgré la relative bonne conservation des matières organiques, la fragmentation post-dépositionnelle pendant l'échantillonnage a conduit à l'obtention de charbons de petites tailles (<2mm). En conséquence, nous avons adopté une analyse isotopique sur charbons groupés (par décapage et zone de terrain). Toutefois, l'évolution dans la compréhension de la stratigraphie a conduit à quelques mélanges ou incertitudes. Ainsi, deux groupes de charbons ont été réalisés dans l'ancienne couche C9 (sondage), aujourd'hui subdivisée en plusieurs couches (C7c à C7h). On retrouve ainsi, un groupe à la transition des couches 7c1 et 7c2 (avec deux charbons C7c1 ou C7c2 et trois C7c2), mais aussi un groupe associant des charbons des couches 7d/7f et 10. Au total, 49 charbons de *Betula* et 22 de *Juniperus* ont été sélectionnés pour être analysés (12 et 7 analyses respectivement) (Tableau C3.V-3).

Comme précisé dans la partie méthode (Chapitre 2 – IV), les analyses par IFTR de charbons supplémentaires ont été réalisées. Celles-ci ont montré une contamination négligeable par les acides humiques. Ainsi, seul un prétraitement aux carbonates a été appliqué sur les groupes de charbons avant leur analyse par EA-IRMS. Par ailleurs, les études sur la carbonisation entre bois d'Angiospermes et de Gymnospermes (ex : *Pinus*, *Betula*) (Czimczik et al., 2002) ou l'utilisation du signal isotopique sur charbons de bois de plusieurs espèces (*Quercus*, *Pinus*) (Aguilera et al., 2012) indiquent que l'effet de la carbonisation reste proportionnel au %C quel que soit l'espèce (perte de masse plus importante pour les angiospermes à plus de 450°C) et que le signal climatique est conservé. Ainsi, compte tenu de l'homogénéité des %C autour de 52-65%, indicatif d'un degré de combustion similaire (350-400°C, chez *Betula* comme *Juniperus*), aucune correction de l'effet de la carbonisation n'a été réalisée.

La datation du site de Mutzig le situe entre 100 et 80 ka BP (Preusser et al., 2017), avec un remplissage du site relativement rapide (Wuscher, 2019). Or, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ moyen pour ces époques montre une forte augmentation entre 100 et 90 ka BP (+0,23‰, de -6,7 et -6,47‰) puis

reste stable entre 90 et 80 ka BP (vers $-6,45\text{‰}$) (Eggleston et al., 2016). Dans le même temps, la concentration en CO_2_{atm} varie autour de 230ppmV, entre 236 et 210 ppmV (Barnola et al., 1987). Cette diminution à 210 ppmV représente la plus forte évolution du CO_2_{atm} (vers 87 ka BP). Si ces variations restent faibles et concordent avec une évolution assez lente (et faible) pour permettre une adaptation des plantes, ces données doivent être considérées pendant l'interprétation. Une diminution maximum de $0,26\text{‰}$ (236 à 210 ppmV) provoque une augmentation de $+0,2\text{‰}$ avec les effets calculés sur l'augmentation atmosphérique actuelle beaucoup plus rapide (nécessité d'un facteur de correction de $+0,007\text{‰}/\text{ppmV}$) (Treydte et al., 2001). Malgré tout, compte-tenu des incertitudes sur les dates, nous avons décidé de ne pas appliquer de facteur de correction et de considérer les risques des effets atmosphériques uniquement dans l'interprétation.

Enfin, une moyenne par couche, pondérée par le nombre de charbons par groupe, a ensuite été calculée. Elle est complétée, comme pour le site de la Combette (Chapitre 3 – II.3), par le calcul d'une marge d'erreur dépendante du nombre de charbons analysés. Cette marge d'erreur se concentre sur la variabilité inter-individus obtenue sur des études actuelles (Chapitre 3 – I), avec un écart isotopique maximum fixé à 2‰ (valeurs maximum obtenues dans la majorité des études) et un écart minimum fixé à 1‰ (variations maximum obtenues pour 10 individus en statistiques bootstrap à partir de la variation normale du $\delta^{13}\text{C}$ d'une population de 100 individus) (Loader et al., 2013). Cette marge d'erreur ne prend donc pas en compte la variabilité haute fréquence qui affecte le signal isotopique moyen obtenu (charbons isolés issus d'années différentes).

V.3. Résultats

V.3.1. Étude taxinomique des charbons

Malgré les difficultés rencontrées pendant la fouille et l'état de conservation des charbons de bois du site de Mutzig (taille infra-millimétrique, vitrification), les efforts fournis au cours des prélèvements puis au laboratoire ont permis un taux d'identification non négligeable (682 charbons identifiés au moins au claste et 547 au moins à la famille, pour 800 étudiés).

V.3.1.a. *Identification taxinomique générale*

Les résultats taxinomiques sont synthétisés ci-dessous, par couche, à travers le tableau C3.V1 et la figure C3.V-5. L'incertitude des attributions dans certaines zones a conduit à la création d'une colonne C7c1 ou C7c2.

Couches 10 et 7d/7f

Les couches 10 et 7d/7f présentent un nombre d'identification faible (respectivement 11 et 31 charbons identifiés au moins jusqu'à la famille). Ils sont majoritairement représentés par *Picea/Larix* (5/11 et 12/31 respectivement) et à un degré plus général par les Pinacées (10/11 et 19/31 respectivement). On observe comme essences complémentaires *Juniperus* (1 et 2 charbons respectivement) et *Betula* uniquement identifiées pour C7d/7f. On note également la présence d'un charbon d'*Acer* type *pseudoplatanus* (érable sycomore) dans le niveau C7d/f.

Niveaux	Nett coupe	C10	C7d/7f	C7d	C7c2/ C7d	C7c2	C7c1 ou C7c2	C7c1	C7a	C5	C4	Charbons
Identification												
<i>Pinus</i> type <i>sylvestris/nigra</i>			1	11	1	4		4	1		5	7
<i>Juniperus</i> sp.		1	2	11	1	4		4	1		1	25
<i>Betula</i> sp.	4		9		15	6	4	5	1	9	6	55
<i>Picea/Larix</i>	7	5	12	145	85	16	9	4	33		7	316
<i>Acer</i> type 1 (Cf: <i>pseudoplatanus</i>)	4		1							1	6	8
<i>Acer</i> type 2 (Cf: <i>platanus</i>)											4	4
<i>Quercus</i> sp.					1		1				4	17
<i>Quercus</i> f.c.									1		14	1
<i>Fagus</i> sp.					3						7	10
<i>Salix/Populus</i>						1					5	1
cf: <i>Salix</i> sp.											5	5
Pinaceae		5	6	18	14	22	6	3	21		3	98
Gymnosperme		3	7	34	21	9	1	2	8		3	88
Angiosperme	5		5		10	1	2	3	1	10	15	47
indéterminé	3	12	20	2	16	12	12	18	5	7	14	118
Total charbons	23	26	63	210	166	72	35	39	72	27	90	800
os brûlés	2	4	13		1	9	2	17	2	5	7	60
Elements Indéterminés		1	6	13	23	6	1	11	9	3	1	74
Total général	25	31	82	223	190	87	38	67	83	35	98	934

Tableau C3.V-1) Synthèse des résultats anthracologiques de l'étude des charbons de Mutzig.

Couches 7d et 7c2/7d

Pour rappel, la couche 7d correspond à un niveau archéologique riche avec de nombreux restes brûlés. Elle est la couche ayant livré le plus de charbons à l'heure actuelle (210 charbons) et avec le taux d'identification le plus élevé du site (175 charbons identifiés au moins jusqu'à la famille). La couche est largement dominée par *Picea/Larix* (145/175) et à un degré plus général, par les Pinacées (163/175). Le niveau est complété par *Juniperus* (11 charbons). Par ailleurs, on notera qu'aucun charbon d'Angiospermes n'a été observé.

La couche 7c2/7d qui suit renferme également un nombre de charbons conséquent (166 charbons), avec un bon taux d'identification (119 charbons identifiés au moins jusqu'à la famille). Toutefois, ce niveau est considéré comme stérile archéologiquement et questionne sur l'origine de l'assemblage anthracologique : contamination par C7c2 ou charbons sommitaux de C7d sous-jacents. Cependant, si la couche est une nouvelle fois dominée par *Picea/Larix* (85/119) et, à un degré plus général, par les Pinacées (99/119) ; on note une diminution de *Juniperus* (1 charbon) et une relative forte réapparition de *Betula* (15 charbons). Plus encore, on observe également un charbon de *Quercus*. Enfin concernant, les charbons de *Fagus*, tous retrouvés dans un même carré proche de la coupe, il apparaît probable qu'ils soient issus d'une contamination des couches supérieures. Sans données supplémentaires, nous déciderons de ne pas les prendre en compte.

Couches 7c2 et 7c1

Les couches 7c2 et 7c1 présentent un nombre de charbons étudiés plus faible (72 et 39 charbons respectivement) et un moins bon taux d'identification (respectivement 50 et 16 charbons identifiés au moins jusqu'à la famille) que les couches précédentes. Les deux couches présentent des données relativement proches composées de *Picea/Larix* (16/50 et 4/16 respectivement), à un degré plus général par les Pinacées (38/50 et 7/16 respectivement), de *Juniperus* (4 charbons respectivement) et *Betula* (6 et 5 charbons respectivement). On note toutefois la présence d'un charbon de *Quercus* et un de *Salix/Populus* dans la couche 7c2. Les charbons attribués à C7c1 ou C7c2 corréleront avec ces données, avec l'identification de 9 charbons de *Picea/Larix* et 4 de *Betula*. On notera une nouvelle fois, la présence d'un charbon de *Quercus*.

Couche 7a

La couche 7a présente également un faible nombre de charbons étudiés (72 charbons) mais un meilleur taux d'identification que les précédentes (58 charbons identifiés au moins jusqu'à la famille). Le niveau est largement dominé par le *Picea/Larix* (33/58), à un degré plus général par les Pinacées (54/58). Le niveau est complété par un charbon de *Pinus* type *sylvestris/nigra* (comprend *cembro/mugo*), d'un de *Juniperus*, d'un de *Betula* et à nouveau d'un de *Quercus* (ici, caducifolié).

Couche 5

La couche 5 correspond à une couche ayant livré le moins de charbons à étudier (27 charbons), dont moins de la moitié a été identifiée (10 charbons identifiés au moins jusqu'à la famille). À préciser qu'à l'exception d'un charbon indéterminé (F5), les charbons proviennent tous du carré E5. Les charbons identifiés sont majoritairement représentés par le *Betula*. Un fragment d'*Acer* cf *pseudoplatanus* a également été identifié.

Couche 4

Pour rappel, la couche 4 correspond à une couche de colluvions. L'aspect en dôme et le manque de litages indiquent un dépôt par gravité, sans doute depuis une corniche ancienne présente au-dessus du site. L'ensemble des éléments étudiés provient du carré E8. Au total, 90 charbons ont été observés avec 58 charbons identifiés au moins jusqu'à la famille. La liste des taxons est beaucoup plus diversifiée, avec : 5 charbons de *Pinus* type *sylvestris/nigra*, 1 charbon de *Juniperus*, 6 charbons de *Betula*, 7 charbons de *Picea/Larix*, 6 charbons *Acer* cf *pseudoplatanoïde* et 4 d'*Acer* cf *platanoïde*, 14 charbons de *Quercus*, 7 charbons de *Fagus*, 5 charbons de *Salix* et 3 charbons de Pinacée.

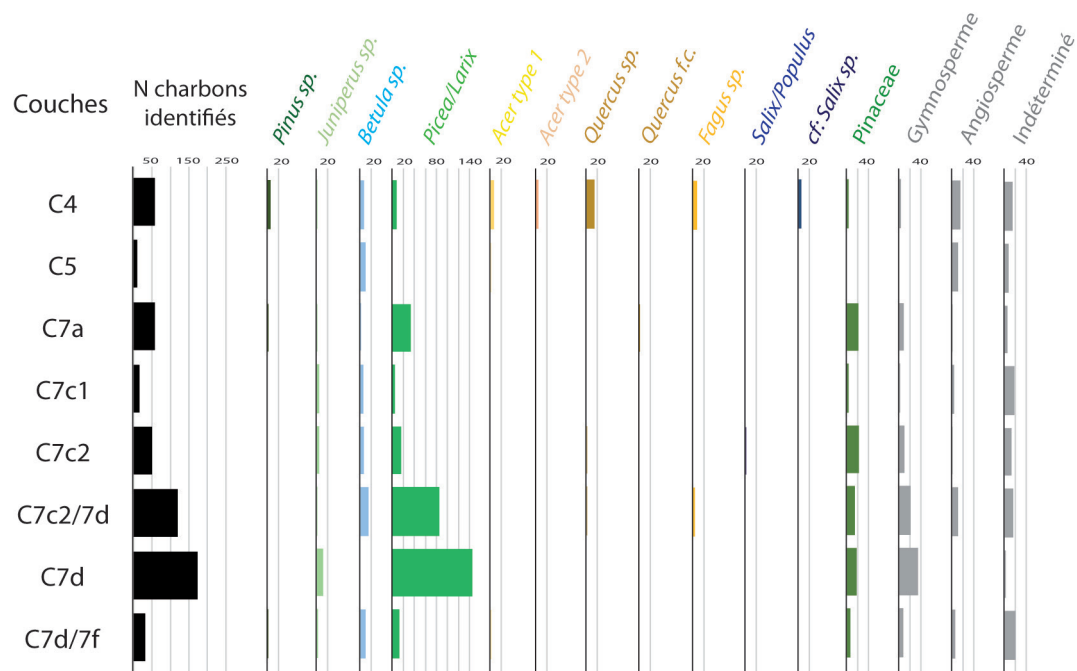


Figure C3.V-5) Figure synthétique de l'étude anthracologique des charbons de Mutzig.

V.3.1.b. Étude taxinomique des charbons de *Picea/Larix*

Picea et *Larix*, taxons pionniers dryades ou héliophiles respectivement, sont tous deux des essences très résistantes au froid, d'affinité montagnarde. Ils préfèrent les sols frais et se distinguent par leur sensibilité à l'aridité : en Europe, l'épicéa commun préfère les climats humides quand le mélèze d'Europe s'acclimate mieux en contexte subalpin (air sec et ensoleillé). Ainsi, afin de définir plus précisément l'environnement forestier et le climat associé, nous avons essayé de déterminer les charbons de *Picea/Larix* à l'espèce (Tableau C3.V-2). Cette distinction reste difficile et ne peut être exprimée avec certitude (tendance). Les critères anatomiques utilisés se fondent sur les critères de différentiation d'études référentes (Talon, 1997; Vernet, 2001), soit : le nombre de cellules bordant les canaux résinifères et la présence bisériation des ponctuations aréolées des parois radiales des trachéides axiales. Les barres de Sanio sous les ponctuations aréolées n'ont pas été prises en compte dans le tableau car difficilement observables. Dans l'ensemble, on observe une plus grande proportion de charbons avec des indices de *Picea* que de charbons avec des indices

de *Larix* (106 contre 33 charbons respectivement). Plus encore, le nombre de charbons présentant un critère de détermination répété ou plusieurs critères d'identifications de *Picea* (4 charbons « potentiel *Picea* ») sont plus importants que ceux avec plusieurs critères d'identifications de *Larix* (27 charbons « potentiel *Larix* »). Toutefois, aucune distinction nette ne s'observe entre les couches. Compte tenu de ces résultats, nous proposons une dominance de *Picea* sp., mais la présence de *Larix* sp. ne peut toutefois pas être rejetée.

Niveaux	Nett coupe	C10	C7d/ 7f	C7d	C7c2/ C7d	C7c2	C7c1 ou C7c2	C7c1	C7a	C5	C4	Charbons
0,c0	1	1	6	48	46	10	7	3	29		2	152
1,c0 (p)	1	3		40	13	2	2	1			5	66
1 à 2,c0			3	4	6	2						15
0,c8 (p)				9	3				1			13
0,c9				3	1				1			5
1,c9				5								5
1,c9+ (l)				4								4
2,c0 (l)				13	10				1			24
2,c8 (l)				1								1
1,c8 (P)	5	1	3	18	4				1			27
2,c9 (L)					1							1
1 à 2,c9+ (L)					1	1						2
2,c9+ (L)						1						1
Total <i>Picea/Larix</i>	7	5	12	145	85	16	9	4	33	0	7	316
Indice de <i>Larix</i>	0	0	0	18	12	2	0	0	1	0	0	33
Indice de <i>Picea</i>	6	4	3	67	20	2	2	1	2	0	5	106
Potentiel <i>Larix</i>	0	0	0	0	2	2	0	0	0	0	0	4
Potentiel <i>Picea</i>	5	1	3	18	4	0	0	0	1	0	0	27

Tableau C3.V-2) Tableau récapitulatif des critères d'identification observés sur les charbons *Picea/Larix* (x, cx ; nombre de ponctuations aréolées par trachéide, nombre de cellules bordants les canaux résinifères). Les critères d'identification sont associés à une lettre, l ou p, lorsqu'ils sont considérés comme un indice de la présence de *Larix* ou *Picea*. La lettre est en minuscule si l'indice est vraiment tenu (rentre régulièrement dans la variabilité de l'autre espèce), au contraire, la lettre est en majuscule lorsque le critère est plus régulièrement associé à une des deux espèces (reste un indice).

V.3.2. Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (US 3)

Les résultats isotopiques sont synthétisés ci-dessous par niveaux et espèces à travers le tableau C3.V-3 et la figure C3.V-6.

On observe, dans un premier temps, que sur les quelques niveaux avec plusieurs groupes de charbons analysés, la variabilité des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ au sein d'un même décapage oscille entre des écarts maximums de *Betula* ou *Juniperus* inférieurs à 1,5‰ (0,03 à 1,43‰ et 0,90 à 1,21‰

respectivement). On note, par ailleurs, que les écarts maximums les plus élevés pour chaque espèce sont obtenus dans les niveaux où le plus de groupes ont été analysés (écart de 1,43 et 1,21‰ sur 3 groupes de charbons).

Genre	Couche	N charbons (N Analyses)	$\delta^{13}\text{C}$ moyen (‰)	Écart type du $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Écart max du $\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Betula	C4	6 (1)	-26,12	/	/
	C5	8 (2)	-25,92	0,56	0,80
	C7c1	5 (2)	-26,55	0,02	0,03
	C7c2 sommet	5 (1)	-25,49	/	/
	C7c2 base	3 (1)	-26,06	/	/
	C7c2/7d	13 (3)	-25,80	0,72	1,43
	C7d/7f	9 (2)	-25,53	0,03	0,04
Juniperus	C7a	4 (1)	-23,43	/	/
	C7c2	4 (2)	-24,29	0,64	0,90
	C7d	11 (3)	-23,36	0,62	1,21
	C7d/7f/C10	3 (1)	-24,72	/	/

Tableau C3.V-3) Synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons du site de Mutzig.

Dans le même temps, on observe que pour *Betula*, l'évolution du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen est modéré sur le bas de la séquence, jusqu'à la couche 7c2 (variations entre -25,53 et -26,06‰). On notera en particulier la faible évolution du signal isotopique moyen entre C7c2/7d et C7c2 « base » (inférieur à 0,26‰). Au contraire, le passage de C7c2 « sommet » à C7c1 est marqué par une forte diminution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen (-1,06‰ ; jusqu'à -26,55‰, le $\delta^{13}\text{C}$ moyen le plus faible du site). Le sommet de la séquence est marqué par le retour à des valeurs isotopiques moyennes similaires à ceux de la couche 7c2 (-25,92 et -26,12 pour C5 et C4 respectivement). Par ailleurs, dans l'ensemble, on observe un chevauchement important des marges d'erreur de l'ensemble des couches. Seule la forte diminution entre C7c2 « sommet » et C7c1 permettent d'observer un faible chevauchement.

À l'inverse du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen pour *Betula*, celui de *Juniperus* est marqué par des évolutions plus importantes (de -24,72 à -23,36‰). On observe ainsi une première augmentation entre « C7d/7f & C10 » et C7d (+1,36‰), puis une diminution jusqu'à la couche 7c2 (-0,93‰). On notera dans le même temps que la valeur moyenne de C7c2 est composée des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ de deux groupes de charbons issus de décapages différents. Si on compare ces deux valeurs analytiques, on observe également une diminution de 0,91‰. L'évolution du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen pour *Juniperus* se termine par une augmentation de 0,86‰ jusqu'à C7a. Ces nettes évolutions du $\delta^{13}\text{C}$ moyen pour *Juniperus* sont accompagnées par un plus faible chevauchement des marges d'erreur que pour *Betula*. En particulier la forte augmentation entre l'ensemble « C7d/7f & C10 » et C7d est marquée par un chevauchement quasi nul.

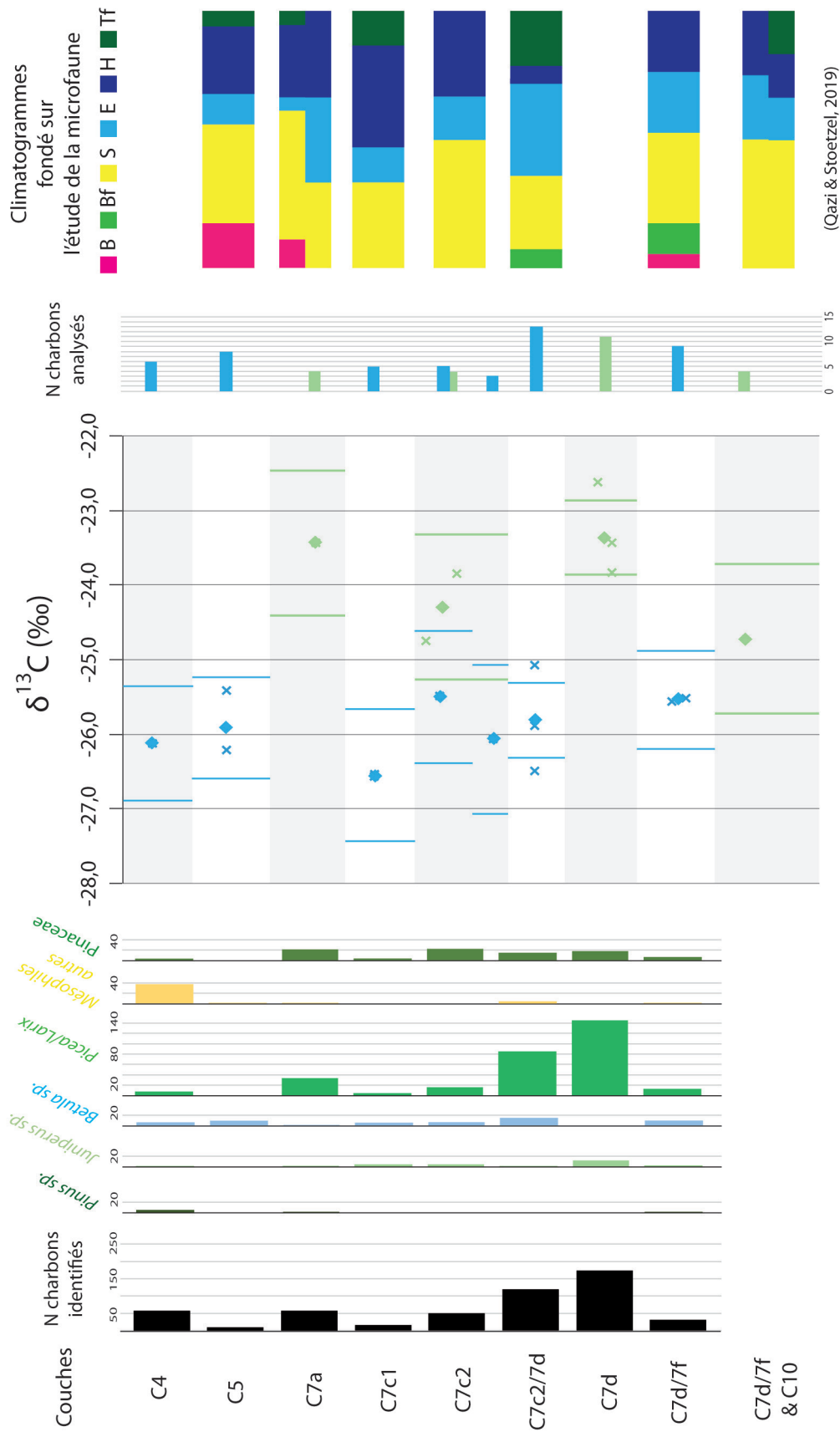


Figure C3.V-6) Synthèse des données isotopiques et anthracologiques pour l'analyse des charbons du site de Mutzig, complétée par les précédentes données de microfaune (Qazi and Stoetzel, 2019; Stoetzel, 2019; Stoetzel et al., 2016; Stoetzel and Montuire, 2016). On observe ainsi de gauche à droite :

V.4. Interprétation

V.4.1. Étude taxinomique des charbons

Ici, le faible nombre de charbons identifiés ne permet d'obtenir qu'une image qualitative de la composition du couvert forestier exploité sur le site. On précise toutefois que la taille et la cohérence écologique de certains assemblages permettent de proposer une image relativement fiable de la végétation. De plus, l'assemblage anthracologique apparaît relativement constant le long de la séquence, indépendamment du nombre de charbons étudiés : dominance de *Picea/Larix* accompagnés de *Betula* et/ou *Juniperus*, avec de rares essences plus thermophiles (*Quercus*, *Acer* type *pseudoplatanus*). Par ailleurs, on précise que les critères d'identification anatomique secondaires de *Picea/Larix* suggèrent une présence certainement plus importante de *Picea* que de *Larix*, en corrélation avec les données polliniques de la Grande Pile aux mêmes périodes (de Beaulieu and Reille, 1992; Helmens, 2013; Wohlfarth, 2013; Woillard, 1978). Or, on rappelle que *Picea* est un taxon dryades résistantes au froid, préférant les sols frais et les climats humides. Il peut également jouer le rôle de colonisateur, profitant de la faible concurrence dans les zones où le couvert forestier diminue mais les sols restent bien développés. Quant aux essences secondaires : (i) *Juniperus* sp. est une essence héliophile, actuellement de l'étage montagnard, très résistante au froid et à la sécheresse ; (ii) *Betula* sp. est une essence héliophile, actuellement de l'étage collinéen à montagnard, résistante au froid mais qui préfère les milieux plutôt humides.

Dans l'ensemble, les occupations du site de Mutzig étaient certainement contemporaines d'une période froide. La présence continue de *Picea/Larix* sur l'ensemble du site soulève l'hypothèse d'une zone arborée proche de celui-ci (vers les Vosges, abritée du vent). Cette dernière se présentait sous l'aspect d'une forêt étendue, pendant les périodes climatiques clémentes, et sous forme de refuge forestier, pendant les périodes les plus rigoureuses. L'environnement était certainement divisé entre une zone plus forestière et relativement humide avec un cours d'eau (pessière avec bouleaux et saules) et une zone ouverte plus sèche (steppe/prairie à genévrier, possible bouleaux et saules nains proches d'un cours d'eau). La première était associée au massif vosgien, quant à la deuxième, elle devait s'étendre dans toute la vallée du Rhin. Par ailleurs, la présence ponctuelle d'essences plus tempérées (restant résistantes au froid ; *Quercus*, *Acer*) indiquerait que la zone était un refuge pendant ces phases froides. Pour rappel, la présence de *Fagus* dans la couche 7c2/7d est considérée comme relevant d'une contamination des couches supérieures (trois charbons dans la même zone proche de la coupe).

Malgré cette relative homogénéité, on observe de légères évolutions dans les données anthracologiques qui pourraient résulter (i) d'une évolution dans le système de collecte (préférence pour les zones de collecte ouvertes avec du genévrier ou plus humides avec du bouleau) ou (ii) d'évolutions environnementales et climatiques. Ces hypothèses se posent en particulier pour la couche 7d et 7c2/7d, avec la première qui présente uniquement du *Juniperus* en essence secondaire et la deuxième du *Betula*. Dans une hypothèse climatique, la première serait contemporaine d'une phase aride et la deuxième d'une phase plus humide. Seule une augmentation d'identification et des données complémentaires pourraient permettre de valider l'une de ces hypothèses.

Enfin, si l'assemblage anthracologique reste relativement constant sur la quasi-majorité des couches, il évolue nettement dans la couche 4. En effet, cette dernière est aussi bien marquée par une plus forte diversité taxinomique que par l'homogénéité de fréquence de ces taxons. La présence conjointe d'essences héliophiles d'affinité montagnarde et/ou de milieu froid (*Picea/Larix*, *Betula*, *Juniperus*, *Pinus sylvestris/nigra*), des essences de la ripisylve (*Betula*, *Salix*) et des essences forestières mésophiles à thermophiles (*Acer*, *Quercus*, *Fagus*), témoigne d'un paysage hétérogène et d'un climat certainement plus tempéré. Toutefois, on rappelle que la couche 4 correspond à une unité de colluvions. Ainsi, l'assemblage anthracologique de la couche pourrait tout à fait témoigner d'un ensemble diachronique reflétant une période de réchauffement climatique : avec en premier un climat froid et l'arrivée d'essences pionnières héliophiles (*Picea/Larix*, *Betula*, *Juniperus*, *Pinus sylvestris/nigra*.) suivi par un climat moins rigoureux à tempéré (*Acer*, *Quercus*, *Fagus*). L'évolution forestière et climatique proposée dans la deuxième hypothèse est typiquement retrouvée au cours des périodes interstadias, voire interglaciaires.

V.4.2. Étude du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (US 3)

Nous rappelons que l'analyse sur des groupes de charbons ne permet pas d'avoir une idée exhaustive de la variabilité isotopique. En effet, les valeurs isotopiques obtenues correspondent à des valeurs moyennes des enregistrements isotopiques des charbons de chaque groupe. La variabilité intra-individu, inter-individus et de haute fréquence (variations saisonnières/annuelles) est donc fortement atténuée. Par ailleurs, le faible nombre de charbons considéré et encore le plus faible nombre d'analyse, ne permettent pas d'obtenir un signal isotopique dont l'évolution fine soit significative d'une évolution climatique et environnementale. Ainsi, il reste difficile d'affirmer que les faibles variations observées pour *Betula* soient l'effet de variations climatiques. Au contraire, les relatives fortes évolutions de *Juniperus* relèvent certainement de l'enregistrement des évolutions climatiques et non uniquement de la variabilité du signal (intra-individu, inter-individus, variations saisonnières/annuelles) et de l'échantillonnage restreint. Malgré tout, l'ensemble des variations sera interprété conjointement (*Betula* et *Juniperus*), avec les précautions nécessaires autour des interprétations du signal isotopique de *Betula*.

Pour la suite, nos interprétations de l'évolution du signal isotopique se fondent sur les études actuelles portant sur les corrélations climatiques et environnementales avec le $\delta^{13}\text{C}$ du bois (Chapitre 1 I). Ainsi, pour *Juniperus* qui croît dans des environnements pauvres en eau, le facteur hydrique est souvent le plus limitant et le mieux corrélé au signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$. Dans les conditions froides attendues, l'effet de la température est considéré comme secondaire. Au contraire, le bouleau (*Betula* sp.), qui croît dans des milieux plus humides, a pu montrer une sensibilité particulière aux évolutions de la température. Malgré cela, plusieurs études sur des essences mésophiles (Ex : *Fagus*) ont tout de même montré une sensibilité de ces dernières au stress hydrique prononcé (Hartl-Meier et al., 2014; Hemming et al., 1998; Leavitt, 2002; Michelot, 2011; Saurer et al., 1995a). Ainsi, considérant le manque d'étude approfondie sur la réponse isotopique de *Betula* et la possibilité que les évolutions de l'aridité puissent atteindre rapidement

les zones humides, le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen de *Betula* sera interprété comme relevant à la fois des évolutions des conditions hydriques et de la température.

Par ailleurs, on rappelle que les évolutions atmosphériques entre 100 et 80 ka BP ont pu affecter l'enregistrement isotopique. En particulier, l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ entre 100 et 90 ka BP de +0,23‰ peut avoir été enregistré dans le signal (Eggleston et al., 2016). À l'inverse, les effets de l'évolution du CO_2_{atm} devaient être compensés par les adaptations des plantes sur le temps long. Toutefois, une surestimation des effets de la diminution du CO_2_{atm} avant 87 ka BP indique un effet positif jusqu'à +0,2‰ sur le signal isotopique des plantes (Barnola et al., 1987). Cette augmentation s'ajouterait alors à celle du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$. Malheureusement, sans datation plus précise, il est difficile de préciser l'impact des variations atmosphériques sur le signal. On précisera juste que la tendance positive du signal $\delta^{13}\text{C}$ retrouvé sur le site a pu être accentuée par ces changements et inversement. Bien qu'ici aucune tendance continue sur plusieurs couches ne soit observée sur les deux signaux en même temps.

Signal isotopique pour *Betula*

Dans l'ensemble, le signal isotopique de *Betula* varie peu et indique des conditions environnementales relativement constantes sur la séquence. La présence continue d'une zone assez humide vers la rivière a certainement permis d'avoir des conditions hydriques constantes pour le bouleau. Seule l'évolution isotopique entre C7c2 « sommet » et C7c1 apparaît comme significative d'un changement climatique ou environnemental net. Le passage entre ces deux US a certainement été marqué par une diminution des températures ou une augmentation de la disponibilité en eau.

Quant aux autres variations, elles restent ténues, mais semblent indiquer une diminution de température ou une augmentation de l'humidité de C7d/7f à C7c2/7d et C7c2 « base ». Les valeurs proches des charbons de la couche stérile de 7c2/7d sembleraient donc provenir de la base de C7c2. Toutefois, seules de nouvelles données isotopiques de la couche 7d nous permettront d'écarter l'hypothèse d'une provenance des niveaux sous-jacents. L'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen sur la couche C7c2 (base à sommet) marquerait, quant à elle, la présence de plusieurs niveaux d'occupations contemporains d'une augmentation des températures ou de l'aridité. Enfin, après la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen sur C7c1, le retour à des valeurs isotopiques semblables à celle de C7c2 « base » correspondrait à un retour vers des conditions plus chaudes ou arides pour C5 et C4. La possibilité d'une forte augmentation de température et de l'humidité entre C5 et C4 ne peut toutefois pas être écartée, comme le laisse envisager l'augmentation des taxons thermo- et mésophiles sur la couche 4.

Signal isotopique pour *Juniperus*

Au contraire de *Betula*, l'enregistrement du signal isotopique par *Juniperus* apparaît comme contemporain de variations climatiques et/ou environnementales nettes (principalement liées aux conditions hydriques). Ainsi, l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ entre l'ensemble C7d/7f & C10 et la couche 7d indiquerait une augmentation de l'aridité sur la couche 7d. Cette augmentation de l'aridité pour C7d corrèle avec l'hypothèse faite dans l'étude taxinomique. Pour la suite, le plus faible $\delta^{13}\text{C}$

moyen de C7c2 correspondrait à un retour dans un contexte où les conditions hydriques sont plus favorables, mais tout de même plus sèches que pour l'ensemble C7d/7f & C10. Par ailleurs, la diminution du signal isotopique entre les décapages de C7c2 (dec 4 et dec 1) peut indiquer la présence de plusieurs occupations sommitales de la couche contemporaine, d'une diminution de l'aridité, équivalente à celle de la couche 7d au départ. Enfin, le retour à un $\delta^{13}\text{C}$ moyen élevé pour la couche 7a indique une nouvelle aridification du milieu.

Signal isotopique multispécifique sur C7c2

La présence conjointe des deux signaux isotopiques (*Betula* et *Juniperus*) sur la couche 7c2 permet de proposer l'hypothèse de l'évolution climatique de sa base à son sommet. Ainsi, la couche 7c2 serait caractérisée par plusieurs niveaux d'occupations contemporains d'évolutions climatiques. On observerait dans un premier temps une augmentation de l'aridité entre la base et le sommet de la séquence, certainement sans augmentation de la température (augmentation du signal de *Betula* ; valeur isotopique haute du dec 4 pour *Juniperus*). Le dernier niveau d'occupation de la couche serait quant à lui contemporain d'une diminution de cette aridité (valeur isotopique basse du dec 1 pour *Juniperus*). Cette augmentation de l'humidité se prolongerait ensuite sur la couche 7c1 (diminution du $\delta^{13}\text{C}$ pour *Betula*). Ainsi, dans l'ensemble, la couche 7c2 serait contemporaine d'une période aride, entourée par deux périodes plus humides.

V.5. Discussion

V.5.1. Variabilité du signal isotopique et enregistrement climatique

Au contraire des sites précédemment présentés, le choix de l'étude du signal isotopique s'est porté sur deux nouveaux genres : *Betula* et *Juniperus*. Or, si dans l'ensemble, les études sur bois montrent des variations intra-individus et inter-individus similaires entre la grande majorité des espèces (≈ 1 à $1,5\text{‰}$ et ≈ 2 à $2,5\text{‰}$ respectivement) (Hemming et al., 1998; Leavitt, 2010; Leavitt and Long, 1986; Mazany et al., 1980), ces mêmes taxons possèdent une sensibilité différente aux paramètres climatiques et environnementaux, qui s'exprime à travers une variabilité de la puissance de leur enregistrement isotopique ($\delta^{13}\text{C}$). Ainsi, si les études isotopiques sur les pins sylvestres ont permis de proposer un nombre minimum de 15 à 30 individus pour obtenir un signal basse fréquence (pour des séries de données synchrones) (Esper et al., 2015), ce nombre n'est pas directement applicable pour *Juniperus* et *Betula*. Cette problématique est d'autant plus importante puisque la formation du/des cerne(s) des charbons n'est pas forcément synchrone (différentes années d'une même période). La question est de savoir si les évolutions du signal isotopique des charbons étaient significatives des changements climatiques de basse fréquence (climat moyen sur une longue période). Malgré tout, plusieurs études du signal isotopique multispécifique ont montré que les signaux $\delta^{13}\text{C}$ de *Juniperus* et *Pinus* présentent tous deux une plus forte sensibilité aux changements climatiques (principalement sécheresse) que ceux d'autres essences plus mésophiles (observé dans différentes aires biogéographiques : *Juniperus polycarpus* par rapport à *Quercus macranthera* ; *Pinus sylvestris* par rapport à *Quercus petraea* ou *Fagus sylvatica*) (Foroozan et al., 2018; Michelot, 2011; Saurer et al., 1995a). Ainsi, la réponse isotopique du *Pinus* et celle du *Juniperus*,

tous deux résistants aux milieux pauvres en eau, peuvent être considérées comme relativement similaires. Suivant cette logique, les études sur la variabilité du signal chez *Pinus* ont servi de repère dans l'étude du signal de *Juniperus*. Au contraire, la question de la variabilité du signal isotopique chez *Betula*, taxon de milieux plus humides, restait entière.

Cette question de la représentativité des variations de nos signaux isotopiques (*Juniperus* et *Betula*) est d'autant plus difficile que (i) l'étude des charbons de Mutzig est réalisée sur un nombre peu conséquent et que (ii) l'étude a été réalisée avec des groupes de charbons et ne permet pas de rendre compte de la variabilité exhaustive du signal (valeur moyenne issue de l'enregistrement isotopique de différents charbons avec un ou plusieurs cernes ; valeur représentative d'un signal basse fréquence pluriannuel). Dans cette logique, la marge d'erreur proposée (fondée uniquement sur la variabilité inter-individus du signal isotopique du pin sylvestre (Loader et al., 2013) nous permet de rendre compte de la possible variabilité maximale du signal moyen selon le nombre de charbons considérés. La variabilité inter-individus entre les différentes espèces (*Pinus*, *Juniperus* et *Betula*) est considérée ici comme équivoque et permet de discuter de la variabilité du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen. Elle a ainsi permis de préciser que les évolutions du $\delta^{13}\text{C}$ moyen pour *Juniperus* ne relèvent pas uniquement de la variabilité inter-individus mais probablement en grande partie des changements environnementaux et climatiques (chevauchement très faible des marges d'erreur). Au contraire, les fortes marges d'erreur (dues au peu de charbons) et la faible variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ moyen pour *Betula* ne permettent pas d'affirmer que les évolutions de ce dernier soient la marque des variations environnementales ou climatiques. Toutefois, la moitié de ces évolutions est tout de même supérieure à 0,57‰ (jusqu'à 1,06‰), soit bien plus que dans les évolutions isotopiques basses fréquences observées dans des études sur le dernier millénaire (Esper et al., 2018; Young et al., 2010). Toutefois, on précise que ces études ont été réalisées sur *Pinus sylvestris* et ne prennent pas en compte la possibilité d'une plus haute amplitude du signal isotopique chez *Betula* face aux changements climatiques de basse fréquence. Malgré cela, la bonne corrélation avec le signal de *Juniperus* et les autres données paléoenvironnementales, discutées plus loin, nous permettent de proposer que les évolutions du signal du $\delta^{13}\text{C}$ moyen de *Betula* soient en partie représentatives des variations climatiques et environnementales.

Toutefois, si les deux signaux isotopiques sont représentatifs d'évolutions climatiques et environnementales, on observe une nette différence d'amplitude de leurs évolutions (plus importante chez *Juniperus* et inversement pour *Betula*). Celle-ci peut résulter :

- D'une origine stratigraphique des échantillons ; dans cette hypothèse, les charbons analysés pour *Betula* seraient issus de couches contemporaines de conditions climatiques proches. À l'inverse, les charbons de *Juniperus* proviendraient de couches formées après ou pendant de fortes évolutions climatiques.
- D'une différence dans la réponse des deux espèces. ; dans cette seconde hypothèse, la différence d'amplitude serait l'objet d'une plus forte sensibilité aux changements climatiques de *Juniperus* par rapport à *Betula*.
- D'une persistance de la zone humide. ; dans cette hypothèse, le stress hydrique des *Betula* récolté aurait été moins important que pour *Juniperus* qui se trouvait dans les plaines.

Cette hypothèse introduit toutefois une plus forte corrélation du signal isotopique de *Betula* avec les changements d'humidité ou une évolution des températures moins significatives.

En somme, malgré le faible nombre de charbons étudiés et la perte de puissance de représentativité du signal (marge d'erreurs importante), les évolutions du signal isotopique sont considérées comme significatives des changements environnementaux. Toutefois, plusieurs incertitudes restent pour les évolutions du signal de *Betula* et seul un référentiel actuel sur le taxon nous permettra de vérifier nos hypothèses. L'important reste que le signal $\delta^{13}\text{C}$ du bouleau soit représentatif, au moins en partie, des conditions hydriques, restées relativement stables pendant la période d'occupation du site (collecte du bouleau en zone humide).

V.5.2. Apport paléoenvironnemental et paléoclimatique du signal isotopique

V.5.2.a. Nouvelles données locales

La combinaison de l'étude taxinomique des charbons de Mutzig ainsi que celle des signaux isotopiques des charbons de *Betula* et *Juniperus* nous permettent de proposer une hypothèse quant à l'histoire environnementale et climatique du site. Cette dernière est par ailleurs consolidée par les autres études paléoenvironnementales déjà réalisées sur le site. Dans l'ensemble, le climat pendant les occupations de Mutzig était relativement froid avec un paysage en mosaïque caractérisé par l'ouverture des plaines du Rhin à l'Est (conditions plus sèches), la présence d'une zone forestière vers le site et les Vosges (pessière plus ou moins étendue selon les périodes), et le développement d'une ripisylve vers la Bruche qui s'évase en une large zone humide à la sortie de Mutzig. En plus de cette hétérogénéité du paysage, notre étude a permis de mettre en évidence des évolutions environnementales et climatiques locales :

- Pour les niveaux de C10 à C7d : le manque de donnée anthracologique sous l'US 7d/7f et l'analyse uniquement d'un groupe de charbons mélangés issus de C7d/7f & C10 ne nous permet pas d'obtenir une image continue pour l'ensemble de la base de la séquence. Toutefois, la complémentarité de nos données nous permet de proposer une dégradation climatique et environnementale de C10 (humide et chaud, forestier) à C7d (froid et sec, milieu ouvert). En effet, l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ de *Juniperus* entre « C7d/7f & C10 » et 7d indique une aridification du milieu et le $\delta^{13}\text{C}$ de *Betula* indique probablement un niveau de sécheresse intermédiaire (en comparaison avec le signal en C7c2). L'assemblage anthracologique en C7d tend à montrer une ouverture du milieu (pas de *Betula*, augmentation de *Juniperus*). Cette hypothèse avait déjà été soulevée au moment du sondage par l'étude géomorphologique qui montrait une meilleure pédogénèse pour C10 et C11 (Wuscher, 2019). De plus, si les données de la microfaune ne permettent pas de vérifier le pic d'aridité en C7d (couches non encore étudiées, matériel brûlé), l'évolution de l'assemblage de C10 à C7d/7f s'inscrit dans cette dynamique d'ouverture du milieu et de dégradation du climat (C10 plus de taxon de forêt tempérée, C7d/f plus de taxons de milieux boréaux, pas de taxon de

forêt tempérée) (Stoetzel, 2019). Par ailleurs, les données pour la couche 7h semblent indiquer une ouverture du milieu précoce (plusieurs phases de dégradation du climat entre C10 et C7d ?) (*Ibid*). On notera la présence ponctuelle de castor (milieu plus forestier) dans la couche 10 (Sévêque, 2017, 2019). Enfin, on observera que les couches 10 et 7d/f sont particulièrement bien représentées par le mammouth quand les couches 7g, 7f et 7d (indice de niveaux arides dans deux de ces couches) sont mieux représentées par le renne (Sévêque, 2019). Cette observation questionne sur la prépondérance du renne par rapport au mammouth pendant des conditions très rigoureuses (écologie des espèces ou changement de mode de subsistance).

- Pour l'ensemble de C7c2/7d à C7c1 : la complémentarité des données récoltées (anthracologie, isotopie sur *Juniperus* et *Betula*, analyses par décapage) a permis d'obtenir une image précise de l'évolution au sein de l'ensemble. En particulier, le rapprochement des données isotopiques des charbons de *Betula* en C7c2/7d et C7c2 « base » a permis de proposer que les charbons étaient issus d'un même niveau à la base de C7c2 puis une contamination de la couche stérile 7c2/7d ; les données anthracologiques pour la couche 7c2/7d sont donc à rapporter à ce niveau. Ce dernier serait contemporain d'une phase relativement froide et humide et précéderait une dégradation climatique (plus sec), caractérisant la couche 7c2 (augmentation du signal isotopique de *Betula*, valeurs isotopiques hautes pour *Juniperus* dans le décapage 4). Le passage à la couche 7c1 serait quant à lui marqué par une augmentation de l'humidité (diminution isotopique pour *Betula* en C7c1 et *Juniperus* sur le décapage 1 de C7c2). Si l'étude des charbons de la couche C7c2/7d tend à appuyer l'hypothèse d'un épisode humide à la base des occupations de C7c2 (plus de *Betula*, pas de *Juniperus*), les données taxinomiques pour les couches 7c2 et 7c1 ne montrent pas d'évolution nette. L'étude de la microfaune soutient également cette hypothèse, avec un niveau 7c2 aride sans essence forestière et des couches 7c2/7d et 7c1 caractérisées par une expansion du couvert forestier (Qazi and Stoetzel, 2019; Stoetzel et al., 2016). Par ailleurs, les données isotopiques sur mammouth et cheval en C7c2 attestent également de conditions plus froides et sèches (Bocherens and Drucker, 2019). Toutefois, l'évolution isotopique des os de renne entre C7c2 et C7c1 ne montre pas de nette différence (*Ibid*). Concernant la faune, on notera une nouvelle fois, une plus grande proportion de rennes par rapport aux mammouths dans la couche 7c2 que sur les niveaux qui l'entourent (plus de mammouths) (Sévêque, 2019).
- Pour les couches 7a et 5 : elles sont caractérisées par un retour vers des conditions plus sèches qu'en C7c1 ($\delta^{13}\text{C}$ haut en C7a pour *Juniperus* et C5 pour *Betula*), avec des températures toujours froides, mais un milieu certainement plus ouvert que pour C7c1. La couche C5 devait également montrer un environnement moins rigoureux que C7a ($\delta^{13}\text{C}$ de *Betula*, reste relativement faible). Si l'étude taxinomique des charbons ne permet pas de vérifier l'ouverture du milieu pour ces couches, l'assemblage de la microfaune soutient cette hypothèse, avec une diminution des essences forestières en

C7a et C5 (Stoetzel et al., 2016; Stoetzel and Montuire, 2016). On notera toutefois une présence d'essence forestière plus importante en C5 (*Ibid*) et une pédogénèse plus marquée sur cette même couche (Wuscher, 2019). De plus, les données isotopiques des os de renne sur la couche C5, par rapport à celles de 7c1 et 7c2, semblent également indiquer une amélioration des conditions environnementales (Bocherens and Drucker, 2019). Enfin, au contraire des couches précédentes, la couche 7a, période relativement rigoureuse, est dominée dans l'assemblage faunique par le mammoth et non le renne (Sévêque, 2017, 2019). Il en est de même pour la couche 5 considérée comme légèrement plus tempérée (*Ibid*).

- Pour l'ensemble de la couche 4 : les données taxinomiques indiquent une nette amélioration des conditions climatiques et un milieu plus forestier (augmentation des essences mésothermophiles). Toutefois, cet ensemble est caractérisé par un remaniement stratigraphique et l'assemblage anthracologique ; il peut dès lors résulter de plusieurs phases climatiques distinctes. On observe que les valeurs isotopiques des charbons de *Betula* sont relativement basses et indiquent des conditions plus humides (possiblement atténuées par des températures plus élevées). Ainsi, si les données isotopiques ne permettent pas de vérifier la présence d'une seule période d'occupation dans la couche 4, elles inscrivent cette dernière dans une dynamique d'amélioration climatique.

En somme, les données taxinomiques et isotopiques concordent avec les autres données paléoenvironnementales réalisées sur le site et permettent d'obtenir une image précise des changements climatiques et environnementaux contemporains des occupations du site de Mutzig. On notera en particulier que l'utilisation du signal isotopique avec un faible nombre de charbons permet tout de même d'obtenir un signal représentatif. Ce dernier point a également permis d'étudier l'évolution du signal isotopique de haute résolution (décapages) au niveau de l'ensemble C7c2/7d à C7c1.

V.5.2.b. Nouvelles données régionales

Le signal environnemental et climatique obtenu sur le site de Mutzig offre une nouvelle référence unique pour l'étude paléoenvironnementale de la région, encore peu documentée. En effet, les dates du site (entre 100 et 80 ka BP) le place entre les stades isotopiques du MIS 5c et 5a, sur le début du Weichselien. Pour rappel, cette période est principalement étudiée dans la région à travers quelques séquences fluviales et/ou lœssiques (Ex : Achenheim), puis à plus large échelle, par les séquences continues continentales (dont la tourbe de la Grand de Pile ; Vosges) (Chapitre 3 – V.Introduction).

Les premières comparaisons géomorphologiques de Mutzig avec la séquence des collines et plateaux lœssiques (Betschdorf, Schaffhouse-près-Seltz) ont permis d'observer durant la même période, deux niveaux pédogénésés intercalés à travers des phases lœssiques moins affectées. Le premier niveau très pédogénésé est associé à la base de la séquence de Mutzig (C10/C11) quand le deuxième niveau moins pédogénésé est associé à C5 (Wuscher et al., 2018). La majorité

des occupations observées sur Mutzig seraient donc contemporaines d'une période froide avec un paysage majoritairement ouvert. Ces observations peuvent également être étudiées à travers le pédocomplexe d'« Achenheim I », à moins d'une quinzaine de kilomètres de Mutzig (les références stratigraphiques utilisées pour la séquence sont celles employées dans Sommé et al., 1986) (Sommé et al., 1986). Ainsi, un niveau humifère (niveau stratigraphique 8) est observé post-Éémien et correspondrait à la base de la séquence de Mutzig (Heim et al., 1982; Sommé et al., 1986). L'étude palynologique de ces niveaux l'associe à un contexte forestier humide dominé par les conifères (*Pinus-Picea*) (Sommé et al., 1986). Ce niveau humifère est surmonté de deux ensembles stratigraphiques (6 et 7) caractérisés par un climat moyen froid avec des épisodes plus ou moins sévères ou tempérés, sans toutefois rentrer dans un climat pleinement glaciaire ou interglaciaire (Rousseau, 1987; Sommé et al., 1986). Plusieurs niveaux plus humifères pourraient alors correspondre à C5 (pas de dates dans les ensembles 6 et 7). Le milieu est majoritairement ouvert, avec une végétation de type steppe arborée (*Pinus*, *Betula*, *Gramineae*, Composées type *Crépis*) avec une reprise forestière sur le haut dans l'ensemble 7 (augmentation AP, augmentation *Quercus*, *Corylus*, *Alnus*) avant le retour dans un paysage steppique dans l'ensemble 6 (climat sec) (Sommé et al., 1986). Il est ici intéressant de noter l'absence significative de *Picea* dans l'assemblage palynologique. La dominance de la pessière sur Mutzig pourrait dès lors représenter une zone de refuge du taxon, favorisée par des conditions plus humides pérennes. On notera également que l'assemblage malacologique semble indiquer un épisode très rigoureux à la base de l'ensemble 7 et un niveau plus forestier à son sommet (Rousseau, 1987). De même, l'étude paléontologique de ces ensembles concorde avec la faune chassée sur Mutzig (*Mammuthus primigenius*, *Rangifer Tarandus*, *Equus caballus cf germanicus*, *Cervus elaphus*, *Coelodonta antiquitatis*) (Heim et al., 1982; Wernert, 1938, 1957).

Par ailleurs, l'étude isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) de la matière organique d'Achenheim et de la séquence lœssique de Nußloch (Nord-Est de Strasbourg, Allemagne) ont permis de mettre en évidence une corrélation avec les paléoprécipitations de l'époque (Hatté et al., 2001; Hatté et al., 1998; Hatté and Schwartz, 2003). Toutefois, ces données se superposent aux changements dans la concentration et la composition isotopiques du CO_2 atmosphérique et compliquent leur lecture (Hatté et al., 1998). Ainsi, les hautes valeurs isotopiques observées entre 80 et 100 ka BP, en comparaison avec le reste du Weichselien, indiqueraient à la fois des hautes concentrations en CO_2 atmosphérique, mais aussi une période relativement pluvieuse, avec une probable augmentation de l'aridité après l'Éémien particulièrement prononcée sur la séquence de Nußloch (entre MIS 5d et 5a ; phase Eo-Weichselien) (Hatté et al., 2001; Hatté et al., 1999; Hatté and Schwartz, 2003).

Malgré une bonne correspondance générale entre nos résultats et ceux des séquences de la région, la comparaison à haute résolution (multiples variations entre C10 et C5) apparaît difficile, d'autant plus que cette instabilité paléoclimatique a pu s'exprimer différemment entre les séquences comparées. A l'inverse, la comparaison des données de Mutzig avec les séquences régionales et extrarégionales (Grande Pile, les Échets, Beerenmösli, Jammertal, Füramoos, Samerberg), permet de situer la phase d'oscillations climatiques de Mutzig dans un contexte environnemental plus large (de Beaulieu and Reille, 1984, 1989, 1992; Grüger, 1979; Helmens,

2014; Klotz et al., 2003; Klotz et al., 2004; Müller et al., 2005; Müller et al., 2003; Pons et al., 1992; Wohlfarth, 2013). Les délimitations climatiques discutées pour la suite correspondraient donc à celles observées sur l'ensemble des séquences extrarégionales mentionnées ci-dessus, en particulier celle de la Grande Pile (Vosges). La séquence se situerait au début du St Germain I (MIS5c), avant ou après l'évènement froid de Montaigny (contemporain de Heinrich 10). La couche 10 correspondrait alors à l'épisode de St Germain Ia (D/O 24) ou au début de la phase de St Germain Ic (D/O 23). Le reste de la séquence se prolongerait sur tout le St Germain I, voire jusqu'au Melisey 2 et St Germain II (MIS5b et 5a). Le paléosol de la couche 5 serait alors contemporain d'une augmentation forestière locale à la fin du St Germain I ou de l'augmentation forestière associée au MIS5a. L'augmentation de la diversité taxinomique observée dans la couche C4 pourrait également être associée à cette ampleur. On notera que les séquences de la Grande Pile ou celles du Sud de l'Allemagne (Jammertal, Füramoos, Samerberg) montrent de nombreuses fluctuations climatiques pendant la période du St Germain I (MIS 5c) qui corréleraient avec les oscillations climatiques observées sur Mutzig (*Ibid*). Par ailleurs, cette période est caractérisée sur La Grande Pile non seulement par *Pinus*, mais également par *Betula* et *Picea*. Le *Juniperus* est quant à lui peu représenté (de Beaulieu and Reille, 1992; Guiot et al., 1989; Helmens, 2014; Seret et al., 1992; Wohlfarth, 2013; Woillard and Mook, 1982). Par ailleurs, on notera que le début de la phase de St Germain Ic est caractérisé par une augmentation du couvert forestier mésophile (*Quercus*, *Corylus*, *Carpinus*) indicatif de la forte évolution forestière pendant le St Germain (MIS5) (*Ibid*).

V.5.3. Évolution climatique et traditions techniques et culturelles

Les nombreuses évolutions climatiques observées dans la séquence de Mutzig questionnent de l'impact sur le mode de vie des Néandertaliens : collecte du bois, gestion du territoire, subsistance, système technique, etc.

Toutefois, pour ce qui est des questions sur la collecte de bois, le manque de données dans une majorité des couches ne permet pas de préciser avec fiabilité les proportions de bois utilisées par les occupants du site. On notera tout de même une bonne correspondance entre le signal taxinomique et anthracologique sur C7d et C7c2, significative d'une collecte du bois représentative du milieu environnant. Le système de récolte du bois, par les Néandertaliens du site devait donc se concentrer sur une collecte opportuniste (non-sélective) qui favorise une expression exhaustive de la composition forestière dans les vestiges anthracologiques (Chabal, 1997; Théry-Parisot, 2001).

Au contraire des données anthracologiques, l'abondance et la bonne conservation du matériel lithique permet d'observer de nettes évolutions au sein de la séquence. On observe ainsi des évolutions dans le système technique et les modèles d'approvisionnement le long de la séquence (couches inférieures 7d et 7f, différentes de l'ensemble 7c, différent de la couche 7a) (Diemer, 2019). Il reste cependant difficile d'évaluer l'influence qu'aurait pu avoir les oscillations climatiques dans ces changements techno-culturels. Toutefois, ces évolutions techniques et la persistance des occupations dans l'abri de Mutzig malgré les oscillations climatiques attestent de l'importance du site dans le paysage culturel des Néandertaliens de l'époque. La présence

de matières premières hétérogènes proches, l'environnement favorable (zone de refuge forestier, présence de zone humide) et la proximité des zones de chasse (plaines, possibles zones de piège à l'entrée de vallée de la Bruche) ont certainement offert un site résidentiel de référence dans les différents schémas de mobilité. Plus encore, la présence de silex originaire du massif nord jurassien et les liens culturels des industries de 7d/f avec d'autres sites du Weichselien ancien (Nord de la France, Nord de la Suisse, Allemagne rhénane) permettent d'inscrire ce site dans une gestion du territoire complexe sur une large aire géographique et culturelle (Diemer, 2019; Rebmann, 2005).

Par ailleurs, on observe que l'augmentation du rapport rennes/mammouths dans l'assemblage faunique est généralement associée à une période rigoureuse (hors C7a) (Sévêque, 2019). Si l'hypothèse d'une interprétation paléocéologique ne peut pas être écartée (différences de migration entre les deux taxons), la possibilité d'un changement de mode de subsistance pendant les périodes les plus rigoureuses doit être envisagée. De plus l'utilisation des os comme combustible pendant les périodes les plus rigoureuses est questionnée. En effet, non seulement la couche 7d est associée à une forte concentration de restes calcinés, mais l'étude approfondie des vestiges brûlés de la zone de combustion ST1 (C7c1) avait également soulevé l'hypothèse d'une utilisation des os comme combustible (Smolderen, 2019). On précise toutefois, que l'hypothèse de mise au feu pour un entretien du site ne pouvait entièrement être écartée.

V.6. Synthèse

L'étude présentée ici se démarque des précédentes, à la fois par sa méthode (utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ de charbons de *Betula* et *Juniperus*), mais aussi par son climat plus continental (Alsace, Nord-Est France). L'utilisation de notre approche combinée (taxinomique et isotopique) sur le site de Mutzig a permis de mettre en évidence :

- Le bon potentiel de l'utilisation combinée des signaux isotopiques de *Betula* et *Juniperus* comme proxy climatique. En particulier, quand les fortes évolutions isotopiques pour *Juniperus* permettent de rendre compte de l'important stress hydrique dans les steppes, les relatives faibles évolutions isotopiques pour *Betula* permettent de rendre compte d'un impact hydrique plus mesuré vers les zones humides.
- Une haute résolution du signal isotopique par rapport à la stratigraphie ; on a pu observer en particulier que le niveau 7c2 était composé de plusieurs occupations contemporaines de changement climatique.
- Des corrélations entre les données isotopiques sur *Betula* et *Juniperus* avec les autres données paléoenvironnementales locales et régionales ; on observe ainsi plusieurs oscillations climatiques au sein des occupations, associées aux fluctuations climatiques autour de MIS5c.
- L'importance du site de Mutzig dans le paysage socio-culturel de l'époque, avec une occupation pérenne de la grotte malgré les changements climatiques et les évolutions sociotechniques des groupes néandertaliens.

En conclusion, l'utilisation du signal isotopique et taxinomique des charbons de l'abri de Mutzig offre des données climatiques et environnementales uniques pour la région. Elle invite à continuer ce travail multiproxies dans l'objectif d'obtenir une séquence de référence puissante pour le reste de la région. Par ailleurs, ces résultats prometteurs obtenus sur le *Juniperus* et *Betula* invitent à la construction d'un référentiel isotopique sur charbons sur plus de taxons pour obtenir des signaux isotopiques complémentaires dans une même séquence archéologique.

Chapitre 4

SYNTHÈSE ET DISCUSSION AUTOUR DU POTENTIEL DE L'UTILISATION DU $\delta^{13}\text{C}$ DES CHARBONS DE BOIS PRÉHISTORIQUES

I. REPRÉSENTATIVITÉ DU SIGNAL ISOTOPIQUE ISSU DE CHARBONS DE BOIS ARCHÉOLOGIQUES

La question centrale, qui constitue le fil rouge de ce travail, a été de définir la représentativité climato-environnementale du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ issu de l'analyse de charbons de bois : (i) parfois peu nombreux, (ii) issu de séquences archéologiques parfois complexes, (iii) d'origine aléatoire à l'échelle des cernes, et enfin, (iv) provenant de l'ensemble Pléistocène supérieur/début de l'Holocène, soit issu de plantes anciennes développées dans des conditions environnementales et atmosphériques différentes de l'actuel. Dès lors, et dans l'objectif de discuter au mieux des différentes composantes qui composent le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen (dont son enregistrement climatique), un référentiel actuel a été réalisé, puis un protocole d'étude commun et adaptable à chaque site a été proposé (Chapitre 2). Ces deux points ont alors facilité la compréhension des signaux isotopiques obtenus sur chaque sites archéologiques (Chapitre 3).

Dans les deux parties qui suivent, nous proposons de revenir sur les différentes composantes du signal isotopique et de discuter de leurs impacts sur la représentativité climato-environnementale de celui-ci. Les données à la fois (i) du référentiel et (ii) des applications archéologiques sont donc prises en compte. On rappelle, que le terme de « variabilité » est utilisé pour décrire la dispersion des valeurs isotopiques autour du signal moyen, quand le terme d' « évolution » est utilisé pour parler des changements diachroniques du signal isotopique moyen.

Compte-tenu de l'interrelation entre les différentes composantes du signal isotopiques et les facteurs qui les modifient, il est difficile de décrire les uns indépendamment des autres. Cela étant, nous proposons dans un premier temps de nous focaliser : (i) sur l'effet de la carbonisation et des processus post-dépositionnel sur le signal isotopique et leurs impacts dans la méthode d'étude (Chapitre 4 – I.1), puis (ii) sur la variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ qui constitue une partie de notre signal et l'importance du choix de la méthode d'étude sur celle-ci (Chapitre 4 – I.2). Les questions relatives (i) à l'enregistrement climatique et environnemental conservé dans le signal

isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) des charbons de bois (Chapitre 4 – II.1) et (ii) à l'Impact des conditions glaciaires et des évolutions du carbone atmosphérique sur celui-ci (Chapitre 4 – II.2), ne seront discutées que dans un second temps. Enfin, une partie synthétique sera proposée à la suite (Chapitre 4 – III).

1.1. Réflexion autour des effets de la carbonisation et des processus post-dépositionnels sur le potentiel de la méthode

1.1.1. Correction de l'impact de la carbonisation

L'un des objectifs majeurs de cette thèse était d'appréhender les effets de la carbonisation sur le potentiel d'utilisation du signal isotopique comme marqueur climatique et environnemental. En effet, les interprétations de la variabilité isotopique et des évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen, présentées ci-dessus, sont possibles dans la mesure où on considère les effets de la carbonisation sur le signal isotopique comme homogène pour l'ensemble des charbons. Dans le cas contraire, une correction de cet effet doit être réalisée.

Il a été montré, à travers notre référentiel, une homogénéité de l'effet de la pyrolyse sur le signal isotopique à égal degré de carbonisation et indépendamment de l'espèce de pin observé (déplétion en ^{13}C avec la pyrolyse) (Chapitre 2 – II & III). Le degré de carbonisation est alors principalement fonction de la température de pyrolyse et secondairement de l'état du bois de départ (ex : contamination fongique). Plus encore, le modèle d'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ concorde avec les connaissances sur l'évolution isotopique et moléculaire aux différentes phases de la pyrolyse du bois (Bird and Ascough, 2012; Bird and Gröcke, 1997; Czimczik et al., 2002; Jones and Chaloner, 1991; Rousset, 2004; Steinbeiss et al., 2006; Turney et al., 2006). Dans cette logique, aux mêmes conditions de carbonisation, l'uniformité dans la réponse isotopique permet la conservation de l'enregistrement climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ du bois (Ferrio et al., 2006; Hall et al., 2008; Resco et al., 2011; Steinbeiss et al., 2006; Turney et al., 2006; Voltas et al., 2008) (Chapitre 2 – II & III). Si cette observation est transposable aux charbons issus de foyers ouverts (même réponse isotopique entre feu oxygéné ou non, à même température) (Turney et al., 2006), l'hétérogénéité de la dispersion de la chaleur dans ceux-ci conduit nécessairement à un mélange de charbons issus de différentes températures de carbonisation (Théry-Parisot et al., 2010b). L'utilisation du signal isotopique issu de ces charbons nécessite alors, soit un échantillonnage sélectif (charbon avec le même degré de carbonisation), soit une correction des effets de la carbonisation sur tous les charbons.

Or, on observe une corrélation entre l'augmentation du %C et le degré de carbonisation, permettant de préciser l'avancement de la carbonisation. Dès lors, les résultats de notre référentiel et ceux de précédentes études sur plusieurs taxons (*Pinus* sp, *Quercus* sp.) supportent la proposition d'une correction du signal à l'aide du pourcentage de carbone (Aguilera et al., 2012; Ferrio et al., 2006; Voltas et al., 2008) (Chapitre 2 – II & III). Toutefois, bien qu'un modèle de correction continue puisse être utilisé (ex : sur *Pinus halepensis*) (Ferrio et al., 2006), il nous semble important de préciser que si l'évolution générale du %C peut être observée par paliers de pyrolyse, la variabilité de celui-ci pour chacun de ces paliers reste relativement importante (Chapitre 2 – II & III). Ainsi,

une correction ne diminuera pas nécessairement la variabilité isotopique entre charbons issus de plusieurs degrés de carbonisation. L'intérêt statistique d'une correction pour des charbons issus d'un même pallier de pyrolyse (%C proche) est dès lors remis en question.

1.1.2. Conservation des charbons selon le degré de carbonisation

1.1.2.a. Tendance générale des teneurs en Carbone des charbons archéologiques

Les analyses élémentaires des charbons archéologiques des différents sites de ce travail (Tableau C4.I-1 et Figure C4.I-1), ont toutes révélé des pourcentages de carbone inférieurs à 70%, avec une majorité située entre 55 et 65% (moyenne générale autour de 57,2%) (les 2 valeurs de DEE, trop faibles, et une valeur de CHV >100%, ne sont pas pris en compte). Plus encore, si on regarde les teneurs en carbone site par site, on observe que la quasi-totalité des valeurs est comprise dans un intervalle inférieur à 20% (valeurs aberrantes exclues), à l'exception de la Combette ($\approx 25\%$).

Site	Moyenne	Mediane	1er quartil	3eme quartil	Min	Max
CAN	55,1	56,1	51,8	58,8	38,4	66,0
COMB	55,1	57,5	52,2	60,2	30,5	66,9
CHV	57,2	59,4	55,1	61,7	21,5	67,8
PTS	58,4	59,0	56,3	61,4	40,2	68,8
OUL	63,3	63,5	61,9	64,4	61,0	65,7
PDL	51,2	49,0	46,9	53,0	44,7	66,0
BMV	64,9	65,9	63,4	66,4	60,6	67,1
MTZ_B	58,6	58,0	56,6	60,2	52,7	64,8
MTZ_J	50,7	49,0	46,6	56,2	39,7	60,3
Moyenne	57,2	57,5	54,5	60,2	43,3	65,9

Tableau C4.I-1) Tableau de synthèse des teneurs en carbone (%C) obtenu par l'analyse élémentaire des charbons archéologiques issus des différents sites de ce travail.

Si on compare ces données à celles de notre référentiel, on peut proposer que les charbons récoltés sur l'ensemble des sites soient tous associés à un faible degré de carbonisation (valeurs inférieures à 350°C, avec les échantillons de Roussillon). On observe également sur plusieurs sites, qu'une proportion conséquente de valeurs tombe en-dessous des teneurs de carbone obtenues pour le bois non carbonisé de notre référentiel. Considérant que ces faibles valeurs ont bien été obtenues sur des charbons (bois carbonisé), celles-ci font certainement l'objet d'une sous-estimation. Ainsi, il apparaît que l'ensemble des charbons récoltés sont tous issus d'un faible degré de carbonisation situé entre 280°C (torréfaction du bois) et 350°C (pour du bois sain carbonisé) (Ferrio et al., 2006) (Chapitre 2 – II & III). La variabilité du %C obtenue correspond à l'association entre la variabilité naturelle des teneurs de carbone pour un même pallier de pyrolyse et l'effet d'un élément extérieur

qui conduit à la sous-évaluation de certains %C. On précise, que ces déplétions en %C ne sont pas corrélées avec les variations du $\delta^{13}\text{C}$. Deux hypothèses peuvent alors être proposées : (i) une sous-estimation de la masse lors de la pesée, (ii) la présence d'élément non carboné, exogène au bois d'origine. Compte-tenu du contexte sédimentaire dans lequel les charbons sont retrouvés, cette deuxième hypothèse est privilégiée. En effet, la présence de sédiments incrustés dans les charbons conduit à une surestimation des masses de ceux-ci et biaise le calcul des teneurs en carbone. Cette hypothèse permet également d'expliquer les différences observées entre certains sites. Ainsi, les hautes valeurs de %C sur les sites de OUL ou BMV s'expliquent par l'absence d'incrustation sédimentaire (contexte sédimentaire favorable : zone riche en cendres et charbons). À l'inverse, la portion argileuse du sédiment des PDL a, quant à lui, favorisé l'introduction de sédiment dans la majorité des charbons du site, expliquant les faibles %C de ceux-ci. Enfin, on précisera que la différence en teneur de carbone sur le Mutzig entre les charbons de *Betula* et *Juniperus* s'explique, quant à elle, par l'hétérogénéité des modèles d'évolution du %C avec la température entre gymnospermes et angiospermes (%C augmente plus rapidement chez les angiospermes) (Turney et al., 2006). Il est également possible que l'anatomie des gymnospermes (bois homoxylé) ait favorisé l'incrustation de sédiment par rapport aux angiospermes (bois hétéroxylé).

Somme toute, il est considéré que l'effet de la carbonisation sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons récoltés était suffisamment homogène par site, pour que celui-ci ne soit pas pris en compte.

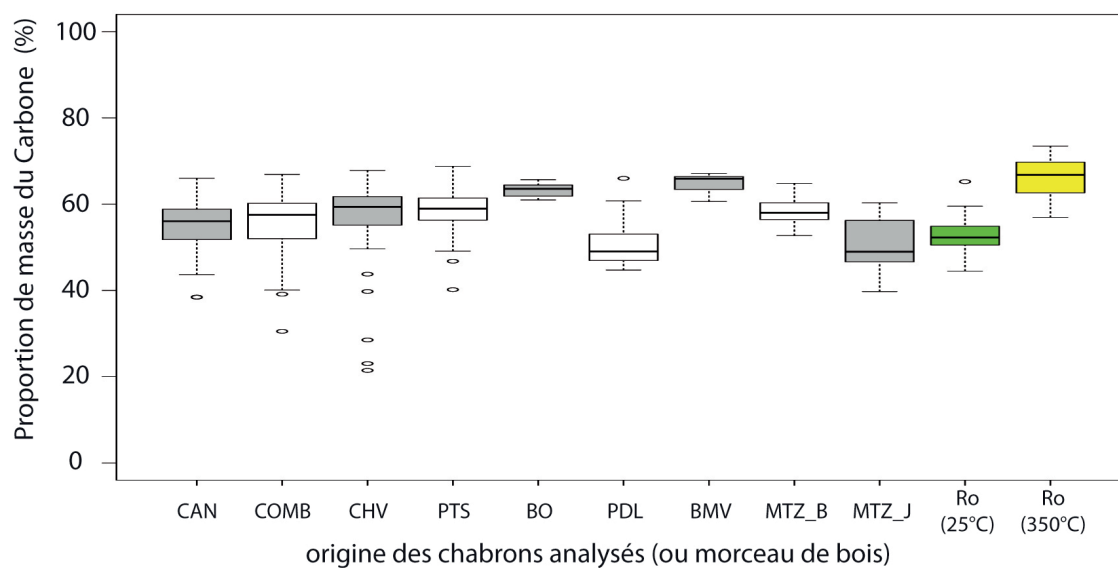


Figure C4.I-1) Représentation boxplot des teneurs en carbone (%C) obtenues par l'analyse élémentaire des charbons archéologiques issus des différents sites de ce travail, complétés par les teneurs en Carbone obtenues dans le référentiel sur le site de Roussillon (bois en vert ; charbons brûlés à 350°C en Jaune).

1.1.2.b. Conservation des charbons aux processus post-dépositionnels

Compte-tenu de l'hétérogénéité des températures de pyrolyse dans un foyer ouvert, l'hypothèse d'une conservation préférentielle des charbons brûlés à faible température est

proposée. Celle-ci a également pu être observée à travers l'étude élémentaire d'autres assemblages anthracologiques ($\%C < 65\%$) (Aguilera et al., 2012; Deckers, 2016).

Nous proposons que la préservation d'une faible gamme de charbons, brûlés entre 280 et 350°C, soit le résultat d'une balance entre la transformation du bois en charbons (devient chimiquement inerte) et la perte de la résistance mécanique face aux processus post-dépositionnels. En effet, la gamme de température retrouvée correspond à l'étape clé de transformation du bois en charbons (Braadbaart and Poole, 2008; Czimczik et al., 2002; Rousset, 2004; Steinbeiss et al., 2006) (Chapitre 1 – II). Si, jusqu'à 280°C, la perte d'éléments volatiles et d'une partie de l'holocellulose (surtout hémicellulose) conduit à une résistance aux micro-organismes, la dégradation de la cellulose et l'homogénéisation des parois jusqu'à 350°C permet d'obtenir un tissu chimiquement inerte (*Ibid*). Toutefois, la résistance à l'oxydation n'apparaît qu'avec les transformations physico-chimiques au-dessus de 400°C (Ascough et al., 2011; Ascough et al., 2010). Dans le même temps, la dégradation de l'holocellulose (molécules structurales), puis celle de la lignine entre 340 et 600°C, conduisent à une perte de la cohésion cellulaire et diminution croissante de la résistance mécanique (Braadbaart and Poole, 2008; Czimczik et al., 2002; Rousset, 2004; Steinbeiss et al., 2006). Ainsi, on retrouve une perte de la résistance mécanique avec l'augmentation de la température de pyrolyse (Lancelotti et al., 2010). Les processus post-dépositionnels (piétinements, météorisation, ruissellement, mouvements sédimentaires, gel-dégel) induisent alors des forces de compression d'intensité variables sur les charbons et conduisent à leur fragmentation (Chrzaszew, 2013; Chrzaszew et al., 2014; Lebreton et al., 2017; Théry-Parisot, 2001; Théry-Parisot et al., 2010a). Ainsi, à plus de 350°C, la faible résistance mécanique des charbons est telle, que leur fragmentation serait trop importante pour qu'ils soient récoltés (particules trop fines, perte au tamisage à l'eau). On notera par ailleurs, que l'évolution de la résistance mécanique avec la pyrolyse varie selon les taxons (seuils thermiques différents) (Chrzaszew, 2013; Chrzaszew et al., 2014; Lancelotti et al., 2010). Ainsi, dans son étude, Chrzaszew observe que les charbons de *Pinus sylvestris* sont déjà largement fragilisés à 400°C, alors que les charbons de *Betula* présentent une résistance globalement plus importante à la même température. Cette variabilité pourrait en partie être intervenue dans la préservation des charbons de *Betula* de Mutzig (avec des %C plus hauts que pour *Juniperus*) (Chrzaszew, 2013; Chrzaszew et al., 2014). On précisera que ces observations sont obtenues en foyer ouvert (oxydation normale, température moins contrôlée), que l'effet de la station d'origine de *Betula* pourrait intervenir dans cette observation (caractéristiques physico-chimiques différentes) et que passé une température, ce lien espèce/résistance est perdu (dynamique vers une combustion complète) (Chrzaszew et al., 2014; Théry-Parisot et al., 2010a; Théry-Parisot et al., 2010b).

Considérant que la préservation d'une gamme réduite de charbons est la conséquence de processus post-dépositionnels, il est possible que dans certains contextes, le faible impact de ceux-ci conduise à une préservation de charbons brûlés à plus haute température de pyrolyse et sur une plus large gamme. La correction des valeurs isotopiques ou la sélection de certains charbons seront alors nécessaires. Ainsi, l'étude isotopique sera grandement influencée par le contexte sédimentaire et taphonomique du site d'étude.

Pour exemple, dans l'étude isotopique sur les charbons du site néolithique du lac de Chalain, les auteurs proposent une petite gamme de température de pyrolyse, mais beaucoup plus élevée (vers 700°C, calculée à partir de l'analyse en Raman) (Baton, 2017; Baton et al., 2017). Cette observation semble alors s'opposer à celle faite sur nos sites. L'hypothèse la plus probable serait que le contexte humide et oxydant du site (proche du lac) ait favorisé la préservation de charbons de chêne pyrolysé à plus hautes températures (très résistant à l'oxydation), mais ait provoqué la dégradation de charbons brûlés à plus faibles températures (sensible à l'oxydation) (Ascough et al., 2011; Ascough et al., 2010). L'autre hypothèse serait relative à un autre mode de cuisson, qui aurait conduit à une formation préférentielle des charbons à haute température. Cela étant, si le contexte du site de Chalain n'empêche pas l'étude du signal isotopique (même gamme de température), celle-ci n'observe pas le même type de signal isotopique (cellulose éliminée à 700°C).

1.1.3. Altérations et contaminations carbonées post-dépositionnelles

L'étude isotopique des charbons de bois est rendue possible dès lors qu'on considère ceux-ci comme chimiquement inertes. Cette stabilité chimique permet alors la conservation du signal isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ et la préservation des données climatiques dans les charbons archéologiques (Baton et al., 2017; Fiorentino et al., 2015; Hall et al., 2008; Voltas et al., 2008). Toutefois, comme évoqué précédemment, les charbons ont montré une certaine sensibilité aux phénomènes d'oxydation (Ascough et al., 2011; Ascough et al., 2010). Ceux-ci ont pour conséquence la transformation d'éléments structurels de la phase cristalline en éléments amorphes par auto-humification (*Ibid*). Ainsi, si les effets de l'oxydation ou du pH (création de « ponts salins ») ont montré qu'ils pouvaient conduire à une conservation différentielle des charbons de bois (ex : selon le degré de pyrolyse), la probabilité d'une altération significative du bulk isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) reste peu importante (faible quantité transformée, éléments atomiques identiques) (Ascough et al., 2011; Ascough et al., 2010; Cohen-Ofri et al., 2006; Rebollo et al., 2008). Par ailleurs, à l'exception des PDL (dépôts alluviaux, plein air), les contextes géomorphologiques des autres sites archéologiques de cette étude sont moins favorables aux processus d'oxydation. Enfin, l'étude infrarouge de plusieurs charbons sur chacun des sites de ce travail, n'a pas présenté de signature d'acides humiques, qui auraient pu être associée à la création de substances amorphes attendues. Dans notre étude, l'altération chimique des charbons n'a donc pas été pris en compte, mais doit être considérée avant de nouvelles applications de la méthode sur d'autres contextes archéologiques.

Notre travail, s'est donc concentré principalement sur les contaminations carbonées exogènes (carbonate, acides humiques, radicales). Compte-tenu de l'importance de la faible masse des charbons, une analyse par infrarouge de plusieurs charbons a été proposée afin de caractériser les possibles contaminations du site. Fondée sur l'étude de Vaiglova et ses collaborateurs, cette étape a permis de mettre en évidence une contamination aux acides humiques négligeable sur tous les sites et d'éviter un traitement ABA agressif (permis d'éviter la perte de masse de charbons) (Chapitre 2 – IV) (Vaiglova et al., 2014). Seul un traitement acide très concentré (HCl ; 1M) permet d'éliminer les carbonates (bien identifiés sur l'analyse infra-rouge de plusieurs sites). Plus encore, l'analyse infrarouge de plusieurs charbons peut permettre d'informer sur la présence

d'incrustations sédimentaires (impacte les calculs de la teneur en carbone). L'utilisation de cette méthode doit donc être préconisée avant le traitement et l'analyse isotopique de charbons, tous contextes confondus.

1.2. Variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ issu de charbons de bois

Compte-tenu de l'uniformité de la carbonisation dans notre travail (conservation de l'évolution relative du signal isotopique et de sa variabilité) et de la faible intervention des processus dépositionnels (avec un pré-traitement), l'étude de la variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ issu de charbons de bois, présentée ci-dessous (Tableau C4.I-2), a pu être réalisée sans prendre en compte leurs effets sur celle-ci.

1.2.1. Variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ dans les charbons d'un même ensemble stratigraphique

L'une des principales difficultés dans la lecture du signal isotopique est de déterminer la part de la variabilité non climatique qui le compose. En effet, le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen, pour chaque site, correspond à la moyenne des valeurs isotopiques obtenues sur des restes anthracologiques issus : (i) de plusieurs individus (arbres), (ii) de cernes distincts et (iii) de périodes d'occupations différentes. Or, si la non-contemporanéité, au sens strict, des charbons conduit à un mélange d'informations climatiques, l'origine diverse des pièces de bois (plusieurs individus, plusieurs populations) conduit à intégrer une variabilité non-climatique au signal $\delta^{13}\text{C}$. Celle-ci est le résultat de variations dans l'enregistrement isotopique d'un même signal climatique et environnemental, en raison de fluctuations micro-environnementales, physiologiques, génétiques et anatomiques. Cette variabilité peut alors être décomposée entre variabilité intra-individu, interindividus et inter-populations (étudiées et caractérisées à travers les études sur les bois actuels ; Chapitre 1 – I). De plus, dans ce travail, l'étude taxinomique des charbons de bois de *Pinus* n'a pas permis d'atteindre un degré d'identification plus précis que « *Pinus* type *sylvestris/nigra* » (comprend également *cembra*, *mugo* et *uncinata*), intégrant ainsi de surcroît une composante inter-espèces dans la variabilité non-climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$.

1.2.1.a. Étude de la variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ à travers le référentiel actuel

Dans le cadre de notre travail, le référentiel actuel avait pour objectif : (i) de consolider nos connaissances sur la variabilité naturelle du signal pour différentes populations et dans plusieurs contextes, (ii) d'étudier l'évolution de celle-ci pendant la carbonisation et (iii) d'analyser la variabilité inter-espèces dans des charbons issus de plusieurs Pins dans une même zone géographique (*P. sylvestris*, *nigra*, *halepensis*). Il a ainsi été démontré que la variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ était convergente avec les données bibliographiques sur le bois et conservée pendant la carbonisation (à un même degré de carbonisation). Plus encore, l'utilisation de plusieurs espèces de Pins n'amplifie pas la variabilité du signal isotopique (même signal). Il a alors été conclu, la possibilité de se référer aux connaissances sur la variabilité isotopique inter-individus dans le bois pour rendre compte de

la variabilité non-climatique des signaux $\delta^{13}\text{C}$ obtenus sur charbons (comprend variabilité intra-, inter-individus et inter-espèces ; Chapitre 1 - I) (Francey, 1981; Leavitt, 2010; Leavitt and Long, 1984, 1986; Loader et al., 2013; Mazany et al., 1980; McCarroll and Pawellek, 1998). L'effet de la variabilité entre populations, l'impact d'une carbonisation hétérogène et l'enregistrement diachronique du climat/environnement ne sont ici pas pris en compte et seront discutés dans les parties suivantes.

Cela étant, on précisera que l'observation faite sur la variabilité interspécifique se limite aux seules populations étudiées ici. Or, la cohabitation de trois espèces de pins induit qu'elles aient connu des adaptations physiologiques et génétiques ; celles-ci ont permis d'obtenir des populations écologiquement proches (Alberto et al., 2013; Sáenz-Romero et al., 2019; Valladares et al., 2014). C'est dans cette logique que d'autres espèces de pins issues d'une même ceinture altitudinale de végétation (même écologie adaptée à leur environnement) montrent des similitudes dans leur sensibilité au climat et des enregistrements isotopiques comparables (Ex : *Pinus nigra* et *Pinus sylvestris* ; *Pinus radiata* et *Pinus pinaster* ; *Pinus uncinata* et *Pinus sylvestris*) (Gagen et al., 2006; Shestakova et al., 2017a; Warren et al., 2001). À l'inverse la variabilité inter-spécifique est accentuée lorsque les espèces sont issues d'environnements distincts (ex : *Pinus halepensis* avec *Pinus nigra/sylvestris* sur deux étages de la végétation) (Shestakova et al., 2017a). Plus encore, la variabilité intraspécifique est elle-même accentuée lorsque qu'on regarde les populations de zones écologiques différentes. L'étude du *Pinus halepensis* sur le pourtour méditerranéen souligne en particulier l'évolution de sensibilité écologique entre les populations, issues de la plasticité des individus eux-mêmes et des adaptations génétiques (Patsiou et al., 2020; Voltas et al., 2015; Voltas et al., 2018). En somme, la question de la variabilité non-climatique dépend alors plus des caractéristiques génétiques et physiologiques de la plante en général que de l'espèce en elle-même. La question de l'adaptation des plantes, ayant un impact potentiel plus vaste qu'une simple augmentation de la variabilité du signal isotopique, est reprise plus loin dans la discussion (Chapitre 4 - II.2).

1.2.1.b. Étude de la variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ à travers les applications archéologiques

Pour les applications archéologiques, deux approches méthodologiques ont été réalisées. La première centrée sur l'analyse individuelle des charbons et l'autre sur l'analyse de groupes de charbons (nommée méthode « individuelle » et « groupée » respectivement dans la suite).

Méthode « individuelle »

Dans la méthode « individuelle », on observe que la variabilité des valeurs isotopiques, pour un niveau stratigraphique, ne dépasse pas en moyenne la variabilité inter-individus dans les référentiels actuels (écart-type du $\delta^{13}\text{C}$ <0,56‰ ; écart $\delta^{13}\text{C}$ max <2-2,5‰) (Leavitt, 2010; Loader et al., 2013; McCarroll and Pawellek, 1998). Plus encore, on peut noter que la forte variabilité de certains niveaux, ou certaines valeurs insolites, sont majoritairement associées à des zones de mélange de couches ou de contaminations (valeurs entre parenthèse plus élevées). D'autre part, on observe également qu'une plus faible résolution de lecture du signal isotopique (par US à la place des décapages ou prélèvements) conduit à une augmentation de la variabilité du signal isotopique

(augmentation par site de la *moyenne* des écarts types du $\delta^{13}\text{C}$ et, du *maximum* et de la *moyenne* des écarts $\delta^{13}\text{C}$ max). On notera que la diminution du *maximum* des écarts types du $\delta^{13}\text{C}$ avec une lecture du signal par US, souligne uniquement l'impact du nombre de charbons sur le calcul des écarts types. En effet, dans le cas d'une analyse par US, le nombre de charbons conséquents permet d'obtenir un écart type du $\delta^{13}\text{C}$ relativement fiable, alors que dans l'analyse par sous-unité stratigraphique, le plus faible nombre de charbons, utilisés pour le calcul des écarts types du $\delta^{13}\text{C}$ (ex : jusqu'à 2), est moins puissant (incertitude quant à la représentativité de l'écart-type calculé par rapport à l'écart type réel de la « population » de charbons).

Méthode	Sites (Strati.)	Maximum des écarts types du $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Moyenne des écarts types du $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Maximum des écarts $\delta^{13}\text{C}$ max (‰)	Moyenne des écarts $\delta^{13}\text{C}$ max (‰)	(Perturbation Stratigraphique)
«individuelle»	CAN (dec)	0,82 (1,05)	0,49 (0,53)	2,47 (3,29)	1,42 (1,56)	(Rel 8 - US 2)
	CAN (US)	0,60 (1,04)	0,58 (0,73)	2,81 (3,79)	2,79 (3,12)	(Rel 8 - US 2)
	CHV (prlvt)	0,83	0,29	1,45	0,57	/
	CHV (US)	0,72 (1,11)	0,5 (0,62)	2,36 (3,22)	1,54 (1,88)	(US 2a - Rouge)
	PTS-S12 (niv)	0,91	0,43	1,60	0,90	/
Synthèse «individuelle»	Maximum	< 1,0	< 0,5	< 2,5	< 1,55	/
	Moyenne	0,85	0,40	1,84	0,96	
«groupée»	COMB (z)	1,45	0,49	2,24	0,98	/
	PTS-S12 (niv)	0,91	0,52	1,71	1,38	/
	PTS-G22 (niv)	0,64	0,31	0,91	0,59	/
	BO (SC)	0,24 (0,59)	0,18 (0,39)	0,56 (1,27)	0,45 (1,02)	(Mélange SC1A/B)
	BO (dec)	0,46	0,29	0,93	0,62	/
	BO (US)	0,27	0,27	0,93	0,93	/
	PDL (US)	0,56 (0,56)	0,51 (0,51)	1,15 (1,67)	1,08 (1,28)	(US 9)
	BMV (dec)	0,30 (0,37)	0,17 (0,23)	0,61 (0,85)	0,31 (0,44)	(Mélange dec 4)
	MTZ-J. (dec)	0,64	0,63	1,21	0,9	/
	MTZ-B. (dec)	0,72	0,33	1,43	0,58	/
Synthèse «groupée»	Maximum	< 1,5	< 0,65	< 2,25	< 1,40	/
	Moyenne	0,66	0,38	1,19	0,77	

Tableau C4.I-2) Tableau de synthèse de la variabilité isotopique observée par site et selon les objets stratigraphiques regardés (« Strati. ») : décapage (dec), par unité stratigraphique (US) ; par prélèvement (prlvt ; pour CHV), par niveau isotopique (définis pour PTS), par profondeur (a, pour COMB). Les lignes surlignées en gris permettent d'illustrer sur certains sites la différence de variabilité, si on utilise une résolution à l'US plutôt qu'au décapage (ne sont pas prises en compte dans les lignes de synthèse de la variabilité isotopique par méthode). Enfin, les valeurs sont données en excluant les niveaux où les valeurs isotopiques qui sont associées à un risque de perturbation stratigraphique (considérées uniquement dans les valeurs entre parenthèse). NB¹ : le site PTS est représenté par carré et avec ou non les données de l'analyse des charbons groupés issus du tamisage (pour PTS-S12, représenté dans la méthode « individuelle » ou « groupée » respectivement). NB² : le site de MTZ est représenté par espèce étudiée (J. et B. pour *Juniperus* et *Betula* respectivement).

Ainsi, et suivant nos connaissances actuelles sur la variabilité du signal isotopique (Chapitre I-I), l'utilisation de la méthode « individuelle » montre qu'avec une résolution de lecture du signal $\delta^{13}\text{C}$ suffisante (sous-unité stratigraphique), la variabilité de celui-ci est similaire à celle d'une population actuelle à un moment « t » et que le signal moyen tend alors à être représentatif de l'évolution de sa composante climatique. L'impact de la variabilité climatique par sous-unité serait alors négligeable (questions reprises plus loin dans la discussion ; Chapitre 4 - II.1). L'importance du nombre de charbons utilisés pour le calcul du signal moyen est toutefois à souligner, avec les risques de forte variabilité qui lui sont associés si celui-ci est trop faible (plus d'incertitudes du $\delta^{13}\text{C}$ moyen et des écart-types avec un nombre de charbons petits). Enfin, on précisera que ces observations sont réalisées sur seulement trois sites, dont les particularités d'échantillonnage et de la méthode d'étude de deux d'entre eux, questionnent la représentativité de la variabilité calculée (CHV : calcul à partir de prélèvements avec seulement 1 à quelques charbons ; PTS : calcul à partir de niveau stratigraphique fictif). De nouvelles applications de la méthode « individuelle » sur de nouveaux sites permettraient de consolider nos interprétations.

Méthode « groupée »

À l'inverse de la méthode « individuelle », qui offre une variabilité isotopique relativement exhaustive (données de chaque charbon), une partie conséquente de l'information est perdue avec l'utilisation de la méthode « groupée » (valeur moyenne des $\delta^{13}\text{C}$ de chaque charbon constituant le groupe). Toutefois, compte-tenu des résultats du référentiel (pas d'augmentation de la variabilité non-climatique lors de la combustion), il a été possible de projeter une marge d'erreur du signal isotopique, dans le cadre où la variabilité de celui-ci ne serait que non-climatique (intègre donc uniquement la variabilité intra-, inter-individus et inter-espèces). Cette marge, calculée à partir de données sur le bois (Loader et al., 2013), est pondérée par le nombre de charbons analysés (avec une marge d'erreur maximum et minimum). On précise dans le même temps, que la méthode « individuelle » présentée ci-dessus, appuie l'utilisation de cette marge d'erreur, considérant l'analogie faite entre la variabilité isotopique par sous-unité stratigraphique avec celle d'une population actuelle (variabilité du signal isotopique principalement représentée par la variabilité inter-individus).

Dans un premier temps, sans prendre en compte cette marge, on a pu observer une légère diminution des écarts du $\delta^{13}\text{C}$ max (*maximum* et *moyenne*) avec la méthode « groupée ». Celle-ci indique que si une grande partie de la variabilité peut encore être enregistrée par cette méthode, l'utilisation de valeurs isotopiques moyennes issues de plusieurs charbons (groupe) aura pour conséquence de réduire la variabilité du signal isotopique. À l'inverse, la méthode « groupée » a un effet contrasté sur les écarts types du $\delta^{13}\text{C}$ (*maximum* et *moyenne*). En effet, si l'utilisation de valeurs isotopiques moyennes a pour conséquence une forte diminution des écarts types sur plusieurs sites (Ex : OUL, PTS-G22, BMV ; *maximum* entre 0,24 et 0,64‰ et *moyenne* entre 0,17 et 0,31‰), le peu de valeurs analytiques utilisées par sous-unité conduit à une perte de puissance statistique des écarts types du $\delta^{13}\text{C}$ (Ex : COMB, avec certaines profondeurs représentées par seulement une ou deux valeurs analytiques ; *maximum* à 1,45‰ mais *moyenne* à 0,49‰). En comparaison avec la méthode « individuelle », pour un même nombre de charbons, la méthode « groupée »

présentera moins de valeurs analytiques, mais une probabilité plus importante que celles-ci soient représentatives du $\delta^{13}\text{C}$ moyen de la « population » de charbons. C'est dans ces conditions que prend tout son intérêt l'utilisation de la marge d'erreur, puisque celle-ci permet de renseigner la variabilité probable du signal isotopique, indépendamment de la variance entre les valeurs analytiques obtenues.

Ainsi, dans un deuxième temps, lorsqu'on compare les données récoltées par la méthode « groupée » avec les marges d'erreurs proposées, on peut observer que la quasi-totalité des valeurs analytiques est comprise dans la marge d'erreur du niveau correspondant (COMB, BMV, MTZ). Plus encore, les quelques valeurs $\delta^{13}\text{C}$ qui sortent de ces marges d'erreurs peuvent, en général, être expliquées par une incertitude dans l'origine stratigraphique de certains charbons ou ensemble de charbons (ex : perturbation stratigraphique du dec 4 de la BMV). Cette problématique s'observe particulièrement sur le site de la Combette (COMB), où le signal isotopique moyen et la marge d'erreur associée sont calculés par profondeur (z) et non par décapage, présentant ainsi un plus grand risque de superposition de valeurs analytiques issues de groupe de charbons non contemporains (Chapitre 3 II-3). Par ailleurs, sur les sites où la méthode groupée a été utilisée, mais la marge d'erreur ne l'a pas été par commodité (beaucoup de charbons et groupes analysés sur peu de niveau, pour OUL et PDL, sous-unité stratigraphique atypique pour OUL et PTS), on observe qu'à l'exception de PTS-S12 (risque de mélange de charbons + présence de valeurs individuelles), le *maximum* des écarts $\delta^{13}\text{C}$ max sont tous inférieurs à 1‰ (marge d'erreur minimum).

Enfin, plusieurs autres faits intéressants sont à noter :

(1) Dans l'étude de OUL, on peut noter que le passage d'une lecture isotopique par décapage à une lecture par US : (i) n'augmente pas l'écart $\delta^{13}\text{C}$ max et (ii) conduit à une diminution de l'écart type du $\delta^{13}\text{C}$ (plus de valeurs analytiques). Cette observation permet de justifier de l'intérêt que peut représenter une lecture du signal par US (meilleure puissance statistique), après une vérification de l'évolution de celui-ci par décapage.

(2) Toujours dans l'étude de OUL, on observe que la variabilité isotopique obtenue pour les structures de combustion (SC) apparaît comme la plus faible de tous les assemblages étudiés dans le cadre de notre thèse (valeurs isolées de SC1A et SC1B exclues ; *moyenne* des écarts types du $\delta^{13}\text{C} = 0,18\text{‰}$ et *moyenne* des écarts $\delta^{13}\text{C}$ max = 0,45‰). On peut alors proposer l'hypothèse que cette faible variabilité est la conséquence de la nature des charbons étudiés. En effet, les charbons issus de foyers correspondent à la succession de phases d'utilisation et de vidanges (Chabal, 1997; Heinz, 1990a; Smart and Hoffman, 1988) ; il est alors possible que les charbons analysés dans les structures d'OUL proviennent de la (ou les) dernière(s) phase(s) d'utilisation de celles-ci. La présence de charbons concentrés de même origine (une à quelques collectes) conduirait à l'analyse de charbons ayant enregistré des signaux isotopiques proches ou identiques, à l'inverse de charbons dispersés issus de plusieurs combustions, voire plusieurs fréquentations.

(3) Sur le site de MTZ, au contraire des autres sites, l'étude isotopique a été réalisée sur des essences différentes : *Juniperus* et *Betula*. Toutefois, celles-ci montrent également une variabilité relativement faible, similaire à celle retrouvée dans les études archéologiques sur *Pinus* type *sylvestris/nigra*. On peut dès lors proposer l'hypothèse, qu'à assez haute résolution (décapage), la

variabilité isotopique autour du signal moyen est principalement due à la variabilité non-climatique interindividus (effet de la variabilité haute fréquence, moins impactante). Cependant, on rappelle que l'étude sur Mutzig a été réalisée avec très peu de groupes de charbons par décapage et qu'un approfondissement de l'étude est nécessaire pour vérifier cette observation.

Conservation de l'enregistrement climatique à travers les deux méthodes

Si le choix de la méthode d'analyse a un impact direct sur la variabilité isotopique, il n'intervient pas dans l'absolu sur le signal isotopique moyen. En effet, quelle que soit la méthode utilisée, le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen de l'échantillonnage tendra vers celui enregistré par la population d'arbres d'origine. Cette observation converge avec les études actuelles sur le bois, qui montrent que la valeur moyenne issue d'un regroupement de charbons, indépendamment de leur masse, ne diffère pas significativement de la valeur moyenne calculée à partir des valeurs individuelles de chacun de ces charbons (Borella et al., 1998; Leavitt, 2008; Treydte et al., 2001; Woodley et al., 2012). Malgré tout, le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen reste dépendant du nombre de charbons analysés quelle que soit la méthode, avec une plus grande probabilité d'avoir un signal représentatif avec la méthode « groupée » pour un même nombre d'analyse, mais une plus faible puissance des éléments statistiques pour vérifier cette information (écart-type, écart max). Ces observations s'illustrent en particulier à travers l'étude isotopique des charbons de PTS. Celle-ci, bien que réalisée avec l'une ou l'autre approche selon les secteurs (S12 et G22), a donné des signaux $\delta^{13}\text{C}$ moyens similaires. Plus encore, le manque de puissance statistique des deux signaux pris individuellement (peu de charbons) a pu être en partie pallié grâce à l'utilisation d'un signal moyen unique pour le site (pondéré par le nombre de charbons).

1.2.1.c. Synthèse sur la variabilité non climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ et choix de la méthode d'analyse dans les études archéologiques

En résumé, quelle que soit la méthode utilisée, on observe que la variabilité isotopique obtenue est principalement dépendante de la variabilité inter-individus, comparable avec celle obtenue dans des référentiels actuels (Leavitt, 2010; Loader et al., 2013; McCarroll and Pawellek, 1998). La variabilité intra-individu, inter-espèces (si présente) est négligeable par rapport à la variabilité inter-individus. Plus encore, la variabilité du signal liée à l'enregistrement haute fréquence des évolutions climatiques (saisons, années) semble également moins importante que la variabilité inter-individus pour un même décapage (les composantes de l'enregistrement climatique sont discutées plus loin, Chapitre 4 - II.1). Si cette interprétation induit une probable baisse de la sensibilité aux variations climatiques de haute fréquence du Pléistocène, l'hypothèse inverse pouvait être formulée : baisse de la variabilité interindividus et non-climatique en général. La variabilité observée serait alors principalement représentée par les variations climatiques. Cependant, les données isotopiques obtenues sur les différents sites et les comparaisons avec les autres proxys environnementaux ne plaident pas en faveur de cette hypothèse. Pour exemple, dans le cas de l'étude des structures de OUL, la faible variabilité isotopique indique bien une diminution de la variabilité inter-individus (dernière combustion). En effet, si la variabilité isotopique était principalement liée à des variations haute fréquence du climat, la variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ ne devrait pas nécessairement diminuer (amplitude de l'enregistrement climatique de haute

fréquence, identique dans une même population, quel que soit l'individu). On précise cependant que la variabilité isotopique observée pour les différents sites correspond bien à la somme des variabilités non-climatiques et de l'enregistrement climatique et que selon les conditions, elles ont pu jouer un rôle plus ou moins important dans l'amplitude de la variabilité totale.

On peut alors proposer d'utiliser le signal isotopique moyen comme marqueur de l'enregistrement climatique de basse fréquence, dès lors que la résolution de l'étude est assez fine (Ex : décapage, évite le mélange de plusieurs signaux) et que les données analytiques nous permettent de justifier la puissance statistique de celui-ci. Ce dernier point passe alors par l'étude de la variabilité des valeurs isotopiques autour du $\delta^{13}\text{C}$ moyen (écart-type du $\delta^{13}\text{C}$ et écart $\delta^{13}\text{C}$ max) ou par l'utilisation de marges d'erreur fondées sur les connaissances actuelles de la variabilité inter-individus du signal $\delta^{13}\text{C}$ dans le bois. Néanmoins, on précise que cette approche est surtout efficace dans le cadre où la collecte se concentre sur une seule population de Pin. En effet, l'analyse de charbons issus de la collecte de plusieurs populations (plusieurs micro-environnements) pourrait conduire à une nette augmentation de la variabilité, avec l'enregistrement de plusieurs signaux environnementaux en même temps (problématique rediscutée dans la partie concernant l'impact de la collecte sur le signal isotopique Chapitre 4 – V).

Somme toute, même si les deux approches permettent d'obtenir le signal climatique et environnemental recherché, leurs caractéristiques conditionneront leur potentiel et permettront de définir l'utilisation de l'une plus que l'autre de ces méthodes. Ainsi dans des conditions idéales, la méthode « individuelle » devra être employée (Figure C4.III-1). En effet, celle-ci permet non seulement d'obtenir une information plus exhaustive de la variabilité et de pouvoir discuter au mieux de la puissance statistique du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen, mais également d'éviter le risque de mélanger des charbons issus d'occupations différentes (Ex : PTS-S12) ou de plusieurs zones de collectes (Ex : CHV). Toutefois, cette méthode est contrainte par l'état et la quantité des vestiges anthracologiques. En effet, une quantité de matière individuelle minimum est nécessaire pour l'analyse en EA-IRMS (vers 1mg). Or, avant analyse, les charbons sont traités, au minimum, à l'acide chlorydrique (HCl) ; ce procédé conduit à une perte de matière (masse d'échantillon), généralement plus importante lorsque l'état de la matière de départ est plus avancé (désagrégation d'une partie de la matière). Une masse minimum de plus d'1mg par charbon est donc préconisée pour l'utilisation de la méthode. Celle-ci augmente lorsqu'un traitement ABA est nécessaire (dans le cas de contamination aux acides humiques ; pré-traitement très agressif). Par ailleurs, cette méthode s'avère plus chronophage et beaucoup plus coûteuse que la méthode groupée. La méthode « groupée », avec l'utilisation d'une marge d'erreur, se présente alors comme une alternative tout aussi intéressante, puisqu'elle permet non seulement l'étude de charbons de faible masse (<1mg) mais aussi à plus faible coût. Mais elle perd les avantages de la méthode individuelle (risque de mélange de signaux, difficulté à vérifier la puissance statistique du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen). Cette méthode sera donc particulièrement intéressante quand les possibilités de regroupement ne seront pas limitées par la quantité de charbons, permettant d'obtenir un nombre de valeurs analytiques plus important. Plus encore, dans certains contextes (faible mosaïque de paysages et donc peu de risque d'avoir différents environnements de collectes ; étude de niveaux archéologiques isolés sans

découpage stratigraphique possible), la possibilité d'atteindre un nombre de charbons analysés plus important avec un même nombre d'analyses peut même représenter une opportunité d'étude plus avantageuse (signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen plus représentatif). Pour exemple, l'utilisation de méthode groupée sur les PDL permet (i) d'obtenir une quantité de matière suffisante pour les analyses, (ii) d'étudier un nombre conséquent de charbons pour un faible nombre d'analyses et (iii) de justifier tout de même de la représentativité du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen (relative faible variabilité des valeurs analytiques, un décapage par niveau paléolithique). L'intérêt de la méthode « groupée » est également démontré pour l'étude des structures de combustion (Ex : BO). En effet, dans le cadre où les charbons retrouvés dans les structures peuvent être issus d'une ou quelques collectes, l'information recherchée est principalement climatique (potentiel informatif sur les zones de collectes moins important) et le risque de mélange de charbons issus de plusieurs occupations est peu présent. La méthode « groupée » permet alors l'analyse de plus de charbons, présents en quantité suffisante, et d'obtenir le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen plus représentatif.

Enfin, compte tenu des observations actuelles (Borella et al., 1998; Leavitt, 2008; Ramluckan et al., 2014; Treydte et al., 2001) et archéologiques entre les approches « groupée » ou « individuelle », l'hypothèse de coupler les deux méthodes sur certains sites ou contextes peut être envisagée.

1.2.2. Réflexion autour de l'effet juvénile

Compte-tenu des observations faites sur la variabilité isotopique, on peut proposer l'hypothèse que les autres éléments qui impactent celle-ci soient considérés comme négligeables, dont l'effet juvénile. Pour rappel, ce dernier correspond à une réduction du signal $\delta^{13}\text{C}$ pendant les 50 premières années de croissance d'un jeune arbre par rapport à un arbre mature (environ -1‰ pour la croissance du premier cerne, puis diminution graduelle de l'effet avec l'âge ; écart inférieur à -0,5‰ après seulement 15 ans) (Duffy et al., 2017; Gagen et al., 2007; Gagen et al., 2008; Leavitt, 2010; Marshall and Monserud, 1996; McCarroll et al., 2009). Ainsi, dans l'absolu, cet « effet Juvénile » devrait impacter les valeurs isotopiques, dès lors que des charbons issus de jeunes cernes auront été analysés. Deux hypothèses peuvent alors expliquer l'absence observable de cet effet.

La première hypothèse correspond à l'élimination des charbons issus du jeune bois pendant la carbonisation et/ou la phase post-dépositionnelle. Le bois juvénile est composé d'une forte proportion d'holocellulose (Yeh et al., 2006). Pendant la carbonisation, la perte d'holocellulose plutôt que de lignine (Czimczik et al., 2002; Steinbeiss et al., 2006), même dans des proportions modérées, aura un impact sur la structure du charbon juvénile et sa robustesse dans le cadre des processus taphonomiques. De plus, nous savons que le bois juvénile a une composition minéralogique plus élevée (Van Lith et al., 2008), ce qui facilite la pyrolyse et l'élimination de l'holocellulose. Cependant, la carbonation n'empêche pas de retrouver des charbons issus de la moelle et les études dendrologiques sur les calibres du bois n'indiquent pas particulièrement des sous représentations des bois à faibles calibres, constitués pourtant d'une proportion de bois Juvénile plus important (premiers cernes de croissance) (Caruso Fermé and Théry-Parisot, 2020;

Dufraisse, 2006; Dufraisse and Garcia-Martinez, 2011; Paradis-Grenouillet and Dufraisse, 2018; Théry-Parisot et al., 2011; Théry-Parisot et al., 2016). Ainsi, s'il reste intéressant de questionner l'évolution de résistance mécanique du bois juvénile par rapport au bois mature pendant la carbonisation, cette hypothèse ne peut pas expliquer à elle-seule, l'absence observable de l'effet juvénile dans nos signaux.

L'hypothèse la plus logique est en grande partie statistique. En effet, sur une branche ou un tronc d'âge relativement élevé, les proportions de bois affectées par l'effet juvénile sont moins importantes (principalement quelques cernes, effet principalement lié à l'âge de l'arbre et non des branches, mélange des photosynthétats) (Duffy et al., 2017; Gagen et al., 2008; Gessler et al., 2014). Cette plus faible proportion de bois juvénile est ensuite retrouvée dans l'assemblage anthracologique. L'effet juvénile, manifesté par quelques valeurs isotopiques, apparaît alors comme appartenant à la variabilité inter-individus. Cette hypothèse est d'autant plus probable que les charbons de bois juvénile ne sont pas analysés et que l'effet juvénile est faible. Dans cette logique, une récente étude sur *Quercus* sp. montre que l'effet juvénile peut ne s'observer que sur un nombre très réduit de cernes (<10) avant que sa signature disparaisse dans la variabilité des signaux isotopiques inter-individus (étude sur des séries de cernes) (Duffy et al., 2017). Plus encore, dans plusieurs études sur de longues séries isotopiques diachroniques, les auteurs soulignent que lors de l'association de séries avec différentes courbures d'âge (effet juvénile diachronique selon les individus) l'effet juvénile devient négligeable en comparaison aux signaux climatiques de basse fréquence (Duffy et al., 2017; Esper et al., 2010; Gagen et al., 2007; Klusek and Pawelceyk, 2015).

II. INTERPRÉTATIONS DES ÉVOLUTIONS DU SIGNAL ISOTOPIQUE DES CHARBONS COMME PROXY CLIMATIQUE ET ENVIRONNEMENTAL DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR AU DÉBUT DE L'Holocène

Comme précédemment mentionné, cette partie se concentre sur les problématiques liées (i) à l'enregistrement climatique et environnemental conservé dans le signal isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) des charbons de bois (Chapitre 4 – II.1) et (ii) à l'impact des conditions glaciaires et des évolutions du carbone atmosphérique sur celui-ci (Chapitre 4 – II.2)

II.1. Enregistrement isotopique des évolutions climatiques et environnementales : postulat et observations

II.1.1. Réponse isotopique aux facteurs climatiques et environnementaux

II.1.1.a. *Postulat général*

Si l'étude de la variabilité du signal isotopique consolide l'hypothèse d'un signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen représentatif de l'évolution climatique et environnementale, les caractéristiques de cet enregistrement doivent être définies, et ce, à travers plusieurs niveaux de lectures (signal climatique basse fréquence et haute fréquence). Dans ce travail, nous avons proposé comme postulat que l'enregistrement climatique et environnemental suivait la même logique que celle observée dans les études actuelles sur le $\delta^{13}\text{C}$ bois (Chapitre 1 – I) (Figure C4.III-1). Ainsi, les tendances négatives du signal isotopique peuvent être interprétées principalement comme une augmentation de la disponibilité en eau pour la plante et/ou une amélioration des conditions édaphiques. L'évolution et les caractéristiques des paramètres climatiques et environnementaux connexes sont alors prises en compte en même temps (ex : topographie, vent). L'impact de la température est considéré comme secondaire, intervenant quand l'augmentation des températures est trop importante pour l'écologie de la plante ou dans le cas où la disponibilité en eau n'est plus limitante (période interglaciaire). Ce postulat est appuyé par les connaissances sur le climat et les teneurs en CO_2 pendant le Pléistocène. En effet, pour le premier point, bien que le Pléistocène supérieur ait connu de fortes évolutions climatiques, les études fondées sur les données polliniques de séquences françaises et les modèles climatiques montrent, qu'en moyenne, les températures et l'humidité étaient plus basses que pour les périodes interglaciaires (Holocène, MIS 5e) (Guiot et al., 1989; Guiot et al., 1992; Pons et al., 1992; Seret et al., 1992). Dans ces conditions, la disponibilité en eau devait être le facteur limitant majoritaire (basses températures moins problématiques). Deuxièmement, le Pléistocène supérieur est également marqué par de plus faibles teneurs en dioxyde de carbone atmosphérique (<243 ppmv) que celles connues pour l'Holocène, elles-mêmes plus faibles que celles pour la période industrielle actuelle (Barnola et al., 1987). Celles-ci auraient alors conduit, dans le même temps, à une adaptation des plantes, comme observée à la transition Pléistocène/Holocène (changement de l'épaisseur des feuilles et du nombre de stomates) (Beerling, 1994; Ehleringer and Cerling, 1995; Polley et al., 1993; Van de Water et al., 1994). Cette dernière a alors certainement amplifié la sensibilité du signal isotopique face aux changements climatiques,

principalement facteurs liés à la disponibilité en eau (les hypothèses d'adaptation de la plante sont reprises plus loin, chapitre 4 – II.2).

Dans l'ensemble, les interprétations des signaux $\delta^{13}\text{C}$ moyens, réalisées à partir de ce postulat, ont montré de bonnes concordances avec les autres études paléoenvironnementales réalisées en parallèle sur les sites. Le meilleur exemple est celui de l'étude isotopique des charbons de la Combette, qui a permis de montrer des correspondances, non seulement avec les données géomorphologiques et anthracologiques du site, mais surtout avec les données de la palynologie et de la micromorphologie, obtenues avec une forte résolution de lecture (décapage) (Chapitre 3 – II.3). Plus encore, lorsque le contexte chronologique le permettait (datation des niveaux précis et fiables), nous avons pu observer que les interprétations isotopiques du signal $\delta^{13}\text{C}$ concordaient avec les évolutions climatiques et environnementales retrouvées à grande échelle (dans les séquences naturelles continues et les séquences archéologiques discontinues régionales, mais aussi les carottes glaciaires). Ce point est particulièrement bien illustré sur le site de la Baume d'Oulen, avec le constat d'une augmentation de l'humidité vers 23-24 ka cal BP, observée dans plusieurs séquences archéologiques, naturelles et dans les carottes glaciaires (événement D/O 2) (Chapitre 3 – III.4). Ces observations confirmeraient notre postulat de départ selon lequel le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen répond surtout aux changements d'humidité et de conditions édaphiques plutôt qu'aux augmentations de températures. Cela étant, il faut noter que l'approche croisée de l'étude des charbons de bois (taxinomie et isotopie) a permis de mettre également en évidence des événements climatiques interprétés comme des rapides et fortes hausses de température (la complémentarité des deux approches est discutée plus loin, Chapitre 4 – IV. 1.2). En effet, celles-ci sont tellement intenses qu'elles se traduisent pour la plante comme un stress climatique et provoquent une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$. Ce phénomène est en particulier proposé (i) sur le site des Canalettes, attribué certainement à une augmentation des températures pendant un événement D/O, et (ii) sur le site de la Baume d'Oulen, attribué à l'augmentation des températures entre le Tardiglaciaire et l'Holocène (Chapitre 3 – II.1 & III.4 respectivement).

II.1.1.b. *Effet positif des très basses températures sur le signal $\delta^{13}\text{C}$*

Dans notre postulat, la température intervient principalement pendant des périodes de fort réchauffement. Dans ce cadre, l'augmentation de la température est considérée comme un facteur limitant (facteur de stress hydrique lié à la production de matière) qui conduit à une diminution du $\delta^{13}\text{C}$, comme observée dans la majorité des études actuelles (Gagen et al., 2007; McCarroll and Pawellek, 2001; Morecroft and Woodward, 1996; Seftigen et al., 2011; Voelker et al., 2014; Warren et al., 2001). Pour rappel, cette corrélation entre la température et le signal isotopique est le résultat d'interactions climatiques et physiologiques complexes, qui fait intervenir à la fois des facteurs secondaires (ex : VPD) et des effets non-linéaires sur le taux de photosynthèse (A) et la conductance stomatique (g_s) (Chapitre 1 – I) (Dang et al., 1998; Dang et al., 1997; Farquhar et al., 1989; Farquhar and Lloyd, 1993; Zimmerman and Ehleringer, 1990). Plus encore, cette corrélation avec la température et le $\delta^{13}\text{C}$ intervient également avec les températures estivales comme hivernales (Lavergne et al., 2017).

Or, si la majorité des études s'accorde autour d'une corrélation positive entre la température et le signal $\delta^{13}\text{C}$, jusque dans les forêts boréales (McCarroll and Pawellek, 2001; Robertson et al., 1997; Seftigen et al., 2011; Voltas et al., 2020; Young et al., 2010), l'hypothèse d'un inversement de cette corrélation pendant les froids extrêmes est soulevée par certains auteurs (Beerling, 1994; Morecroft and Woodward, 1990). En effet, les auteurs proposent que dans des conditions de froid intense, une augmentation de température conduit uniquement à une meilleure efficacité de l'enzyme Rubisco, soit une augmentation du rapport A/g_s et une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ (augmentation Δ ; l'impact de A est dit « net ») (Beerling, 1994; Larcher and Wagner, 1976). On notera dans le même temps, que la diminution de la température favorise la présence de gel et accentue cette corrélation (facteur négatif sur g_s , facteur de stress hydrique) (Morecroft and Woodward, 1990, 1996). La valeur critique, où la température devient un facteur limitant, dépend de l'espèce étudiée et de son environnement (Beerling, 1994; Morecroft and Woodward, 1990). Toutefois, la réponse complexe de la plante aux changements de températures rend difficile de prédire cette valeur critique (dépend des teneurs en $\text{CO}_{2\text{atm}}$, de la production d'azote, de l'adaptation physiologique de la plante, etc.) (Körner et al., 1991; Morecroft and Woodward, 1990, 1996). Celle-ci se situant proche des limites écologiques de la population elle-même (*Ibid*).

Dans cette logique, si dans l'ensemble, le facteur température a conservé une corrélation positive avec le signal isotopique pendant le Pléistocène supérieur, il est possible que dans les conditions les plus rigoureuses (très froides et sèches de ces périodes), la température a eu un effet inverse sur le $\delta^{13}\text{C}$. Retrouvées dans des conditions hydriques drastiques (baisse de l'hygrométrie avec les températures), ces températures extrêmes pourraient avoir conduit à une accentuation de l'augmentation du signal $\delta^{13}\text{C}$, interprétée alors comme une période encore plus rigoureuse. Si cette hypothèse ne s'oppose pas à l'interprétation générale du signal réalisé dans notre étude (période plus ou moins rigoureuse), elle ne conduit pas exactement aux mêmes interprétations climatiques (pour un même signal $\delta^{13}\text{C}$: période très aride ou période aride et très froide). Les interprétations des variations dans les valeurs positives extrêmes du signal $\delta^{13}\text{C}$ doivent donc être prises avec précaution. Cela étant, on peut questionner dans le même temps la possibilité d'une adaptation des plantes aux faibles températures du Pléniglaciaire. Les charbons analysés seraient issus des arbres les plus résistants au froid. Il serait alors demandé un seuil de température encore plus bas si on veut observer un inversement de la corrélation entre la température et le $\delta^{13}\text{C}$ (le problème du gel reste toutefois le même). Enfin, les conditions nécessaires à cette hypothèse requièrent des conditions climatiques à la limite de l'écologie du pin, de ce fait, la présence d'autres essences plus mésophiles (ex : *Quercus*, *Acer*) ne devrait pas être attestée pendant ces périodes. Ainsi, la présence, bien qu'anecdotique de ces essences, sur la majorité de nos sites tend à rejeter l'hypothèse d'une corrélation négative entre la température et le $\delta^{13}\text{C}$ pendant les phases les plus rigoureuses (haut $\delta^{13}\text{C}$).

En somme, l'hypothèse selon laquelle la mise en place de températures extrêmes ait pu augmenter le $\delta^{13}\text{C}$ pendant les périodes les plus rigoureuses, doit être évoquée. Toutefois, compte-tenu des arguments présentés précédemment, le postulat de départ est conservé (enregistrement des températures dans le signal isotopique pendant les périodes d'important réchauffement).

II.1.1.c. Entre populations collectées et sensibilité de la plante aux changements climatiques

Si, dans l'ensemble, les évolutions du signal isotopique conduisent aux mêmes interprétations, en termes de tendances climatiques, la question de l'intensité de ces changements climatiques doit être discutée. Celle-ci intègre directement la question d'une corrélation continue entre l'évolution en valeurs absolues du $\delta^{13}\text{C}$ avec celle d'une variable climatique X (ici, principalement disponibilité en eau). En d'autres termes, est-ce qu'on observe une linéarité dans la réponse isotopique aux changements climatiques ?

Il est possible que les conditions climatiques (ex : faible température, forte aridité) et atmosphériques (teneur en CO_2) aient conduit à une adaptation des plantes (les questions d'adaptations sont synthétisées plus loin, chapitre 4 – II.2). Si celles-ci n'impactaient en rien le sens des évolutions du signal isotopique, elles interviendraient sur leurs amplitudes. Pour exemple, une même augmentation de l'humidité sur deux périodes différentes conduira dans les deux cas à une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ moyen, mais d'amplitude plus importante avec la population de pins climatiquement la plus sensible. Pour une même population, l'effet de cette adaptation sur la lecture diachronique du $\delta^{13}\text{C}$ n'a pour principal impact que d'accentuer certaines évolutions climatiques (évolutions du signal isotopique synchrone avec les évolutions de la sensibilité). Au contraire, lors de la comparaison de signal isotopique entre plusieurs populations, les différences d'adaptations entre les populations peuvent rendre difficile la comparaison entre leurs signaux isotopiques. Pour exemple, dans les Gorges de l'Ardèche, il est proposé que la Grotte de Chauvet (CHV), en plus d'indiquer plusieurs zones de collectes (enregistrées dans le signal isotopique), pourrait être à proximité de populations de pins plus sensibles à l'aridité (forte amplitude du signal) que les autres sites du Paléolithique (OUL, PTS ; Chapitre 3 – V).

II.1.2. Enregistrement climatique inter-genres, observation préliminaire sur *Betula* sp. et *Juniperus* sp.

II.1.2.a. Différences dans l'enregistrement inter-genres dans le bois

Dans l'ensemble, les enregistrements isotopiques des essences tempérées répondent à des processus physiologiques communs (Chapitre 1 – I). Pour exemple, quelle que soit l'espèce, un stress hydrique aura pour conséquence d'augmenter le $\delta^{13}\text{C}$ de la plante (McCarroll and Loader, 2004; Saurer et al., 2008). Cependant, la différence des réponses fonctionnelles au changement climatique entre les espèces conduit à des enregistrements isotopiques contrastés. Ces dernières s'observent particulièrement à travers l'évolution des corrélations entre les enregistrements isotopiques saisonniers ($\delta^{13}\text{C}$ bois initial ou final) et les variations climatiques saisonnières (été, printemps, automne, hiver) (Castagneri et al., 2018; Leavitt, 2002, 2007; Leavitt et al., 2002; Michelot, 2011; Saurer et al., 2008). L'utilisation de réserve carbonée, la profondeur des racines, la dépendance à la formation de la surface foliaire pendant la croissance, sont autant de réponses fonctionnelles qui régissent cette sensibilité générale et saisonnière (*Ibid*).

Si les pins actuels présentent de manière générale une forte sensibilité au stress hydrique et aux augmentations de températures (liées au réchauffement actuel), la différence de sensibilité

d'autres essences peut conduire à des signaux isotopiques différents, pour un même climat ressenti (visible surtout à une haute résolution, saison, année). Dans ce contexte, l'utilisation de signaux isotopiques de plusieurs essences apparaît complémentaire (Foroozan et al., 2018; Harlow et al., 2006; Hartl-Meier et al., 2014; Michelot, 2011; Saurer et al., 1995a). Cette complémentarité est valable pour l'étude des charbons de bois. En effet, l'étude d'Aguilera et ses collaborateurs sur des charbons de bois de *Pinus halepensis* et *Quercus ilex* avait permis de discuter de l'évolution des précipitations jusqu'à une résolution saisonnière (Aguilera et al., 2012).

Motivée par la rareté du *Pinus* sp. dans l'assemblage de MTZ, la méthode a donc été testée sur *Juniperus* sp. et *Betula* sp. Si le premier est relativement résistant à la sécheresse, le bouleau (*Betula* sp.) croît dans des conditions plus humides. Ainsi, il est possible que les deux essences n'aient pas été sensibles de la même manière aux mêmes changements climatiques.

II.1.2.b. Observations archéologiques préliminaires du signal $\delta^{13}\text{C}$ chez *Juniperus* sp. et *Betula* sp.

Avant même de discuter de la représentativité climatique des signaux $\delta^{13}\text{C}$ chez *Juniperus* sp. et *Betula* sp., on peut observer que l'amplitude des évolutions de ceux-ci semble dépendante du taxon. En effet, si comme attendu, les évolutions du $\delta^{13}\text{C}$ moyen pour *Juniperus* apparaissent significatives au regard de la marge d'erreur (fondée sur les études de *P. sylvestris*), celles pour *Betula* sont moins marquées (majoritairement dans la marge d'erreur).

Si cette différence peut s'expliquer par l'origine stratigraphique des échantillons (les charbons de *Betula* et *Juniperus* ne viennent pas des mêmes US/dec), elle peut également refléter une plus forte sensibilité aux changements climatiques ou environnementaux de *Juniperus* par rapport à *Betula*. Or, que ce soit pour l'un ou l'autre taxon, on observe que les évolutions de leurs signaux isotopiques sont corrélées avec les autres proxies climatiques (surtout microfaune, puis géomorphologie, voire faune et signal isotopique de celles-ci). Si les deux facteurs apparaissent principalement corrélés à l'évolution de la disponibilité en eau, l'hypothèse d'une corrélation positive entre une partie du signal $\delta^{13}\text{C}$ de *Betula* et la température n'est pas écartée (Chapitre 3 – V). À la suite de cette observation, on propose que la plus forte amplitude des évolutions du signal isotopique de *Juniperus* par rapport à *Betula*, relève certainement d'une plus forte sensibilité aux variations climatiques de *Juniperus* (conditions hydriques).

Par ailleurs, les données anthracologiques, de la faune et de la microfaune ont permis de mettre en avant la forte mosaïque paysagère. La présence de *Betula* dans des zones humides et celle de *Juniperus* plutôt dans les plaines expliquerait alors en partie la différence de sensibilité au stress hydrique entre les deux taxons (Saurer et al., 1995a). L'étude combinée des deux signaux permet alors de mettre en avant la présence continue d'une zone humide proche du site de Mutzig.

En conclusion, l'utilisation du signal isotopique d'autres essences apparaît comme une alternative intéressante au manque de charbons de *Pinus* de type *sylvestris/nigra*. En particulier, l'utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ de *Juniperus*, issu de milieux secs, s'avère être un très bon indicateur des évolutions de la disponibilité en eau. Plus encore, malgré une plus faible sensibilité, le signal isotopique de *Betula* permet également de renseigner l'évolution de l'humidité. Toutefois la question

de l'enregistrement des variations de températures par *Betula* n'est pas rejetée. Ainsi, compte tenu de ces observations et de la présence récurrente de ces deux espèces au Paléolithique supérieur, il apparaît intéressant d'approfondir nos connaissances à travers un référentiel actuel du signal $\delta^{13}\text{C}$ de ces deux taxons (étude de la variabilité naturelle et la sensibilité des deux espèces au climat). Outre de venir vérifier nos hypothèses sur Mutzig, ces référentiels permettraient d'envisager de faire une analyse isotopique complémentaire sur d'autres sites de cette thèse (ex : Présence de *Betula* sp. sur l'ensemble des Gorges de l'Ardèche ; présence de *Juniperus* sp.). On terminera, en évoquant l'intérêt que représente l'étude de coupler plusieurs essences d'écologie distincte, qui, outre l'obtention d'enregistrements isotopiques plus ou moins corrélés à certains facteurs climatiques, permettrait également de souligner la variabilité environnementale sur un même secteur (ici, persistance de la zone humide face à l'évolution du stress hydrique dans les plaines).

II.1.3. Enregistrement du signal climatique et environnemental de basse et haute fréquence, à une échelle locale

Comme précédemment évoqué, l'enregistrement climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ du bois possède un ou plusieurs niveaux de résolution avec un enregistrement du climat saisonnier et annuel (signal haute fréquence) et pluriannuel, à centenaire et plus (signal basse fréquence). Cependant, compte-tenu de notre matériel (charbon d'un à quelques cernes possiblement distincts), il apparaît difficile d'étudier l'enregistrement haute fréquence du signal isotopique (pas de dendrochronologie possible). À l'inverse, l'ensemble des charbons issus d'une même période (niveau archéologique, occupation) enregistre tous le même signal basse fréquence, alors représenté à travers le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen de ceux-ci. La principale question était alors de savoir si la variabilité haute fréquence du signal isotopique empêchait la lecture du signal basse fréquence recherché.

Or, comme mentionné plus tôt dans la discussion (Chapitre 4 – I.2.1), l'étude de la variabilité isotopique du signal montre que les variations de haute fréquence peuvent être considérées comme intégrées à la variabilité inter-individus et que les évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen concordent avec les changements climatiques basse fréquence. On rappelle toutefois que la lecture du signal basse fréquence nécessite que l'étude soit réalisée à une résolution suffisante (ex : décapage). La clé de lecture consiste alors à ce qu'il y ait suffisamment de cernes analysés pour obtenir un signal moyen fiable.

Dans notre référentiel, l'utilisation d'échantillons de bois tri-annuel a permis de se faire une idée de la réponse du signal isotopique moyen issu de plusieurs cernes diachroniques (enregistrement haute fréquence différent). Il a ainsi été mis en évidence que le signal moyen obtenu dépendait principalement du site de prélèvements et seulement dans un second temps des variations climatiques moyennes (sur les trois années) (Chapitre 2 – III.2). En d'autres termes, le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen est mieux corrélé aux conditions environnementales et climatiques moyennes (signal basse fréquence) plutôt qu'aux changements climatiques annuels/pluriannuels (signal haute fréquence). Cette conservation de l'enregistrement climatique de basse fréquence au détriment de celui de haute fréquence s'inscrit ainsi dans la logique de nos observations.

Ainsi, l'analyse de plusieurs charbons diachroniques (groupés ou non) permet d'obtenir un signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen représentatif du climat moyen et de l'environnement local pour chaque niveau archéologique, dès lors que le nombre de charbons prélevés est suffisant. Plus précisément, la représentativité du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen dépend du nombre de cernes qui ont été analysés. En effet, si les charbons inframillimétriques ne contiennent en général qu'un ou deux cernes, de plus gros charbons sont généralement composés de plusieurs cernes. Les valeurs isotopiques obtenues pour ceux-ci correspondent alors, déjà à des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ moyennes, amplifiant la puissance du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen final (N cernes plus grand).

La différence entre le signal haute fréquence et le signal basse fréquence s'illustre dans l'étude Chauvet-Pont d'Arc (CHV ; Chapitre 3 – III.2). En effet, l'étude des petits prélèvements de CHV nous a conduit à proposer que les charbons qui les composent, soient le produit de la fragmentation ante-combustion de mêmes éléments à l'origine (gros charbons). Le signal isotopique des charbons inframillimétriques (une à deux cernes) de chacun de ces prélèvements représentait alors l'enregistrement climatique de haute fréquence et intra-individu. À l'inverse le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen d'un prélèvement renvoyait alors plutôt à l'enregistrement climatique de basse fréquence et inter-individus. Or, la faible variabilité isotopique intra-prélèvement et les similitudes entre les $\delta^{13}\text{C}$ moyens de ces mêmes prélèvements justifiaient de la relative bonne représentativité climatique de ceux-ci (ici un prélèvement est similaire à un gros charbon de plusieurs cernes dont le $\delta^{13}\text{C}$ moyen est représentatif du signal climatique basse fréquence). On notera toutefois, que la variabilité intra-prélèvements apparaît relativement faible lorsqu'elle est comparée aux données actuelles sur les variations haute fréquence du $\delta^{13}\text{C}$ (jusqu'à 3 - 4‰, en conditions extrêmes) (Esper et al., 2010; Gagen et al., 2007; Young et al., 2010). Plusieurs hypothèses peuvent alors être proposées : (i) les variations climatiques de haute fréquence sont moins importantes au Pléistocène, avec des conditions climatiques plus constantes, (ii) une baisse de la sensibilité de la plante aux variations climatiques précédemment mentionnées (les possibles adaptations aux contextes atmosphériques et climatiques du Pléistocène et leurs impacts sur le signal sont synthétisés plus loin, Chapitre 4 – II.2). La diminution de la variabilité haute fréquence de l'enregistrement isotopique augmente la probabilité d'obtenir un signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen représentatif de changements climatiques basse fréquence.

En somme, l'analyse isotopique de charbons diachroniques (cernes distincts) nous permet d'obtenir un signal moyen représentatif de l'enregistrement des changements basse fréquence du climat et de l'environnement local. L'utilisation de charbons avec plusieurs cernes, les possibles plus faibles variations climatiques haute fréquence et les probables pertes de sensibilité climatique des plantes, permettent de négliger l'enregistrement climatique de haute fréquence (intégré à la variabilité interindividus, Chapitre 4 – I.2). Suivant cette logique, le nombre minimal de charbons nécessaire pour obtenir un signal basse fréquence représentatif sera le même que celui du nombre de séries minimum qu'il faut pour faire ressortir le signal basse fréquence dans les études actuelles (éliminer variabilité inter-individus principalement). Dans une étude sur l'enregistrement isotopique par *Pinus uncinata* des conditions climatiques millénaires dans les Pyrénées, Esper et ses collaborateurs proposent un nombre minimum d'individus entre 15 et 30 (Esper et al., 2015).

Dans ce cadre, l'analyse isotopique de 15 à 30 charbons par niveau archéologique serait suffisante pour atteindre un signal isotopique représentatif. Plus encore, ce nombre peut diminuer dès lors que le nombre de cernes contenu par charbon est important. Dans certains contextes, l'analyse de seulement 1 à quelques charbons peut ainsi donner une valeur moyenne représentative de l'enregistrement basse fréquence. Le comptage de cernes des charbons analysés peut alors s'avérer utile pour se faire une idée de la puissance du signal. Toutefois, il est bien souvent difficile en contexte paléolithique de déterminer ce nombre (charbons très altérés, et les charbons bien conservés sont souvent vitrifiés), et finalement, seule l'étude de la variabilité des valeurs isotopiques permet de justifier la représentativité du signal $\delta^{13}\text{C}$.

On terminera, en précisant que la méthode proposée dans cette thèse est fondée sur des charbons souvent altérés et de petites masses, limitant l'analyse de l'évolution isotopique sur des séries de cernes. Toutefois, dès lors que la conservation des charbons le permet, l'étude isotopique de séries de cernes présenterait un intérêt certain pour évaluer plus faiblement l'enregistrement climatique et environnemental. Dans la même logique, la possibilité d'étudier des charbons en couplant les analyses dendro-anthracologiques et isotopiques, ouvre de nouvelles possibilités analytiques. Cette approche croisée (dendro-anthracologie et isotopie), proposée par Baton et ses collaborateurs pour les charbons du site néolithique du Lac Chalain, a ainsi permis d'étudier statistiquement l'évolution de la saisonnalité entre deux phases du site en plus du changement général entre celles-ci (Baton, 2017; Baton et al., 2017).

II.2. Impact des conditions glaciaires et des évolutions du carbone atmosphérique sur l'enregistrement du signal $\delta^{13}\text{C}$

L'une des questions récurrentes concerne la transposition des connaissances actuelles sur le signal isotopique du bois pour des contextes plus anciens. En effet, ceux-ci présentent des paramètres atmosphériques (CO_2 et des $\delta^{13}\text{C}$) et des conditions climatiques (périodes glaciaires avec d'intenses évolutions climatiques) qui sont différents de la majorité des études sur l'Holocène et les périodes actuelles (Ex : $\text{pCO}_{2\text{atm}}$ plus importante, réchauffement climatique). Dans cette partie, nous nous proposons une synthèse des impacts possibles que ces différences atmosphériques et climatiques peuvent avoir sur la lecture climatique et environnementale du signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons de bois paléolithiques.

II.2.1. Changements des paramètres atmosphériques $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et $\text{CO}_{2\text{atm}}$

Si les impacts des changements du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et $\text{CO}_{2\text{atm}}$ sur l'enregistrement du signal $\delta^{13}\text{C}$ du bois ont été largement étudiés pour la période préindustrielle (Chapitre 1 – I), l'étude de l'impact des changements de ces mêmes paramètres pour des périodes anciennes doit encore être approfondie (Beerling, 1994; Beerling and Woodward, 1995; Ehleringer and Cerling, 1995; Polley et al., 1993; Van de Water et al., 1994). Dans notre travail, il a été décidé de considérer les évolutions des paramètres atmosphériques site par site, afin d'éviter une correction de toutes les valeurs isotopiques obtenues par rapport à une période référence (ex : 1950). Ainsi, dans la

majeure partie des cas, le possible impact des changements atmosphériques a été pris uniquement en considération pendant l'interprétation des signaux isotopiques finaux (ou la comparaison entre signaux d'une même région). Cette approche s'est avérée particulièrement intéressante dès lors que l'impact du CO_2_{atm} reste incertain et que le cadre chronologique de plusieurs sites ne permettait pas de connaître les teneurs en CO_2 et le $\delta^{13}\text{C}$ atmosphériques avec certitude.

Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ ayant un impact direct sur le $\delta^{13}\text{C}$ de la plante, les évolutions relatives de celui-ci ont été intégrées à la lecture de notre signal en tant que tel. On notera toutefois, que dans l'ensemble, les évolutions du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ pendant le Pléistocène supérieur se sont avérées suffisamment faibles et lentes pour que celles-ci ne puissent pas impacter significativement sur la lecture des signaux isotopiques obtenus. À l'inverse, les évolutions du CO_2_{atm} ont été considérées dans l'ensemble comme assez faibles et assez lentes pour permettre une adaptation de la plante. Leurs impacts peuvent alors être estimés comme négligeables sur une grande partie du Pléistocène supérieur (Chapitre 1 – I). Cette hypothèse rejoint les travaux précédemment mentionnés qui soulignent la présence d'une évolution physiologique des plantes entre le Pléistocène/Holocène, permettant une plus faible évolution du rapport ca/ci de la plante (Beerling, 1994; Beerling and Woodward, 1995; Ehleringer and Cerling, 1995; Polley et al., 1993; Van de Water et al., 1994). Toutefois, ces travaux soulignent dans le même temps que l'évolution du CO_2_{atm} à la transition du Pléistocène/Holocène est telle, qu'elle doit tout de même être prise en compte (Ex : OUL entre les niveaux mésolithiques et l'occupation du Solutréen). Dans le cadre où les variations du CO_2_{atm} sont relativement faibles et lentes, nous proposons d'utiliser un facteur de correction linéaire modéré (+0,007/ppmv) obtenu sur l'augmentation atmosphérique préindustrielle, afin d'éviter une trop forte correction des effets atmosphériques (les facteurs de correction actuels sont fondés sur des augmentations beaucoup plus rapides et importantes que celles du Pléistocène) (Treydte et al., 2001). Si dans les études sur le TOC, sensible à l'augmentation de plante C3 (pauvre en C13), une corrélation significative peut être observée entre le $\delta^{13}\text{C}$ et le CO_2_{atm} (Farquhar, 1997; Hatté et al., 1998; Hatté and Schwartz, 2003), notre approche ne permet pas d'observer nettement ces effets sur le Pléistocène. Toutefois, pour l'ensemble des valeurs obtenues pour les charbons de l'Holocène, on observe une nette diminution du $\delta^{13}\text{C}$. Si celle-ci est en partie due à une augmentation des précipitations pendant l'Holocène, les plus fortes concentrations en CO_2 de cette période sont certainement intervenues dans la diminution du signal isotopique. On parle d'effet de fertilisation (démonstré par l'augmentation du couvert végétal avec le CO_2_{atm}) (Donohue et al., 2013; Farquhar, 1997).

Une nouvelle fois, compte-tenu des incertitudes concernant les effets des paramètres atmosphériques sur le $\delta^{13}\text{C}$ et les possibles covariances de ceux-ci avec le climat, il est possible qu'une correction du signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons conduite à une atténuation ou un inversement de l'enregistrement de basse fréquence (McCarroll et al., 2009). Ce point souligne, une fois de plus, l'intérêt d'une approche sans correction, avec discussion des impacts du CO_2_{atm} uniquement dans les interprétations.

Enfin, évoquée dans notre postulat sur l'interprétation climatique du signal $\delta^{13}\text{C}$ (Chapitre IV – I.2.1a), l'adaptation au faible teneur en CO_2_{atm} a certainement conduit à une diminution

du nombre de stomates, et ainsi, à une sensibilité plus importante de la plante aux changements hydriques (Saurer et al., 2004; Turney et al., 1999; Voelker et al., 2016).

II.2.2. Enregistrement isotopique du signal climatique et environnemental entre période glaciaire et interglaciaire. Possible adaptation des plantes au climat

Les adaptations locales des populations à une niche environnementale, résultant d'évolution physiologique et génétique (intrinsèquement liées), sont connues chez les plantes ligneuses (Alberto et al., 2013; Ehleringer and Cerling, 1995; Leavitt, 2002; Sáenz-Romero et al., 2019; Valladares et al., 2014). Les conifères soulignent d'ailleurs cette capacité, avec de nombreuses différenciations de populations, résultant d'un long processus sélectif (Neale and Wheeler, 2019). D'autres auteurs proposent même que le climat puisse affecter la sélection phénotypique et génotypique des individus d'une même espèce en seulement quelques décennies (Anderson et al., 1996) Ce point est notamment représenté dans notre étude à travers la présence dans notre référentiel des trois espèces de pins dans la même niche écologique. L'une des questions soulevées dans ce travail concerne donc une probable adaptation de la plante au climat et à l'environnement glaciaire du Pléistocène supérieur (ex : faible humidité et température, sol peu développé).

Dans les études sur l'évolution du signal isotopique avec l'altitude, la diminution des températures et les gels conduisent à un stress hydrique et une baisse de g_s (fermeture stomates, Pi/Pa diminue, augmentation du $\delta^{13}\text{C}$) (Keitel et al., 2006; Morecroft and Woodward, 1990). En réponse, il est observé une augmentation de l'épaisseur des feuilles, soit, une augmentation de g_s (Pi/Pa augmente, baisse $\delta^{13}\text{C}$) (Hutline and Marshall, 2000; Körner and Diemer, 1987; Körner et al., 1991). Cette adaptation explique ainsi une forte résilience des pins par rapport aux températures du pléniglaciaire. Le rapport positif entre les températures et $\delta^{13}\text{C}$ serait alors observé jusqu'à de plus basses températures que les populations actuels (augmentation T° , diminution WUE, augmentation $\delta^{13}\text{C}$) (Chapitre 4 – II.1.1.b). Par ailleurs, l'évolution de l'épaisseur des feuilles (augmentation g_s) peut questionner de son effet sur la sensibilité de la plante aux changements hydriques.

De même, plusieurs études sur des espèces ligneuses de zones sèches ont montré leur capacité à s'adapter à l'augmentation de l'aridité des dernières années. L'étude du *Pinus halepensis* sur le pourtour méditerranéen souligne en particulier la différence de sensibilité écologique entre les populations, issues de la plasticité des individus eux-mêmes et d'adaptation génétique (Patsiou et al., 2020; Shestakova et al., 2017a; Voltas et al., 2015; Voltas et al., 2018). Cette essence a en particulier montré une forte capacité d'adaptation grâce à sa reproduction importante et un investissement dans la création de réserve plutôt que dans la croissance (ex : racine) (Santini et al., 2019; Voltas et al., 2018). Il est cependant observé que ces adaptations conduisent à une réponse contrastée face aux précipitations annuelles entre les écotypes, au contraire de la réponse uniforme face à la température (Patsiou et al., 2020). Par ailleurs, dans une autre étude, sur *Pinus pinaster*, les auteurs soulignent cette fois une bonne adaptation aux sécheresses, en raison d'un système racinaire développé et profond (meilleur potentiel hydrique ; Ψ) (Warren et al., 2001). Ainsi,

au contraire de l'adaptation des pins et la faible teneur en CO₂ atmosphérique, les adaptations physiologiques et génétiques au climat peuvent avoir conduit à une plus faible sensibilité aux stress hydriques.

Plus encore, ces observations intraspécifiques peuvent également être observées à une échelle intra-genre, entre autres relevées à travers l'étude de notre référentiel (*Pinus halepensis*, *Pinus sylvestris*, *Pinus nigra*). C'est ainsi, que d'autres espèces de pins, issues d'une même ceinture altitudinale de végétation (même écologie adaptée à leur environnement) montrent des similitudes dans leur sensibilité au climat et des enregistrements isotopiques comparables (Ex : *Pinus nigra* et *Pinus sylvestris* ; *Pinus radiata* et *Pinus pinaster* ; *Pinus uncinata* et *Pinus sylvestris* ; *Pinus menziesii*, *Pinus ponderosa* et *Pinus monticola*) (Gagen et al., 2006; Marshall and Monserud, 1996; Shestakova et al., 2017a; Warren et al., 2001). À l'inverse, la variabilité inter-spécifiques est accentuée lorsque les espèces sont issues de plusieurs environnements (ex : *Pinus halepensis* avec *Pinus nigra/sylvestris* sur deux étages de la végétation ; différentes évolutions des modèles croissance/isotope des forêts d'Europe face au réchauffement climatique) (Shestakova et al., 2017a; Shestakova et al., 2019b). Dans une étude de la réponse à la sécheresse en milieu froid (taïga sibérienne moyenne), les auteurs montrent des réponses contrastées entre plusieurs espèces de conifères inter-genres (*Abies*, *Larix*, *Picea*, *Pinus*), mais qui restent cependant relativement similaires intra-genre (*Pinus sylvestris* et *sibirica*) (Voltas et al., 2020). Ainsi, La rapide adaptation des essences de pin permettrait d'estomper les caractéristiques spécifiques de chaque espèce de leur réponse au climat. La question de la variabilité non-climatique dépend alors plus des caractéristiques génétiques et physiologiques de la plante que de son espèce en elle-même.

Suivant cette logique, on peut s'attendre à des évolutions du phénotype et du génotype des populations de pins analysés à travers le temps (diminution de la variabilité intra-genre). Cette adaptation a certainement induit dans l'ensemble une meilleure résistance aux faibles températures (plus de gelées) et forte aridité. D'un point de vue général, l'enregistrement isotopique de basse fréquence à certainement été peu impacté, dès lors que l'adaptation de la plante dépend de l'évolution du signal climatique et environnemental et que le $\delta^{13}\text{C}$ moyen d'une population reste représentatif du milieu climatique et environnemental dans laquelle elle évolue (observé dans le référentiel, chapitre 2 – III.2). Malgré tout, l'utilisation d'un signal diachronique issu de différentes populations (adaptations différentes) peut tout de même conduire à des décalages du signal isotopique moyen ; ce point est particulièrement soulevé pour la comparaison de signaux isotopiques moyens issus de plusieurs sites dans la même microrégion (adaptation en fonction des caractéristiques géologiques et topographiques du site) (ex : CHV, OUL, PTS ; Chapitre 3 – V). À l'inverse, ces adaptations conduiraient à un contraste dans la sensibilité de l'enregistrement isotopique face aux variations haute fréquence de l'évolution climatique (en particulier des paramètres liés à la disponibilité en eau).

Or, dans l'ensemble, on observe une diminution de la variabilité de l'enregistrement des variations climatiques de haute fréquence pendant les périodes rigoureuses étudiées (voir une baisse également de la variabilité inter-individus). Ainsi, les adaptations physiologiques et génétiques face aux variations climatiques et atmosphériques (teneur en CO₂) conduiraient finalement à une

plus faible sensibilité des pins. Plus encore, on observe dans l'ensemble une plus forte variabilité isotopique pendant les phases les plus humides. Cette observation est également faite dans l'étude de Hall et ses collaborateurs sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons pleistocènes de *Podocarpus* (Hall et al., 2008). Ainsi, si cette observation questionne également l'évolution de l'intensité des variations climatiques de haute fréquence et l'impact de la collecte (discussion dans le chapitre 4 – V), on peut proposer qu'au moins une partie de cette augmentation de la variabilité corresponde à une plus forte sensibilité de la population de pins. Une autre hypothèse, serait que les conditions rigoureuses des phases les plus arides ou froides conduiraient à une diminution de la variabilité physiologique et génétique, avec une sélection naturelle des arbres les plus tolérants à ces conditions.

En somme, l'intensité de la variabilité du signal isotopique serait surtout dépendante (i) de la physiologie des populations (sensibilité aux variations climatiques haute fréquence), mais également en partie, (ii) de l'évolution de la variabilité des phénotypes de pins en fonction du climat (intervalle de tolérance plus petit ou plus grand selon le climat).

III. SYNTHÈSE SUR LA REPRÉSENTATIVITÉ CLIMATIQUE ET ENVIRONNEMENTALE DU SIGNAL ISOTOPIQUE ISSU DE CHARBONS DE BOIS ARCHÉOLOGIQUES (SYNTHÈSE DE C4.I & II)

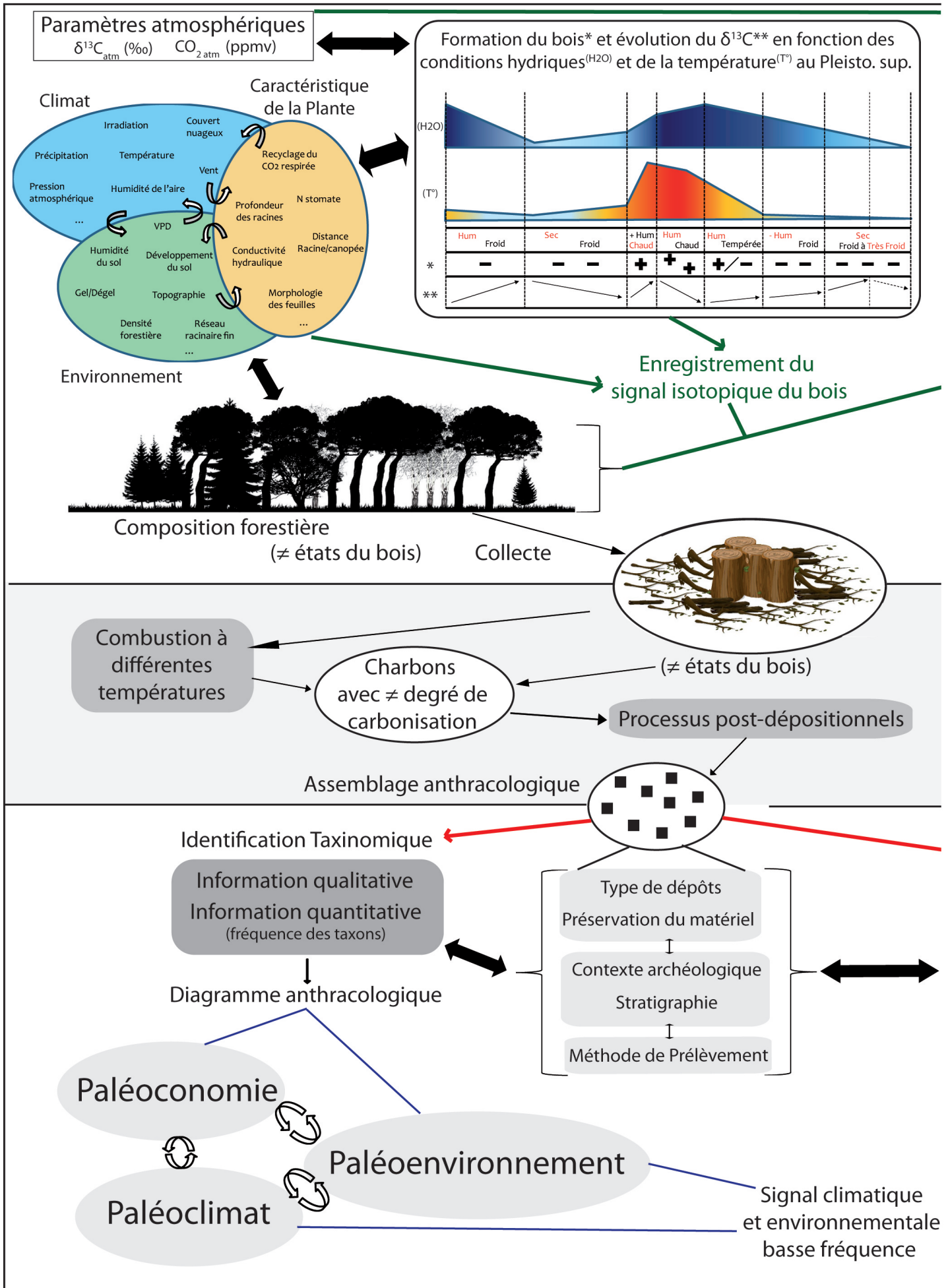
Notre étude a permis de souligner le potentiel du signal $\delta^{13}\text{C}$ issu de l'analyse de charbons de *Pinus* sp. comme marqueur climato-environnemental selon plusieurs approches méthodologiques (« individuelle » ou « groupée »). Et ce, malgré l'origine diachronique et ancienne (Pléistocène) de ces charbons. Cette partie, en particulier, souligne :

- La variabilité du signal $\delta^{13}\text{C}$ apparaît globalement faible, correspondant à celle des valeurs inter-individus dans les études actuelles sur bois. Cette faible différence relève certainement (i) de la faible variabilité intra-genre, (ii) du mélange de charbons constitués d'un à plusieurs cernes (minimise les changements haute fréquence), (iii) une plus faible sensibilité du signal climatique aux changements climatiques haute fréquence due à une adaptation de la plante.
- Les deux approches (« individuelle » et « groupée ») permettent dans l'absolu d'obtenir le même signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen. Toutefois, l'approche « individuelle » permet d'obtenir un enregistrement plus fin des variations du signal et d'éviter les mélanges de charbons issus de plusieurs occupations, mais reste difficilement applicable (masse de charbon trop faible), chronophage et coûteuse (limite le nombre de charbons étudiés). À l'inverse, l'approche « groupée » ne permet pas d'obtenir une information sur la variabilité exhaustive du signal (valeur moyennée) et nécessite une bonne préservation stratigraphique (éviter le mélange de charbons), mais permet d'obtenir une masse suffisante pour les analyses quelle que soit la masse des charbons et l'analyse du plus grand nombre de charbons pour une même quantité d'analyses.
- L'évolution du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen issu de charbons, est représentative de l'enregistrement des changements climatiques de basse fréquence (pluriannuel à centenaire), dès lors que l'étude est faite à assez haute résolution (ex : décapage) et avec un nombre de charbons suffisants (idéalement de 15 à 30 charbons pour un signal isotopique fiable, mais dépend du nombre de cernes par charbon \approx de la taille des charbons).
- L'enregistrement isotopique des charbons de *Pinus* sp. est principalement corrélé aux changements de disponibilité en eau et les qualités édaphiques du sol, mais aussi avec les fortes augmentations de températures. Si, les faibles températures et le gel ont également pu affecter l'enregistrement isotopique, la faible formation de matière à ces périodes et la possibilité d'une adaptation des plantes aux faibles températures diminuent son importance dans le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen obtenu.
- L'impact de la combustion du signal isotopique est homogène sur tous les charbons de pins et permet une conservation de l'enregistrement climatique du signal à un

degré de carbonisation (dépend de la température et de l'état du bois de départ). Or, dans l'ensemble de nos études, les charbons préservés présentent tous le même degré de carbonisation et aucune correction n'a été nécessaire (une correction à partir du $\delta^{13}\text{C}$ aurait été nécessaire dans le cas contraire). Cette dernière observation, conduit à penser que les processus taphonomiques favorisent la conservation des charbons brûlés entre 280 et 400°C (dans les conditions de nos sites, préservation différente dans d'autres contextes).

- L'utilisation d'une analyse infra-rouge sur quelques charbons permet de préciser la nécessité des pré-traitements à appliquer sur les charbons avant analyse et donc d'éviter des traitements ABA très lourds (perte de masse de charbon importante).

Enfin, l'évolution des paramètres atmosphériques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et CO_2_{atm}) et les conditions climatiques sont associées à des phénomènes d'adaptation des plantes, qui ont conduit : (i) à un effet négligeable des changements atmosphériques au Pléistocène, (ii) un décalage entre les signaux isotopiques et la sensibilité des plantes entre le Pléistocène et l'Holocène (signal $\delta^{13}\text{C}$ majoritairement corrélé à la disponibilité en eau, plus faible sensibilité aux changements climatiques de haute fréquence). L'hypothèse d'une plus faible variabilité physiologique entre individus pendant les périodes les plus rigoureuses (basses variabilité $\delta^{13}\text{C}$ inter-individus ?) a également été soulevée.



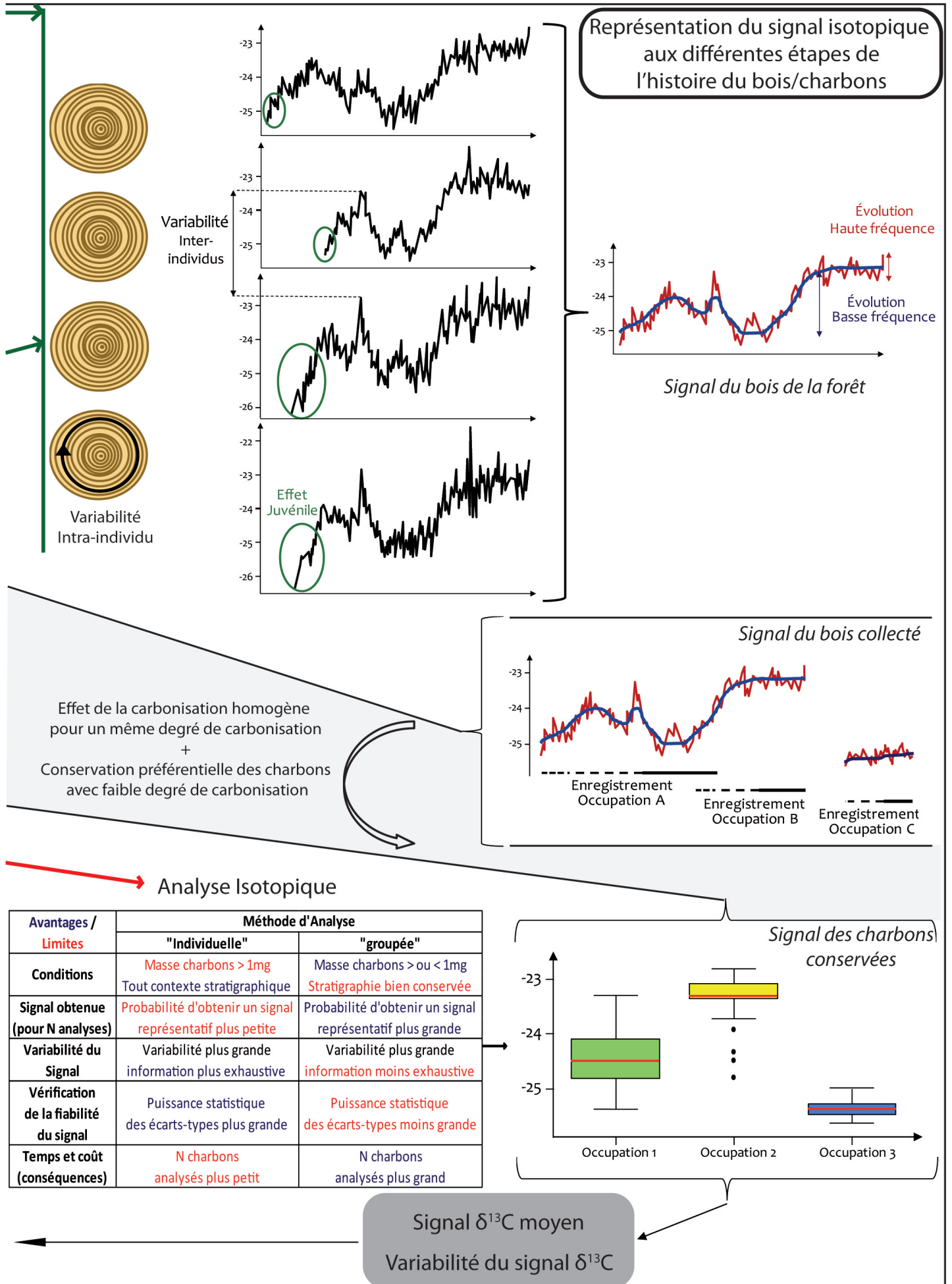


Figure C4.III-1) Schéma simplifié de la méthode d'analyse croisée (isotopique et taxinomique) des charbons archéologiques du Pléistocène supérieur (les effets du climat évolue en partie pour l'Holocène, effet de la température plus important sur le signal $\delta^{13}\text{C}$).

IV. ANALYSES ISOTOPIQUES ET TAXINOMIQUES CROISÉES DES CHARBONS ARCHÉOLOGIQUES : NOUVEAU MARQUEUR ENVIRONNEMENTAL ET CLIMATIQUE

IV.1. Apports paléoécologiques de l'utilisation de l'analyse isotopique des charbons de bois

IV.1.1. L'analyse isotopique : une méthode complémentaire de l'analyse taxinomique des charbons

IV.1.1.a. Rappel sur les apports paléoécologiques et leurs limites en anthracologie

L'étude anthracologique, par une approche singulière, permet de renseigner l'évolution de la composition forestière locale et d'en conclure les probables conditions climatiques associées. Elle reste toutefois dépendante de plusieurs facteurs méthodologiques (Chapitre 1 – III) : Le type de prélèvement (manuel ou tamisage), la nature du dépôt (foyer, dispersé), le nombre de charbons (ex : plus de 250 fragments en contexte méditerranéen) et des dépôts d'occupations assez longues, sont autant de points qui pourront affecter la représentativité écologique de l'assemblage (Badal García and Heinz, 1991; Chabal, 1992, 1997; Heinz, 1990a; Smart and Hoffman, 1988; Théry-Parisot et al., 2010a). De plus, l'analyse anthracologique se limite à l'étude des plantes ligneuses et ne permet pas de renseigner l'étendue forestière (Chapitre 1 – III). Ainsi, dans certains contextes environnementaux, les évolutions du paysage seront impossibles à observer (interprétation climatique limitée).

Pendant les conditions glaciaires du Pléistocène supérieur, les gels/dégels récurrents ont favorisé le fractionnement des charbons (taille plus petite, N moins important après les prélèvements) (Chrzaszvez et al., 2014; Théry-Parisot et al., 2010a), tandis que l'environnement forestier était représenté majoritairement par les mêmes essences ligneuses (Pin, ripisylve, autres conifères) (Chapitre 1 - IV). Ainsi, les évolutions climatiques et forestières de ces périodes (évolution de l'étendue forestière) restent difficiles à étudier par l'unique étude taxinomique des charbons. L'utilisation d'approche complémentaire est alors nécessaire.

IV.1.1.b. Nouveaux apports paléoécologiques de l'analyse isotopique des charbons

À l'inverse de l'anthracologie taxinomique, l'étude isotopique des charbons ($\delta^{13}\text{C}$) de bois permet d'obtenir un signal directement lié aux évolutions environnementales et climatiques (principalement changement de disponibilité en eau) (Chapitre 4 – I). Plus encore, la sensibilité de l'enregistrement isotopique aux variations environnementales (nature des sols, populations) permet de discuter de celles-ci à une échelle micro-locale (dans le périmètre de collecte du bois sur un site). Pour exemple, la présence de pins tantôt issus du plateau, tantôt vers les milieux plus tempérés, est observée à travers le signal $\delta^{13}\text{C}$ (Ex : CHV ; Chapitre 3 – III.2). Dans ce cadre, l'utilisation d'essence d'écologie différente peut également permettre d'étudier l'évolution de l'aridité spatialement (ex : MTZ, *Juniperus* dans les plaines, *Betula* vers la zone humide ; Chapitre 3 – V).

Ainsi, l'étude de l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) permet d'obtenir une information sur l'évolution climatique et environnementale, même pendant les périodes les plus rigoureuses, quand l'analyse taxinomique peut être confrontée à une faible variabilité dans l'assemblage anthracologique. Cependant, si dans la majorité des cas, les évolutions du $\delta^{13}\text{C}$ sont corrélées à celles de la disponibilité en eau, la température peut intervenir (Ex : épisode de forte augmentation, Holocène). L'utilisation des données taxinomiques apparaît dès lors indispensable pour une interprétation fiable des évolutions du signal isotopique (Ex : CAN, observation d'un épisode chaud et non sec, en meilleur accord avec les données anthracologiques ; Chapitre 3 – II.2). Par ailleurs, l'enregistrement isotopique étant directement connecté à la physiologie et la croissance de la plante, celui-ci permet de documenter les périodes favorables à l'expansion forestière. L'évolution du signal $\delta^{13}\text{C}$ renseigne donc indirectement sur la probable évolution du couvert forestier, ce qui reste difficile pour l'étude taxinomique (Ex : CHV, corrélation entre l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ et l'apparition d'une collecte de pins sur les plateaux ; Chapitre 3 – III.2). On précise toutefois que la corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et croissance de la plante n'est pas évidente (Ex : augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ en condition humide et forte augmentation de température).

L'analyse isotopique présente également des contraintes méthodologiques différentes de celles de l'étude taxinomique. En particulier, l'étude taxinomique nécessite un relativement grand nombre de charbons pour une étude quantitative (idéalement, plus de 400 charbons) (Chabal, 1997; Heinz, 1990a), quand l'étude isotopique présente déjà un signal quantitatif. Ainsi, dès l'étude d'un seul charbon, une information environnementale et climatique peut ressortir, dès lors que l'individu collecté est représentatif de la population source. Comme précisé précédemment, idéalement, on peut s'attendre à obtenir un signal $\delta^{13}\text{C}$ fiable à partir de 15 à 30 charbons/unité stratigraphique (chapitre 4 – I). Ainsi, lorsqu'il est nécessaire d'étudier l'ensemble des charbons d'une US pour obtenir une signature taxinomique fiable, il est possible d'étudier le signal isotopique à plus haute résolution (ex : décapage). Cette capacité d'étude permet alors d'identifier des évolutions ou des épisodes climatiques, indistincts par l'approche taxinomique (Ex : COMB, étude de l'évolution du signal selon la profondeur « z » ; Chapitre 3 – II.3). Suivant une logique proche, l'étude isotopique n'est également pas soumise aux mêmes contraintes de prélèvements. En effet, si le prélèvement manuel a pour conséquence de biaiser les proportions du signal taxinomique (minimise la part des charbons <2mm et les essences rares) (Théry-Parisot et al., 2010a), le signal isotopique moyen des charbons reste identique (variable quantitative d'une seule essence étudiée). Plus encore, le tamisage conduit généralement à une nouvelle fragmentation des charbons présents dans le sédiment. Or, il a été montré que plus les charbons sont gros (plusieurs cernes), plus la valeur isotopique $\delta^{13}\text{C}$ est représentative de l'enregistrement des changements climatiques de basse fréquence (Chapitre 4 – I). L'utilisation de charbons prélevés manuellement peut donc se présenter comme atout pour l'étude du signal $\delta^{13}\text{C}$.

Enfin, la nature des dépôts anthracologiques conditionne le potentiel interprétatifs des différentes approches. Si les charbons dispersés dans le sédiment sont privilégiés dans l'étude de la composition du boisement (issus d'activités domestiques successives : chauffage, éclairage, cuisine, autres ; plusieurs phases de combustion) (Chabal, 1992, 1997), la nature quantitative

de la variable $\delta^{13}\text{C}$ permet d'obtenir les caractéristiques environnementales et climatiques de la période d'occupation, quel que soit la nature du dépôt. Ainsi, les difficultés rencontrées dans l'interprétation des vestiges anthracologiques en zone foyère (possibilité de ne représenter que la (ou les) dernière(s) phase de combustion) (Asouti and Austin, 2005; Chabal, 1997; Perlès, 1977) ne se retrouvent pas dans l'étude isotopique. Plus encore, les foyers permettent d'obtenir un nombre de charbons conséquents et bien préservés (plusieurs cernes), issus généralement d'une à quelques phases de fréquentation (rapprochées), qui permettent d'obtenir un signal $\delta^{13}\text{C}$ fiable et d'un intervalle chronologique réduit (âge du bois utilisé) (ex : OUL, Chapitre 3 – III.4).

IV.1.2. un proxy climatique local et stratifié dans le temps

IV.1.2.a. Intérêts et aléas de la méthode isotopique dans différents contextes stratigraphiques

L'un des intérêts principaux de l'étude isotopique, montré dans ce travail, est sa polyvalence d'utilisation selon les contextes archéologiques (ex : stratigraphie remaniée, peu dilatée ou de matrice lâche). Alors que l'étude taxinomique nécessite d'avoir une stratigraphie claire avec peu de remaniements, les différentes approches (analyses individuelles ou groupées) et la haute résolution du signal $\delta^{13}\text{C}$ permettent de discuter de l'évolution climatique et environnementale en parallèle de celle de la stratigraphie.

Ainsi, sur la majorité des sites, l'évolution du signal isotopique concorde avec les changements stratigraphiques. Plus encore, la haute résolution de celui-ci permet de discuter de l'évolution climatique pendant une même phase sédimentaire. Pour exemple, sur les CAN, on observe une lente évolution stratigraphique au sein des premières US puis une évolution relativement rapide (épisode chaud) qui marque une rupture stratigraphique (transition d'US) (Chapitre 3 – II.2). L'évolution isotopique des vestiges anthracologiques est alors complémentaires de celles des études géomorphologique et sédimentaire, les données de l'un permettant de pallier les manques de l'autre. Pour exemple, sur le site de la COMB, le signal $\delta^{13}\text{C}$ permet de discuter des évolutions climatiques intra-US (ex : évolution climatique du niveau E, observée sur plusieurs zones du site), quand l'évolution géomorphologique et sédimentaire générale du site permet de discuter des épisodes fluviaux du bas de la séquence, de l'évènement torrentiel et d'une phase plus humide dans le haut de la séquence (origine des charbons incertaine ou absence de ceux-ci) (Chapitre 3 – II.3). Sur le site de la BMV, il a ainsi été possible de discuter de l'attribution stratigraphique des charbons. Ainsi, après l'observation d'une évolution nette du signal $\delta^{13}\text{C}$ et un probable changement de dynamique sédimentaire en micromorphologie, la limite d'US proposée à la fouille a pu être réévaluée. Plus encore, sur le site de DEE et MTZ, malgré un nombre réduit de charbons et une stratigraphie peu dilatée et/ou complexe (pendage, US discontinue), il a été possible de discuter de l'évolution climatique au sein des US et entre les US (Chapitre 3 – III.5 & V). Enfin, sur le site de OUL, malgré les imprécisions stratigraphiques du haut de la séquence (palimpseste de plusieurs couches, remaniement par développement de concrétion), l'étude isotopique des trois structures a permis de définir une chronologie d'utilisation pendant

une période d'évolution climatique, par la suite validée par les datations radiocarbone (Chapitre 3 – III.4).

Le meilleur exemple, qui illustre à la fois la polyvalence de l'étude isotopique et l'intérêt de celle-ci dans la compréhension de la stratigraphie, reste celui de PTS (S12) (Chapitre 3 – III.3). En effet, ce sondage est marqué par un remaniement stratigraphique important qui rend difficile l'attribution du matériel par unité stratigraphique. L'utilisation du tamisage par profondeur présente alors un risque de mélange de charbons issus de plusieurs occupations. Par ailleurs, la déformation des niveaux d'occupations (z très différents) complique la lecture du signal archéologique. La lecture du signal anthracologique reste alors très générale, avec un risque que certaines essences soient l'objet de contamination ou remaniement. Le prélèvement manuel, avec coordonnées stratigraphiques, a dès lors été utilisé. Si cette méthode ne permet pas de pallier les difficultés de lecture du signal taxinomique (signal qualitatif général mais meilleure observation des possibles zones de contaminations), elle a permis ici de proposer plusieurs niveaux d'occupations à travers l'étude du signal isotopique. Ceux-ci ont par ailleurs été retrouvés dans le sondage voisin, mieux conservés. Ainsi, malgré une stratigraphie complexe, il a été possible de proposer une lecture de l'évolution archéologique et climatique. Des dates radiocarbone en cours, devraient venir confirmer ce découpage. On notera toutefois que cette approche a été possible grâce à la présence de charbons assez gros pour des analyses individuelles et amplifie la représentativité des valeurs analytiques ($\delta^{13}\text{C}$ moyen de plusieurs cernes). La possibilité de mélange de charbons issus de plusieurs occupations dans un même ensemble isotopique doit également être soulignée (risques de sous évaluations des évolutions du signal isotopique moyen). Ce dernier point est souligné dans l'étude groupée des charbons de DEE, avec une attribution chronologique des charbons difficiles et une forte probabilité de mélange de ceux-ci (voir annexe sur DEE).

IV.1.2.b. Potentiel de l'utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ comme marqueur intrarégional

Dans ce travail, l'étude du signal isotopique de plusieurs sites proches a permis de discuter du potentiel de l'utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ inter-sites comme marqueur paléoclimatique et paléoenvironnemental intrarégional (ex : moyenne vallée du Jabron, gorges de l'Ardèche) (Chapitre 3 – III.5 & IV.4). Or, compte-tenu des caractéristiques de l'enregistrement isotopique du signal $\delta^{13}\text{C}$, la comparaison des signaux inter-sites (même à une petite échelle) peut être confrontée à plusieurs difficultés interprétatives.

Parmi ces difficultés, la sensibilité du signal isotopique aux variations environnementales conduit à des évolutions de celui-ci entre les sites aux caractéristiques environnementales distinctes (enregistrement micro-régional, ex : différence entre plateaux/proches de la rivière) (Chapitre 4 – II.1). De plus, il faut prendre en compte que les signaux isotopiques obtenus peuvent provenir de populations différentes qui n'ont pas connue la même adaptation aux changements atmosphériques, climatiques et environnementaux (Chapitre 4 – II.2). Plus encore, l'utilisation de plusieurs zones de collecte sur un même site (signaux isotopiques différents) rend difficile la comparaison des signaux moyens avec des sites dont la collecte est issue d'une seule zone. Enfin, le manque de chronologie précise rend difficile des comparaisons isotopiques entre eux et aussi de confirmer la contemporanéité des événements environnementaux ou climatiques.

Malgré tout, on observe que, dans l'ensemble, les évolutions générales du signal isotopique sont comparables. SI cette comparaison reste relative, la comparaison des valeurs isotopiques absolues entre sites apparaît également possible sur des phases contemporaines climatiquement marquées (ex : événement D/O 2 sur PTS et BO, voir DEE). Enfin, on notera que la comparaison diachronique des sites peut également marquer les évolutions générales des adaptations physiologiques. Pour exemple, on propose une possible plus forte sensibilité environnementale sur le site de CHV dans les gorges de l'Ardèche. L'étude des référentiels et certaines couches historiques ont également permis de mettre en évidence l'impact de l'augmentation du CO₂ atm (fertilisation) et l'amélioration des conditions climatiques/environnementales de l'Holocène puis le réchauffement climatique préindustriel.

IV.2. Nouvelles données paléoenvironnementales et paléoclimatiques

Finalement, l'ensemble de ce travail a permis de mettre en évidence de nombreuses évolutions climatiques et environnementales, à la fois par site, par région et par période plus généralement. Dans cette partie, nous proposons de rappeler les résultats les plus importants par site, comme exemple du potentiel de la méthode croisée d'étude des charbons archéologiques (isotopie/taxinomie).

IV.2.1. Nouvelles données paléoenvironnementales et paléoclimatiques intrasite

Pour les principales données paléoenvironnementales et paléoclimatiques par site (voir Chapitre 3 pour plus de détails), on a pu observer :

- Sur le site des Canalettes (CAN) ; (i) une période froide du début MIS4, avec une baisse graduelle de l'aridité du bas vers le milieu haut de la séquence, (ii) puis un épisode de forte augmentation de température, (iii) pour finir par un retour sur phase plus fraîche et humide sur le sommet de la séquence.
- Sur le site de la Combette (COMB) ; (i) le passage d'une période plus tempérée à une période plus froide avec des variations de l'aridité dans la base de la séquence, interprétées comme la transition MIS5a/MIS4, (ii) suivies d'une succession de périodes fraîches à froides et humides à très humides correspondant aux fluctuations climatiques de la première moitié du MIS4 (épisodes fluviatiles et un torrentiel), dont un niveau plutôt froid et humide contemporain de forte fréquentation de l'abri, (iii) puis une relativement longue période steppique avec un climat sec et aride pour le haut de la séquence, associée à la deuxième moitié du MIS4 (moins fréquenté, donc moins de matériel analysable).
- Sur le site de Chauvet-Pont d'Arc (CHV) ; (i) une période froide à fraîche aurignacienne avec la sortie d'une phase sèche vers une plus humide associée à une expansion forestière jusque sur les plateaux, (ii) puis une phase encore plus humide sur un niveau

gravettien probable (possible plusieurs phases de fréquentation dont une pendant un épisode sec).

- Sur le site de la Grotte aux Points (PTS) ; (i) une période avec une mosaïque forestière dans à la base de la séquence (début gravettien), (ii) puis 4 phases de fréquentations dans une période froide/fraiche d'attribution générale Gravettien/Solutréen, avec successivement une période aride (suivie d'une phase inoccupée), puis humide, puis sèche et enfin de nouveau humide (dernière phase humide certainement associée au D/O 2).
- Sur le site de la Baume d'Oulen (OUL) ; (i) une phase d'occupation humide et fraîche attribuée au Solutréen supérieur (contemporain du D/O 2), (ii) puis après plusieurs phases d'occupations magdaléniennes (non étudiées), des fréquentations à la fin du tardiglaciaire pendant le début du réchauffement climatique de la transition avec l'Holocène (attribution culturelle incertaine), (iii) pour finir par une période de transition environnementale avec un paysage en mosaïque associé au début du Mésolithique.
- Sur le site des Deux Ouvertures (DEE) ; certainement plusieurs fluctuations climatiques sur une très faible épaisseur, certifiées par dates radiocarbone (plus de 20 ka de différence en moins d'1 cm ; charbons groupés et attributions culturelles difficiles).
- Sur le site des Prés de Laure (PDL) ; (i) une phase aride et froide associée à la fin de la première moitié du MIS3 (contemporaine du moustérien), (ii) puis une phase également aride et froide, mais légèrement plus humide que la précédente, associée à la fin du Gravettien (seules phases étudiées avec notre méthode pour l'instant).
- Sur le site de la Baume de Monthiver (BMV) ; une phase d'occupation mésolithique précédant et contemporaine de l'événement 8,2 ka cal BP (froid et aride).
- Sur le site de Mutzig (MTZ) ; la présence d'un paysage en mosaïque contemporain du MIS 5 (post-Éémien), avec (1) des plaines plus ou moins arides selon les périodes suivant le découpage du MIS 5 (St Germain Ia, Ic, II) et (2) une zone humide proche de la rivière où les changements d'humidité sont également enregistrés mais moins marqués.

IV.2.2. Nouvelles données paléoenvironnementales et paléoclimatiques intersites et extra-régionales

L'ensemble des données paléoenvironnementales et paléoclimatiques obtenues par site a également été comparé par microrégions, avec les difficultés associées (chapitre 4 – IV.1.2.b), ou alors par périodes plus généralement (voir Chapitre 3 pour plus de détails). Parmi les résultats les plus marquants, on a pu souligner :

- Que si le début du MIS 4 est associé à une baisse générale des températures, il est associé à des conditions hydriques fluctuantes et des épisodes plus tempérés.

- Que les périodes interglaciaires du MIS 3 et MIS 2 sont caractérisées par de nombreuses fluctuations environnementales et climatiques, avec aussi bien des phases arides pendant l'interglaciaire du MIS 3 (Ex : CHV, PDL) que des phases très humides pendant le MIS 2 (ex : Gorges de l'Ardèche).
- Des concordances entre les phases humides du Paléolithique moyen et supérieur avec les évènements D/O enregistrés dans les séquences glaciaires, comme avec les événements polliniques des séquences continues et discontinues, naturelles ou archéologiques.
- Des variations environnementales micro-régionales dans les gorges de l'Ardèche, qui dans l'ensemble se sont présentées comme une zone relativement clémente même pendant les phases les plus rigoureuses du Paléolithique supérieur.
- Un environnement peu favorable à l'expansion forestière dans la moyenne vallée du Jabron mais tout de même occupé.
- Que le nord-Est de la France présente des zones relativement peu rigoureuses (mosaïque environnementale, zone humide continue) et favorables aux occupations humaines pendant le MIS 5 (post-Éémien).
- Que les teneurs en CO_2_{atm} de l'Holocène préindustriel présentent des conditions plus favorables à l'expansion forestière que celles du Pléistocène supérieur.

V. ANALYSES ISOTOPIQUES ET TAXINOMIQUES CROISÉES DES CHARBONS ARCHÉOLOGIQUES : NOUVELLES SOURCES D'INFORMATIONS ARCHÉOLOGIQUES

V.1. Apport de l'utilisation de l'analyse isotopique en complément des autres études sur les charbons

V.1.1. Complémentarité des approches pour renseigner les pratiques de collecte

V.1.1.a. *Les informations du signal taxinomique*

Pour rappel, l'assemblage anthracologique est le résultat de l'évolution de la composition du couvert arboré (lié au climat) et les pratiques humaines (c.-à-d. le choix du bois ou les changements dus à l'anthropisation) (Chapitre 1 – III). Or, si on peut proposer des conditions optimales pour une lecture paléoécologique du spectre anthracologique (feux domestiques non spécialisés, activité relativement longue, nombre de charbons minimum) (Badal García and Heinz, 1991; Chabal, 1992, 1997; Heinz, 1990a; Smart and Hoffman, 1988), la définition de la composante humaine reste difficilement quantifiable (hors problématique artisanale).

La bonne représentativité écologique des assemblages étant tributaire d'un approvisionnement en bois de feu obéissant au « principe du moindre effort » (pas de sélection d'un type d'essence) (Shackleton and Prins, 1992), la diversité taxinomique retrouvée dans les spectres et la comparaison avec les autres données environnementales sont alors les principaux arguments pour justifier du faible impact de l'homme sur le signal anthracologique (Ex : CHV, Chapitre 3 III.2). On peut alors proposer une collecte non sélective, où les critères de proximité et de facilité d'acquisition (ex : bois mort, bois flotté) sont déterminants dans la collecte (Asouti and Austin, 2005; Théry-Parisot, 1998, 2001). L'approfondissement de l'étude des charbons (ex : état du bois, calibres, dendroanthracologie, etc.) vient ensuite compléter ces informations et préciser la gestion du bois de feu (Allué et al., 2009; Dufraisse, 2006; Dufraisse and Garcia-Martinez, 2011; Henry and Théry-Parisot, 2014a, b; Marguerie and Hunot, 2007; Paradis-Grenouillet and Dufraisse, 2018; Terral et al., 2009; Théry-Parisot et al., 2011; Théry-Parisot and Henry, 2012; Théry-Parisot et al., 2016; Théry-Parisot and Texier, 2006; Vidal-Matutano et al., 2020; Vidal-Matutano et al., 2017).

V.1.1.b. *Décomposition du signal taxinomique par comparaison au signal isotopique*

À l'inverse du signal taxinomique, le signal $\delta^{13}\text{C}$ résulte de l'étude d'un seul taxon et n'est donc pas impacté par la sélection spécifique du bois de feu. Il traduit directement les conditions environnementales et climatiques dans lesquelles ont poussé les arbres.

Ainsi, la comparaison du signal taxinomique et isotopique permet d'approfondir la discussion sur la représentativité paléoécologique du spectre anthracologique, et indirectement, sur le système de collecte du bois. En effet, dans le cas où les évolutions du spectre anthracologique suivent celles du signal $\delta^{13}\text{C}$, l'hypothèse d'une collecte non sélective et représentative du milieu

est mise en avant. À l'inverse, une sélection spécifique par l'Homme s'observera par l'absence de variation dans le spectre anthracologique et par des évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$. Cependant, les évolutions climatiques n'entraînent pas toujours d'évolution nette de la composition forestière (ex : bosquet de pin à Pinaie), mais des variations dans les essences rares peuvent toutefois être attendues. Ainsi, le signal isotopique permet de consolider l'hypothèse d'une collecte sélective. Pour exemple, sur le site de Chauvet-Pont d'Arc, l'utilisation du signal isotopique des charbons du site apporte de nouveaux arguments pour l'hypothèse d'une sélection autour du *Pinus* type *sylvestris/nigra* (Chapitre 3 – III.2).

V.1.1.c. Les indices d'attaques fongiques précombustion

En complément de l'étude taxinomique et isotopique, la caractérisation de l'état du bois *antecombustion* des vestiges de *Pinus* sp. a été réalisée sur plusieurs sites. Pour rappel, fondée sur l'observation de plusieurs niveaux d'altération dans des études expérimentales sur *Pinus sylvestris* (de 0 à 3, soit d'aucune altération à haute altération) (Henry and Théry-Parisot, 2014a, b), cette approche permet de renseigner l'utilisation de bois mort (Henry and Théry-Parisot, 2014a, b; Vidal-Matutano et al., 2020; Vidal-Matutano et al., 2017). En effet, bien que le bois mort présente différents degrés d'altération (dégradation fongique progressive) et le bois vert d'infimes traces de dégradation, les études expérimentales permettent de proposer une corrélation entre les proportions de degrés d'altération avec l'état macroscopique des bois (*Ibid*). Cependant, l'interprétation de ces proportions nécessite que l'échantillon soit suffisamment homogène. Les auteurs proposent un minimum d'une centaine de prélèvements (peut augmenter selon l'hétérogénéité de l'échantillon, nécessité de courbe effort-rendement) (Henry and Théry-Parisot, 2014a). Il est ensuite possible d'aller plus loin, en proposant des comparaisons statistiques entre les échantillons archéologiques et les échantillons expérimentaux (test de Mann-Whitney) (*Ibid*). Cela étant, dans notre travail, le nombre de charbons analysés par site reste relativement faible pour pouvoir réellement discuter des proportions des niveaux de dégradations obtenues. De plus, les charbons analysés sont dans leur majorité le résultat d'une altération et de fragmentations relativement importantes. Ainsi, bien que l'analyse d'un charbon inframillimétrique est représentatif de l'état d'altération du bois d'origine (OUL, chapitre 3 – III.4), on peut s'attendre à une sous-représentation des charbons fortement altérés (altération de degré 3 et 2) en raison de leur plus forte sensibilité au processus taphonomique (Chrzaszew et al., 2014; Henry and Théry-Parisot, 2014a).

Malgré tout, sur l'ensemble des sites où l'étude a été menée, une majorité des charbons présente des dégradations fongiques *ante-combustion*. S'il reste difficile de discuter la présence ou le poids d'une collecte de bois vert (résultats proches entre double collecte de bois vert et bois mort, versus collecte de bois mort plus ou moins sain), les données permettent de confirmer l'importance du bois mort dans les stratégies d'acquisitions de combustible. La collecte de bois mort introduit une notion de limitation de l'effort dans le système d'approvisionnement, où l'exploitation de la nécromasse disponible offre une quantité de combustible suffisante aux besoins énergétiques (dépend de la démographie des groupes humains et de la récurrence des occupations versus le renouvellement de la nécromasse) (Shackleton and Prinsh, 1992; Théry-Parisot, 2001; Théry-Parisot and Meignen, 2000). Dans le cadre où la nécromasse est suffisante, l'aire

d'approvisionnement est alors relativement limitée (rayon optimal d'environ 500m, observation en ethnologie et modélisation expérimentale) (Henry et al., 2009; Théry-Parisot and Meignen, 2000). À l'inverse, un besoin plus important, entrainera une augmentation de la part de bois d'abattage dans la collecte ou une augmentation de l'aire d'approvisionnement (Théry-Parisot and Meignen, 2000). Par ailleurs, l'utilisation préférentielle du bois mort nécessite également que les propriétés de celui-ci permettent de recouvrir l'ensemble des fonctions du site (ex : éclairage, chauffage, cuisson) (Henry and Théry-Parisot, 2014a; Henry et al., 2009; Théry-Parisot, 2001, 2002). On précisera, dans le même temps, que l'état et la faible charge en eau du bois mort facilitent non seulement son transport, mais également son utilisation comme combustible (allumage rapide, évite le séchage du bois et stockage) (Théry-Parisot, 2001; Théry-Parisot and Texier, 2006). Enfin, la focalisation de l'étude sur *Pinus* type *sylvestris/nigra* soulève la question de l'inter-relation entre dominance du pin dans le paysage / nécromasse disponible / stratégie de collecte. En effet, comme observé sur nos sites, *Pinus* type *sylvestris/nigra* est un taxon dominant dans le paysage de l'époque ; or celui-ci est caractérisé par un fort élagage naturel (nécromasse disponible importante). La collecte préférentielle de celui-ci, volontaire ou non, peut alors avoir favorisé la collecte de bois mort en plus grande quantité. À l'inverse, une collecte préférentielle du bois mort peut avoir favorisé la collecte de *Pinus* type *sylvestris/nigra*, bien que déjà dominants dans le paysage. Cette problématique se pose en particulier sur le site de Chauvet-Pont d'Arc, où la sélection du taxon est proposée (CHV, Chapitre 3 – III.2).

En somme, si dans notre travail l'étude des dégradations ante-fongiques s'est avérée relativement limitée, elle a tout de même servi de complément à la discussion autour des systèmes d'approvisionnement du bois de feu. L'utilisation de cette approche, dont le potentiel a déjà été montré sur d'autres sites du Paléolithique (Vidal-Matutano et al., 2017), apparaît dès lors comme complémentaire de l'étude taxinomique et isotopique. Dans des conditions optimales, elle peut permettre non seulement de discuter des stratégies d'acquisition du bois, de la fonction des sites, de leur occupation, et voire indirectement, de la représentativité paléoécologique des résultats taxinomiques (une collecte de bois mort est plus susceptible d'être non sélective et d'être représentative de la composition forestière). Enfin, il est important de noter que l'étude isotopique des charbons de bois conduit à une destruction du matériel archéologique. Il apparaît donc important d'effectuer l'analyse de l'état du bois ante-combustion dans un premier temps, afin d'éviter une perte d'informations.

V.1.2. La variabilité isotopique comme signature des zones de collectes multiples

En plus des intérêts présentés ci-dessus, notre travail met en avant la possibilité d'utiliser la variabilité du signal isotopique comme un marqueur de la disparité de l'aire de collecte. En effet, compte-tenu de la sensibilité du signal isotopique à l'environnement dans lequel croît l'arbre, une collecte intégrant plusieurs biomes conduira nécessairement à une augmentation de la variabilité des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ (plusieurs signaux). Cette hypothèse nécessite toutefois, que la zone à proximité du site renferme des milieux différents (ex : plateau, ripisylve, plaine, etc.) et que le couvert forestier soit

assez important pour recouvrir l'ensemble de ces derniers. L'enregistrement isotopique différentiel issu de plusieurs aires de collectes est dès lors principalement retrouvé pendant des périodes plutôt clémentes où le couvert forestier est plus important. Il est alors justifié par l'observation d'une mosaïque de paysages forestiers dans l'étude taxinomique (dans le cadre d'une collecte non sélective et représentative du couvert forestier). Cependant, on rappelle que dans des conditions clémentes, il est possible que (i) les populations soient plus sensibles aux variations climatiques haute fréquence (adaptation) et (ii) que l'évolution de la variabilité des phénotypes de pins soit plus importante (sélection plus faible, augmentation variabilité $\delta^{13}\text{C}$) (Chapitre 4 – II.2.2). Ainsi, bien que ces hypothèses convergent avec une augmentation du couvert forestier et des zones de collectes, la confirmation de cette dernière nécessite une augmentation de la variabilité isotopique qui dépasse la simple variabilité inter-individus (plusieurs signaux environnementaux).

Dans ce cadre, l'augmentation de la variabilité isotopique sur le niveau E de la COMB, ou dans le décapage 14 du niveau Solutréen de OUL, n'est pas suffisante pour valider l'hypothèse d'un élargissement du territoire de collecte (Chapitre 3 – II.3 & III.4). À l'inverse, la forte évolution de la variabilité du signal isotopique sur l'US 3 de CHV, voire sur le haut de l'US 2 des CAN, peut être expliquée par la collecte de *Pinus* type *sylvestris/nigra* dans plusieurs zones de collecte (ex : plateau ou combe/poljé respectivement), en lien avec une augmentation de l'humidité générale (Chapitre 3 – II.2 & III.2). Sur le site de Chauvet-Pont d'Arc, on observe ainsi une diminution graduelle du signal $\delta^{13}\text{C}$ puis une augmentation de la variabilité avec semble-t-il deux signaux isotopiques. Cette observation est alors interprétée comme l'augmentation de l'humidité, puis du couvert forestier et de la zone d'approvisionnement couvrant à la fois la Combe d'Arc et les plateaux). On précise ici, que l'absence d'un paysage forestier en mosaïque dans le signal taxinomique relève d'une collecte sélective de *Pinus* type *sylvestris/nigra* sur le site.

V.2. Nouvelles données sur le comportement humain

Finalement, l'ensemble de ce travail a permis de discuter des systèmes d'approvisionnement en bois, mais aussi d'apporter des éléments supplémentaires pour l'étude de la relation entre la dynamique des populations, l'évolution socio-économique et les changements climatiques et environnementaux. Dans cette partie, nous proposons de rappeler les résultats sur le système de collecte en général, et les principales observations sur l'impact ou non des évolutions environnementales sur les systèmes socio-économiques par site, comme exemple du potentiel de la méthode croisée d'études des charbons archéologiques (isotopie/taxinomie/étude des dégradations ante-fongique).

V.2.1. Données sur la gestion des combustibles

Dans l'ensemble la comparaison des données taxinomiques et isotopiques a permis de mettre en évidence un système d'approvisionnement en bois de type opportuniste (non-sélectif), qui favorise une expression exhaustive des essences forestières dans les vestiges anthracologiques. On précise que cette observation n'est vérifiée que dans les sites où le signal anthracologique

rempli les conditions nécessaires à une lecture fiable (nombre de charbons suffisants, charbons dispersés, longue occupation ; CAN, COMB, \approx OUL « US 1304 », \approx BMV).

De plus, mentionnée précédemment, l'étude des dégradations fongiques *ante*-combustion a permis de soulever l'importance probable que le bois mort devait avoir dans la gestion des combustibles des sites étudiés (PTS, OUL, BMV, PDL). La même observation est également réalisée sur le site de la COMB, à travers l'étude morphométrique des charbons de bois (Théry-Parisot and Texier, 2006). La collecte de celui-ci, présentant un degré d'effort moins important que d'autres types de collectes (arrachage, coupe), converge avec l'hypothèse d'un système d'approvisionnement opportuniste (Théry-Parisot, 1998, 2001). L'utilisation du bois mort dans le système d'approvisionnement et de gestion des combustibles amène également à discussion autour des aires d'approvisionnement (taille, évolution), des fonctions des foyers (propriétés du combustible) et, à plus large échelle, des sites eux-mêmes (cf : Chapitre 4 - V.1.1.c).

Si la majorité des sites étudiés concorde avec un système d'approvisionnement de type opportuniste, non sélectif et orienté au moins en partie vers le ramassage de bois mort, les données du site de Chauvet-Pont d'Arc permettent de soulever l'hypothèse d'une sélection taxinomique de *Pinus* type *sylvestris/nigra* (Chapitre 3 – III.2). Toutefois, le fort élagage naturel de ce taxon n'interdit pas que la collecte ait été tout de même focalisée sur le ramassage de bois mort. De plus, l'étude de la variabilité isotopique sur ce site a permis de proposer un élargissement de l'aire d'approvisionnement au cours des fréquentations aurignaciennes et une amélioration climatique (reforestation ?). Il est ainsi intéressant de questionner la possible relation entre cette augmentation de l'aire d'approvisionnement et le type de collecte présent sur CHV, focalisé sur une matière première limitée (nécromasse d'un taxon ; nécessité d'augmenter l'aire d'approvisionnement pour subvenir aux besoins énergétiques ?).

Enfin, on notera sur des Canalettes, où la gestion du bois de feu semble relever d'un système de collecte opportuniste (signalée taxinomique concorde avec le signal isotopique), que la collecte et l'utilisation du lignite en continue et indépendamment du climat, relèvent alors d'un marqueur culturel diachronique (tradition culturelle d'utilisation, limite la consommation de bois) (Chapitre 3 – II.2).

V.2.2. Les systèmes de mobilité et l'évolution socio-économique

Pour finir, la comparaison entre (i) les données environnementales, climatiques et culturelles (gestion du bois) obtenues dans notre travail, (ii) les dynamiques d'occupations des sites et (iii) les évolutions techniques et sociales observées au sein de ceux-ci, contribuent à alimenter les réflexions relatives aux stratégies d'occupation et d'exploitation du territoire (dynamique des mobilités et d'implantation, déterminisme environnementale/climatique, impact sur les évolutions sociétales et techniques). Parmi les principales observations et hypothèses sur la dynamique des populations et l'évolution socio-économique, on note :

- Sur les Canalettes (CAN) ; une continuité techno-économique (lithique, faune, utilisation de la lignite) et de la dynamique d'occupation (répétitive, de longue durée, à la bonne saison, rôle central du site dans la gestion du territoire), avec l'hypothèse que

l'amélioration climatique observée sur le site ait favorisé cette pérennité (transmission des schémas de mobilité, point stratégique d'approvisionnement, traditions techniques et culturelles).

- Sur le site de la Combette (COMB) ; une discontinuité des fréquentations de l'abri concordant avec l'évolution climatique et environnementale autour de celui-ci, mais aussi une rupture techno-économique entre l'ensemble inférieur et supérieur de la séquence en conjonction avec une importante évolution climatique, tous deux soulevant l'hypothèse d'une influence climatique/environnementale sur les dynamiques de mobilité et de gestion du territoire, voire indirectement sur le système technique.
- Sur les Gorges de l'Ardèche (CHV, PTS, OUL) ; une fréquentation humaine récurrente à travers des périodes climatiquement et environnementalement contrastées, soulignant l'intérêt et la place centrale que les gorges ont pu avoir au cours du temps dans les schémas de mobilité, la gestion du territoire et les évolutions socio-culturelles le long de la Préhistoire (zones aux carrefours de voies de communication, zone de refuge climatique et environnementale, gisements de matières premières et la présence de cavités, importance culturelle et symbolique ?). On précise toutefois, qu'il est probable que les occupations aient été plus intenses pendant les phases les moins rigoureuses (ex : D/O) et inversement.
- Sur la moyenne vallée du Jabron (BMV, PDL) ; une fréquentation humaine de la vallée pendant des périodes rigoureuses à très rigoureuses, soulignant comme pour les gorges de l'Ardèche, l'importance diachronique de la vallée dans les schémas de mobilité dans les zones de basses montagnes, la gestion du territoire et l'histoire socio-culturelle du Sud-Est de la France, et ceux dès le Paléolithique moyen (pendant des phases de mobilité plus restreintes) jusqu'à aujourd'hui. Cette observation souligne les intérêts, autres que le climat, qui peuvent expliquer ces fréquentations récurrentes de la vallée (ressources animales, gisements de matières premières, voies de communication).
- Sur Mutzig (MTZ) ; une récurrence des fréquentations de l'abri de Mutzig, malgré les oscillations climatiques et les évolutions techniques, souligne la pérennité du rôle central de Mutzig dans les schémas de mobilité et de la gestion du territoire régional (jusque dans le Jura) malgré des évolutions de ceux-ci. Cette observation souligne une nouvelle fois l'intérêt que l'abri de Mutzig présentait (matières premières, environnement favorable, zone de chasse). Cette présence continue soulève également des questions d'adaptations aux contextes climatiques et environnementaux, dont la possibilité d'un changement de mode de subsistance pendant les périodes les plus rigoureuses (chasse rennes/mammouths).

CONCLUSION

Le principal objectif de ce travail de doctorat était d'évaluer le potentiel de l'utilisation du signal isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) des charbons archéologiques, principalement de *Pinus* sp., comme nouvelle approche paléoenvironnementale et paléoclimatique pour l'étude des séquences du Pléistocène supérieur au début de l'Holocène (occupations du Paléolithique moyen au Mésolithique). Cette thèse s'inscrivait alors, dans le même temps, dans le développement méthodologique d'une approche croisée de l'étude des charbons archéologiques (taxinomie et isotopie). Suivant ces objectifs, ce travail s'est divisé en deux grandes parties : (i) la première consistait à étudier le signal isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) du bois et les effets de la carbonisation sur celui-ci à travers un référentiel actuel, puis de proposer un protocole d'étude applicable en contexte archéologique ; (ii) la deuxième partie consistait à tester ce protocole à travers l'étude des charbons archéologiques issus de contextes archéologiques distincts (périodes diachroniques, plusieurs zones géographiques, charbons dispersés et concentrés, différents cadres stratigraphiques) et retrouvés sous plusieurs états (taille, masse, altération).

Cette stratégie d'étude devait alors nous permettre, non seulement (i) d'évaluer la représentativité du signal isotopique comme nouveau marqueur environnemental et climatique local, puis de proposer un protocole d'étude adaptable selon les contextes archéologiques, mais aussi, (ii) d'aborder l'apport de l'utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ dans les problématiques archéologiques. À ce titre, nos résultats devaient permettre d'aborder les questions relatives à la relation Homme/milieu, la gestion des combustibles, ou encore, les schémas de mobilité, dans une large diachronie (entre le Paléolithique moyen au Mésolithique), en prenant pour principal cadre le quart Sud-Est de la France (et anecdotiquement le Nord-Est de la France).

Concernant le potentiel du signal isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) des charbons comme proxy climatique/ environnemental local pour des longues séquences du Pléistocène supérieur/début Holocène, nous avons ainsi pu attester au terme de ce travail :

- Que l'impossibilité d'identifier les charbons de *Pinus* à l'espèce n'était pas un problème et qu'il était possible d'utiliser le signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen de charbons de *Pinus* type *sylvestris/nigra*.
- Que sur l'ensemble des sites archéologiques étudiés, le degré de combustion des charbons analysés était homogène (même ‰C), certainement en raison d'une conservation préférentielle des charbons brûlés à faible température (<400°C). Cette homogénéité a permis d'utiliser le signal isotopique des charbons sans facteur de correction (même impact sur le signal isotopique). On précise également que les contaminations carbonées postpositionnelles peuvent être réalisées sans trop atteindre la masse des charbons (d'après la méthode de Vaiglova et al, 2014).
- De la bonne représentativité climatique et environnementale du signal isotopique moyen, obtenu à partir de l'analyse de charbons issus de la carbonisation de pièces de bois d'origines diverses (différents individus, plusieurs zones géographiques) et

de formations asynchrones (croissance des cernes à différentes années). En effet, la variabilité du signal $\delta^{13}\text{C}$ apparaît globalement faible, correspondant à celle des valeurs inter-individus dans les études actuelles sur bois (en réponse au mélange de charbons d'un à plusieurs cernes, possible plus faible sensibilité de l'enregistrement isotopique aux variations haute fréquence). L'utilisation du signal $\delta^{13}\text{C}$ peut donc être réalisée en connaissance des variations inter-individus actuelles et un nombre de charbons suffisants (idéalement de 15 à 30 charbons pour un signal isotopique fiable, ce nombre dépend du nombre de cernes par charbon \approx de la taille des charbons).

- De l'importance de l'adaptabilité du protocole d'étude selon les contextes archéologiques distincts, avec une approche d'analyse « individuelle » des charbons ou « groupée ». Si la première est tributaire de la masse des charbons pour l'analyse, elle permet, après un nombre important de celle-ci (chronophage et coûteux), d'obtenir une information plus complète sur le signal isotopique (renseigne sur la variabilité du signal, calcul statistique plus puissant pour renseigner la significativité du signal moyen). À l'inverse, si le signal isotopique de charbons groupés peut être réalisé sur des charbons de plus faible masse et obtenir un signal isotopique moyen plus rapidement dans l'absolu, il ne renseigne pas sur la variabilité exhaustive du signal et les outils statistiques pour justifier de la significativité de celui-ci (nombre de valeurs analytiques moins importantes, utilisations d'une marge d'erreur fondée sur les connaissances actuelles de la variabilité inter-individus). On précise par ailleurs que la méthode « groupée » présente un risque de regroupement de charbons issus d'occupations humaines asynchrones quand l'analyse individuelle ne pose pas ce problème ; ce point permet en particulier à la méthode individuelle d'être utilisée également dans des contextes où la stratigraphie est complexe et/ou remaniée (possibilité d'utiliser la méthode sur des charbons prélevés individuellement avec des coordonnées dans l'espace).
- Que les évolutions du signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen issu de charbons, sont représentatives des changements basse fréquence (pluriannuels à centenaires) de la disponibilité en eau et les qualités édaphiques du sol, mais aussi avec les rapides et fortes augmentations de températures (voire très faibles températures/gel). L'approche permet ainsi d'obtenir un signal climatique direct, que les charbons soient dispersés ou en foyer, complémentaire des données écologiques de l'étude taxinomique (composition forestière). On précisera, par ailleurs que les données de celle-ci peuvent s'avérer nécessaires dans l'interprétation du signal isotopique. Les données climatiques et environnementales locales obtenues peuvent également être complémentaires d'autres indicateurs (microstratigraphie, microfaune, palynologie, ...).
- Que les évolutions du signal isotopique peuvent être observées jusqu'à un haut niveau de résolution (différentiation de plusieurs fréquentations). De plus, compte-tenu de la possibilité d'obtenir un signal écologique/climatique à partir d'un plus faible nombre de charbons que dans l'étude anthracologique, mais aussi la réponse plus rapide des

Conclusion

plantes individuelles aux changements climatiques par rapport à celles de la forêt, l'utilisation du signal isotopique des charbons peut permettre d'obtenir une meilleure résolution que leur étude taxinomique.

- Que la haute résolution du signal isotopique et la possibilité d'étudier ce signal dans des stratigraphies complexes (avec coordonnées des charbons) peuvent venir compléter les informations de la stratigraphie et discuter des phases de fréquentations au sein de celle-ci.
- Que l'évolution des paramètres atmosphériques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et CO_2_{atm}) intervient relativement peu sur les évolutions du signal isotopique des charbons issus des séquences du pléistocène supérieur (adaptation des arbres aux faibles et lentes variations du CO_2_{atm}), à l'inverse des variations entre le Pléistocène et l'Holocène ou des périodes préindustrielles. On notera également que les adaptations aux faibles teneurs en CO_2_{atm} et les conditions climatiques du Pléistocène (sec/froid) ont certainement conduit à des phénomènes d'adaptations de la plante, variables selon les périodes. Celles-ci peuvent en partie expliquer la faible variation du signal isotopique obtenue (plus faible sensibilité des plantes, physiologies similaires des plantes résistantes aux conditions rigoureuses).
- De la possibilité d'étendre l'utilisation du signal isotopique des charbons du Pléistocène à d'autres essences que *Pinus*, soit ici *Juniperus* et *Betula*. L'utilisation d'autres essences a soulevé en particulier la possibilité d'étudier l'amplitude des évolutions des conditions environnementales entre les différents biomes autour d'un site (ex : steppe, zone humide).

L'ensemble des résultats alors obtenu a apporté un nouvel éclairage sur les conditions environnementales et climatiques des différents sites étudiés. Plus encore, l'étude des signaux obtenus, leur comparaison avec les données taxinomiques des charbons et la mise en perspective de ces informations avec les données archéologiques acquises par d'autres chercheurs nous a offert l'occasion de discuter des problématiques archéologiques à plus large terme. Dans l'ensemble, l'utilisation croisée du signal isotopique et des données taxinomiques nous a ainsi permis :

- De consolider le cadre climatique et environnemental autour des sites archéologiques et de son évolution aux cours des différentes phases de fréquentations. Ce point a donné la possibilité (i) d'intégrer en particulier les évolutions d'humidité de l'environnement et les épisodes de forte augmentation des températures, (ii) de discuter des évolutions environnementales autour du site, dont l'étendu du couvert forestier, (iii) d'apporter une vision de l'hétérogénéité du paysage et des conditions environnementales associées autour de certains sites. Ces observations ont pu être réalisées à plusieurs échelles temporelles mais aussi géographiques (échelle du site ou microrégionale).
- D'apporter des informations sur la collecte et la gestion du bois. Celles-ci ont été renseignées (i) par la comparaison des données anthracologiques et isotopiques (distinction signal paléocologique et le signal paléoéconomique), mais aussi, (ii)

par la variabilité du signal isotopique. En effet, dans le cadre où le signal isotopique est sensible aux variations environnementales, la collecte du bois dans différents biotopes (ex : ripisylve, plateaux) conduit alors à une augmentation de la variabilité de celui-ci (intègre différents enregistrements isotopiques). On notera l'intérêt que peut représenter l'étude complémentaire des traces de dégradation fongique *ante-combustion* dans ces réflexions (ex : indices sur l'état du bois collecté).

- De discuter des évolutions dans l'occupation du territoire et des schémas de mobilité en fonction des changements environnementaux (ex : changements dans l'intensité des fréquentations selon les périodes ; hérédité des schémas de mobilité). Sur certains sites, la réflexion autour du déterminisme naturel dans les évolutions sociétales, avec des adaptations des systèmes socio-économiques (ex : Combette), ou à l'inverse une pérennité technique et culturelle (ex : Canalettes).

Cela étant, si ce travail a confirmé l'intérêt de l'utilisation de l'approche croisée (isotopie, taxinomie) de l'étude des charbons de bois du Pléistocène Supérieur/début Holocène, son développement méthodologique et son utilisation dans différents contextes archéologiques a mis en évidence plusieurs verrous méthodologiques et interprétatifs. En particulier, la quantité de charbons disponibles et analysés ne permet pas toujours d'obtenir des signaux statistiquement fiables, en particulier pour les sites avec des analyses par regroupement de charbons. Plus encore, les problématiques autour de l'étude de la variabilité du signal $\delta^{13}\text{C}$ ouvre une plus large réflexion concernant : (i) l'évolution de la sensibilité des plantes pendant le Pléistocène face aux changements climatiques et environnementaux, (ii) les différences physiologiques dans des populations restreintes et résistantes aux conditions rigoureuses du climat. À plus large échelle, notre travail questionne sur la forme que les adaptations des plantes face aux changements climatiques et atmosphériques (CO_2_{atm}) plus ou moins rapides et intenses, puis sur leurs impacts sur l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) des charbons. Enfin, il est également important de noter que, si la conservation préférentielle des charbons issus d'un même degré de carbonisation facilite nos interprétations, l'application de notre méthode dans un contexte où les charbons préservés seraient issus d'une plus large gamme de température présenterait une problématique supplémentaire (nécessité de l'application d'un facteur de correction).

Dans ce contexte, il apparaît primordial de continuer d'étudier la réponse du signal isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) des charbons issus de séquences anciennes faces aux changements climatiques et environnementaux du Pléistocène supérieur/Holocène. Celle-ci doit être réalisée en connaissance des nouvelles données obtenues sur le bois actuel et en parallèle du développement d'un référentiel robuste dans les zones géographiques étudiées et en intégrant de nouvelles essences à celui-ci (Ex : *Betula* sp, *Juniperus* sp.). Les études du signal $\delta^{13}\text{C}$ des charbons anciens et le développement de cette approche doivent en particulier se concentrer (i) sur la variabilité du signal isotopique aux cours du Pléistocène supérieur et (ii) sur l'évolution de la corrélation entre les changements climatiques/environnementaux et l'enregistrement isotopique, afin de caractériser les adaptations de la plante pendant le Pléistocène. Dans ce cadre, il est nécessaire d'augmenter les études avec des analyses individuelles, pour rendre compte de la variabilité exhaustive du signal. Plus encore,

Conclusion

il serait également intéressant d'étudier le potentiel de cette méthode et la réponse du signal isotopique dans des contextes où la rigueur climatique a pu être moins importante qu'en France (ex : Péninsule Ibérique), où l'adaptation des plantes aurait dès lors pu être différente. Il serait également intéressant d'approfondir les études sur l'effet des processus post-dépositionnels sur la conservation des assemblages anthracologiques, en fonction de leur degré de carbonisation et de l'âge du bois source (bois juvénile). Dans une même logique, l'utilisation de la méthode dans d'autres contextes de préservation (ex : milieu anaérobique) serait profitable à son développement.

L'objectif est alors de continuer le développement de cette méthode et de multiplier son utilisation dans différents contextes, pour à terme, proposer des données inédites qui contribueront à alimenter les recherches sur : (i) des changements environnementaux et climatiques, (ii) de l'évolution de la physiologie des plantes et (iii) des évolutions de la relation entre les sociétés préhistoriques et leur milieu (mobilité, gestion des territoires, adaptation technique et culturelle, ...).

BIBLIOGRAPHIE

- Aguilera, M., Araus, J. L., Voltas, J., Rodríguez-Ariza, M. O., Molina, F., Rovira, N., Buxó, R. & Ferrio, J. P. (2008) Stable carbon and nitrogen isotopes and quality traits of fossil cereal grains provide clues on sustainability at the beginnings of Mediterranean agriculture. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 22, 1653-1663.
- Aguilera, M., Espinar, C., Ferrio, J. P., Pérez, G. & Voltas, J. (2009) A map of autumn precipitation for the third millennium BP in the Eastern Iberian Peninsula from charcoal carbon isotopes. *Journal of Geochemical Exploration, Isoscapes: Isotope mapping and its applications* 102, 157-165. doi:10.1016/j.gexplo.2008.11.019.
- Aguilera, M., Ferrio, J. P., Pérez, G., Araus, J. L. & Voltas, J. (2012) Holocene changes in precipitation seasonality in the western Mediterranean Basin: a multi-species approach using $\delta^{13}\text{C}$ of archaeobotanical remains. *Journal of Quaternary Science* 27, 192-202. doi:10.1002/jqs.1533.
- Alberto, F. J., Aitken, S. N., Alía, R., González-Martínez, S. C., Hänninen, H., Kremer, A., Lefèvre, F., Lenormand, T., Yeaman, S., Whetten, R. & Savolainen, O. (2013) Potential for evolutionary responses to climate change – evidence from tree populations. *Global Change Biology* 19, 1645–1661. doi:10.1111/gcb.12181.
- Allen, J. R. M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.-W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J. F. W., Nowaczyk, N. R., Oberhänsli, H., Watts, W. A., Wulf, S. & Zolitschka, B. (1999) Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature* 400, 740-743.
- Allen, J. R. M. & Huntley, B. (2009) Last Interglacial palaeovegetation, palaeoenvironments and chronology: a new record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary Science Reviews* 28, 1521-1538.
- Allen, J. R. M., Watts, W. A. & Huntley, B. (2000) Weichselian palynostratigraphy, palaeovegetation and palaeoenvironment; the record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary International* 73/74, 91-110.
- Alley, R. B. & Ágústssdóttir, A. M. (2005) The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1123-1149. doi:doi:10.1016/j.quascirev.2004.12.004.
- Allué, E., Euba, I. & Solé, A. (2009) Charcoal taphonomy : the study of the cell structure and surface deformations of *Pinus sylvestris* for the understanding of formation processes of archaeological charcoal assemblages. *Journal of Taphonomy* 7, 57-72.
- Ambert, P. (1993) Présentation géomorphologique de l'abri des Canalettes. In: *L'abri des Canalettes. Un habitat moustérien sur les grands Causses (Nant, Aveyron). Fouilles 1980-1986*, (ed.) L. Meignen, pp. 41-61. CNRS, Monographie du CRA.

- Anderson, J. E., Williams, J., Kriedemann, P. E., Austin, M. P. & Farquhar, G. D. (1996) Correlations between carbon isotope discrimination and climate of native habitats for diverse eucalypt taxa growing in a common garden. *Aust J Plant Physiol* 23, 311–320.
- Anderson, W. T., Bernasconi, S. M., McKenzie, J. A. & Saurer, M. (1998) Oxygen and carbon isotopic record of climatic variability in tree ring cellulose (*Picea abies*): an example from central Switzerland (1913–1995). *J Geophys Res* 103, 625–631, 636.
- Andreu, L., Planells, O., Gutiérrez, E., Helle, G. & Schleser, G. H. (2008) Climatic significance of tree-ring width and $\delta^{13}\text{C}$ in a Spanish pine forest network. *Tellus* 60B, 771–781. doi:10.1111/j.1600-0889.2008.00370.x.
- Andrieu-Ponel, V. (1991) Paysages de la haute Garonne depuis les temps glaciaires. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* 62, 95–99. doi:https://doi.org/10.3406/rgpso.1991.3241.
- Angelin, A., Bridault, A., Brochier, J. L., Chaix, L., Chesnaux, L., Marquebielle, B., Martin, L., Nicod, P.-Y., Picavet, R. & Vannieuwenhuysse, D. (2016) The First Mesolithic in the French Alps: New data from La Grande Rivoire rockshelter (Vercors range, Isère, France). *Quaternary International* 423, 193–212. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.06.027.
- Anonyme (2011) Documentation Bois : bases technologiques. Tome 1 bois massif/Matériaux dérivés du bois. Lignum, Zurich (1960). In: *Anatomie et identification des bois*, (ed.) B. Jourez, pp. 96. Université de Liège. Gembloux Agro-Bio Tech. Unité de Gestion des Ressources forestières et des Milieux naturels.
- Antoine, P. (2002) Les loess en France et dans le Nord-Ouest européen. *Rev. Fr. Géotech.* 99, 3–21. doi:https://doi.org/10.1051/geotech/200209900.
- Antoine, P., Coutard, S., Guerin, G., Deschodt, L., Goval, E., Loch, J.-L. & Paris, C. (2016) Upper Pleistocene loess-palaeosol records from Northern France in the European context: Environmental background and dating of the Middle Palaeolithic. *Quaternary International* 411, 4–24.
- Antoine, P., Munaut, A.-V. & Sommé, J. (1994) Réponse des environnements aux climats du début glaciaire weichselien : données de la France du Nord-Ouest. *Quaternaire* 5, 151–156.
- Antoine, P., Rousseau, D. D., Hatté, C., Zöller, L., Lang, A., Fontugne, M. & Moine, O. (2002) Évènements éoliens rapides dans les Loess du Pléniglaciaire supérieur Weichselien : l'exemple de la séquence de Nussloch (vallée du Rhin-Allemagne). *Quaternaire* 13, 199–208.
- Araus, J. L. & Buxó, R. (1993) Changes in carbon isotope discrimination in grain cereals from the north-western Mediterranean basin during the past seven millennia. *Aust J Plant Physiol* 20, 117–128.
- Araus, J. L., Febrero, A., Buxó, R., Camalich, M. D., Martín, D., Molina, F., Rodríguez-Ariza, M. O. & Romagosa, I. (1997a) Changes in carbon isotope discrimination in grain cereals from different regions of the western Mediterranean basin during the past seven millennia. Palaeoenvironmental evidence of a differential change in aridity during the late Holocene. *Glob Change Biol* 3, 107–118.

- Araus, J. L., Febrero, A., Buxó, R., Rodríguez-Ariza, M. O., Molina, F., Camalich, M. D., Martín, D. & Voltas, J. (1997b) Identification of ancient irrigation practices based on the carbon isotope discrimination of plant seeds: a case study from the South-East Iberian Peninsula. *Journal of Archaeological Science* 24, 729-740.
- Araus, J. L., Febrero, A., Catala, M., Molist, M., Voltas, J. & Romagosa, I. (1999a) Crop water availability in early agriculture: evidence from carbon isotope discrimination of seeds from a tenth millennium BP site on the Euphrates. *Glob Change Biol* 5, 201–212.
- Araus, J. L., Ferrio, J. P., Voltas, J., Aguilera, M. & Bux, F. (2014) Agronomic conditions and crop evolution in ancient Near East agriculture. *Nature communication* 5:3953, 1-9.
- Araus, J. L., Slafer, G. A., Buxó, R. & Romagosa, I. (2003) Productivity in prehistoric agriculture: physiological models for the quantification of cereal yields as an alternative to traditional approaches. *Journal of Archaeological Science* 30, 681-693.
- Araus, J. L., Slafer, G. A. & Romagosa, I. (1999b) Durum wheat and barley yields in antiquity estimated from ¹³C discrimination of archaeological grains: a case study from the Western Mediterranean Basin. *Aust J Plant Physiol* 26, 345–352.
- Arellano, A. (2009) Les grands mammifères des niveaux moustériens de l'Abri Mochi (grottes de Grimaldi, Vintimille, Italie). Fouilles de 1949. *Bull. Mus. Anthropol. préhist. Monaco* 49, 29-39.
- Argant, J. (2016) Les Auzières II - Méthamis (Vaucluse) : analyse pollinique de six coprolithes d'hyène (campagne 2015). 1-5.
- Argant, J. (2018) Analyse pollinique de six échantillons issus des fouilles 2013 et 2017. In: *Projet Datation Grottes Ornées – Grotte aux Points (Aiguèze). Rapport d'activité 2018*, (ed.) J. Monney, pp. 99-106. Montpellier: SRA Occitanie.
- Arnaud-Fassetta, G., Bruneton, H., Berger, J.-F., Baudouin, C., Boès, X. & Provansal, M. (2005) Paleohydrology and environmental change in the Rhône Delta: a ~8000-yr record of paleohydrology and environmental change in fluvial-influenced sediments from urban Arles-Piton Core, North Rhône Delta, France. *Zeitschrift für Geomorphologie* 49, 455-484.
- Arneth, A., Lloyd, J., Šantrůčková, H., Bird, M., Grigoryev, S., Kalaschnikov, Y. N., Gleixner, G. & Schulze, E.-D. (2002) Response of central Siberian Scots pine to soil water deficit and long-term trends in atmospheric CO₂ concentration. *Glob Biogeochem Cycles* 16, 1005. doi:10.1029/2000GB001374.
- Arobba, D. & Caramiello, R. (2009) Analisi paleobotanica sui sedimenti del Riparo Bombrini (Balzi Rossi, Ventimiglia). *Bull. Mus. Anthropol. préhist. Monaco* 49, 41-48.
- Arranz-Otaegui, A., López-Sáez, J. A., Araus, J. L., Portillo, M., Baldo, A., Iriarte, J., Gourichon, L., Braemer, F., Zapata, L. & Ibáñez, J. J. (2017) Landscape transformations at the dawn of agriculture in southern Syria (10.7-9.9 ka cal. BP): Plant-specific responses to the impact of human activities and climate change. *Quaternary Science Reviews* 158, 145-163. doi:10.1016/j.quascirev.2017.01.001.

- Ascough, P. L., Bird, M. I., Francis, S. M., Thorton, B., Midwood, A. J., Scott, A. C. & Apperley, D. (2011) Variability in oxidative degradation of charcoal: Influence of production conditions and environmental exposure. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 2361-2378.
- Ascough, P. L., Bird, M. I., Scott, A. C., Collison, M. E., Cohen-Ofri, I., Snape, C. E. & Le Manquais, K. (2010) Charcoal reflectance measurements: implications for structural characterization and assessment of diagenetic alteration. *Journal of Archaeological Science* 37, 1590-1599. doi:10.1016/j.jas.2010.01.020.
- Ascough, P. L., Bird, M. I., Wormald, P., Snape, C. E. & Apperley, D. (2008) Influence of production variables and starting material on charcoal stable isotopic and molecular characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 6090-6102. doi:10.1016/j.gca.2008.10.009.
- Asouti, E. & Austin, P. (2005) Reconstructing Woodland Vegetation and its Exploitation by Past Societies, based on the Analysis and Interpretation of Archaeological Wood Charcoal Macro-Remains. *Environmental Archaeology* 10, 1-18. doi:10.1179/env.2005.10.1.1.
- Aucour, A.-M., Tao, F.-X., Sheppard, S. M. F., Huang, N.-W. & Liu, C. Q. (2002) Climatic and monsoon isotopic signals (δD , $\delta^{13}C$) of northeastern China tree rings. *J Geophys Res* 107. doi:10.1029/2001JD000464.
- Audiard, B., Blasco, T., Brossier, B., Fiorentino, G., Battipaglia, G. & Théry-Parisot, I. (2018) $\delta^{13}C$ referential in three Pinus species for a first archeological application to Paleolithic contexts “Between intra- and inter-individual variation and carbonization effect”. *JAS: reports* 20, 775-783. doi:https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.06.029.
- Audiard, B., Théry-Parisot, I., Blasco, T., Mologni, C., Texier, P.-J. & Battipaglia, G. (2019) Crossing taxonomic and isotopic approaches in charcoal analyses to reveal past climates. New perspectives in Paleobotany from the Paleolithic Neanderthal dwelling-site of La Combette (Vaucluse, France). *Review of Palaeobotany and Palynology* 266, 52-60.
- Audiard, B., Théry-Parisot, I., Meignen, L., Blasco, T. & Battipaglia, G. (en impression) New climatic approaches of the middle Paleolithic sequences: combined methodology of the taxonomic and isotopic charcoal analyses on the Neanderthals settlements “Les Canalettes” (Aveyron, France). *Quaternary International*.
- Bacon, M. A. (2004) *Water Use Efficiency in Plant Biology*. Oxford: Blackwell Publishing.
- Badal, E. (1992) L'anthracologie préhistorique: à propos de certains problèmes méthodologiques. *Bulletin de la Société Botanique de France. Actualités Botaniques* 139, 167-189.
- Badal, E., Carrión, Y., Figueiral, I. & Rodríguez-Ariza, M. O. (2012) Pinares y enebrales. El paisaje solutrense en Iberia. *Espacio, Tiempo y Forma. Serie I, Nueva época. Prehistoria y Arqueología*, 5, 259-271. doi:10.5944/etf i.5.5385.
- Badal, E., Carrión, Y., Grau, E., Macías, M. & Ntinou, M. (2011) *Proceedings 5th international meeting of charcoal analysis: The charcoal as cultural and biological heritage*. Valencia, Spain: SAGVNTVM papeles del laboratorio de arqueologia de Valencia.

- Badal García, E. & Heinz, C. (1991) Méthodes utilisées pour l'étude de sites préhistoriques. In: *Ind Deya International Conference of Prehistory*, (eds.) W. H. Waldren, J. A. Ensenyat & R. C. Kennard, pp. 17-47. Oxford Archaeopress.
- Badeck, F.-W., Tcherkez, G., Nogués, S., Piel, C. & Ghashghaie, J. (2005) Post-photosynthetic fractionation of stable carbon isotopes between plant organs - a widespread phenomenon. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 19, 1381-1391. doi:10.1002/rcm.1912.
- Baguley, T. (2012) *Serious stats: A guide to advanced statistics for the behavioral sciences*. Houndmills, England: Palgrave Macmillan.
- Bale, R. J., Robertson, I., Salzer, M. W., Loader, N. J., Leavitt, S. W., Gagen, M., Harlan, T. P. & McCarroll, D. (2011) An annually resolved bristlecone pine carbon isotope chronology for the last millennium. *Quaternary Research* 76, 22-29. doi:10.1016/j.yqres.2011.05.004.
- Ballentine, D. C., Macko, S. A. & Turekian, V. C. (1998) Variability of stable carbon isotopic compositions in individual fatty acids from combustion of C₄ and C₃ plants: implications for biomass burning. *Chemical Geology* 152, 151-161.
- Barbour, M. M., Walcroft, A. S. & Farquhar, G. D. (2002) Seasonal variation in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of cellulose from growth rings of *Pinus radiata*. *Plant, Cell & Environment* 25, 1483-1499.
- Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. & Lorius, C. (1987) Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature* 329, 408-414. doi:10.1038/329408a0.
- Bastin, B. (1975) Étude palynologique du gisement magdalénien d'Angles-sur-l'Anglin (Vienne, France). *Annales de la Société géologique de Belgique* 98, 23 - 36.
- Baton, F. (2017) Effets de la carbonisation oxygénée sur le signal isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) du bois: vers une dendroclimatologie sur charbons archéologique. In: *Géoscience, Ressources Naturelles et environnements*, pp. 251. Paris: Université Pierre et Marie-Curie.
- Baton, F., Nguyen Tu, T. T., Derenne, S., Delorme, A., Delarue, F. & Dufraisse, A. (2017) Tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ of archeological charcoals as indicator of past climatic seasonality. A case study from the Neolithic settlements of Lake Chalain (Jura, France). *Quaternary International* 457, 50-59. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2017.03.015.
- Battentier, J. (2018) Gestion des espaces forestiers provençaux et ligures au Néolithique : approche anthracologique. In: *Sociétés, Humanités, Art et Lettres*. Nice: Université Côte d'Azur.
- Battentier, J., Thiébault, S., Binder, D., Courtin, J., Sénépart, I., Bouby, L., Théry-Parisot, I. & Delhon, C. (in press) L'évolution du couvert forestier et son exploitation méso- et néolithique à La Font-aux-Pigeons (Châteauneuf-les-Martigues, Bouches-du-Rhône) : apports de l'anthracologie. *Quaternaire*.
- Battipaglia, G., Strumia, S., Esposito, A., Giuditta, E., Sirignano, C., Altieri, S. & Rutigliano, F. A. (2014) The effects of prescribed burning on *Pinus halepensis* Mill. as revealed by dendrochronological and isotopic analyses. *Forest Ecology and Management* 334, 201-208. doi:10.1016/j.foreco.2014.09.010.

- Bazile-Robert, E. (1979) Flore et végétation du sud de la France pendant la dernière glaciation d'après l'analyse anthracologique, pp. 154. Université de Sciences techniques du Languedoc de Montpellier.
- Bazile-Robert, E. (1980a) Les groupements à *Amygdalus* et *Prunus* de la fin du tardiglaciaire et du début du postglaciaire en méditerranée nord-occidentale. *Géobios* 13, 777-781.
- Bazile-Robert, E. (1980b) Premières données sur la végétation tardiglaciaire de la moyenne vallée de l'hérault, d'après l'analyse anthracologique. *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de Nîmes* 56, 5-14.
- Bazile-Robert, E. (1981a) La Baume de Vallorgues (Saint-Quentin la Poterie, Gard) : Analyse anthracologique. *Etudes Quaternaires Languedociennes* 1, 14-18.
- Bazile-Robert, E. (1981b) Flore et végétation des gorges du Gardon à la moyenne vallée de l'Hérault, de 40 000 à 9500 BP? D'après l'anthracanalyse. *Paléobiologie continentale, Montpellier XII*, 79-90.
- Bazile-Robert, E. (1981c) Le Pin Pignon (*Pinus Pinea* L.) dans le Würm récent de Provence. *Géobios* 14, 395-397.
- Bazile-Robert, E. (1983a) Flore, végétation et climat, d'après l'anthracanalyse, de 22.500 à 12.500 BP dans le Sud de la France. *Rivista di scienze preistoriche* 38, 109-116.
- Bazile-Robert, E. (1983b) La Baume de Montclus (Gard): étude anthracologique. *Etudes Quaternaires Languedociennes* 3, 24-32.
- Bazile-Robert, E. (1984) Flore et végétation autour de l'étang de Berre, de 12000 à 4000 BP, D'après l'anthracanalyse. *Cahier Ligures de Préhistoire et Archéologie*, 211-.
- Bazile-Robert, E. (1987) Végétations pré-néolithiques d'après l'anthracanalyse de sites préhistoriques du sud de la France. In: *Premières communautés paysannes en Méditerranée occidentale*, (eds.) J. Guilaine, J. Courtin, J.-L. Roudil & J.-L. Vernet, pp. 81-85. Paris: CNRS éditions.
- Bazile-Robert, E., Bazile, F., Brugal, J.-P., Guillerault, P. & Monnet, C. (1985) Evolution du milieu naturel du pléistocène terminal à l'holocène en Languedoc oriental. *Cahiers ligures de Préhistoire et Protohistoire* 2, 239-251.
- Bazile-Robert, E., Suc, J.-P. & Vernet, J.-L. (1980) *Les flores méditerranéennes et l'histoire climatique depuis le Pliocène*. Montpellier: Fondation Emberger, L.
- Bazile, F. (1980) *La Baume d'Oullins (Le Garn, Gard et Labastide-de-Virac, Ardèche)*. *Travaux 1980*. dactylo, pp. 26.
- Bazile, F. (1981) *La Baume d'Oullins (Le Garn, Gard et Labastide-de-Virac, Ardèche)*. *Travaux 1981*. dactylo, pp. 24.
- Bazile, F. (2011) De l'épigravettien à l'Ouest du Rhône? *PALEO* 22, 27-52.

- Bazile, F., Bazile-Robert, E. & Guillerault, P. (1982) Chronostratigraphie et paléoclimatologie du Paléolithique supérieur en Languedoc oriental, Études quaternaires languedociennes. *Etudes Quaternaires Languedociennes* 2, 4.
- Beaudouin, C., Jouet, G., Suc, J.-P., Berné, S. & Escarguel, G. (2007) Vegetation dynamics in southern France during the last 30 ky BP in the light of marine palynology. *Quaternary Science Reviews* 26, 1037-1054. doi:10.1016/j.quascirev.2006.12.009.
- Beauvais, P.-A. (2017a) Etude de l'industrie lithique des fouilles 2017 en CD 8-10. In: *La Baume d'Oulen (Le Garn-Gard - Labastide-de-Virac-Ardèche). Fouille programmée annuelle 2017, document final de synthèse*, (eds.) N. Teyssandier, R. Furestier, C. Gilibert & P. Guillermin, pp. 97-109. Service Régional de l'Archéologie - Occitane.
- Beauvais, P.-A. (2017b) Trajectoires et comportements dans le sillon rhodanien, Etude de l'ensemble lithique de la couche b de la baume d'Oulen (Gard Ardèche). pp. 73. Toulouse: Université Toulouse Jean-Jaurès.
- Beauvais, P.-A., Audiard, B., Costamagno, S. & Teyssandier, N. (2017) Le Secteur Paléolithique Fouille de C-D 8-10. Déroulé de la fouille, observations de terrain et éléments d'interprétation. In: *La Baume d'Oulen (Le Garn-Gard - Labastide-de-Virac-Ardèche). Fouille programmée annuelle 2017, document final de synthèse*, (eds.) N. Teyssandier, R. Furestier, C. Gilibert & P. Guillermin, pp. 38-70. Service Régional de l'Archéologie - Occitane.
- Beauvais, P.-A., Guillermin, P. & Teyssandier, N. (2020) Nouvelles données sur un ensemble lithique du Magdalénien supérieur des gorges de l'Ardèche : la grotte de la Baume d'Oulen, Labastide-de-Virac, Le garn (Gard-Ardèche). In: *Magdalenian chrono-stratigraphic correlations and cultural connections between Cantabrian Spain and Southwest France...and beyond. Actes de la Séance de la Société Préhistorique Française, session XVII-2 du XVIIIe congrès de l'UISPP, 6 juin 2018, Paris*, (eds.) L. Strauss & M. Langlais, pp. 295-317. Société Préhistorique Française.
- Berling, D. J. (1994) Predicting leaf gas exchange and $\delta^{13}\text{C}$ responses to the past 30000 years of global environmental change. *The New Phytologist* 128, 425-433.
- Berling, D. J. & Woodward, F. I. (1995) Stomatal responses of variegated leaves to CO_2 enrichment. *Annals of Botany* 75, 507-511.
- Bender, M. M. (1971) Variations in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in the relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry* 10, 1239-1244.
- Berger, J. F. & Brochier, J.-L. (2000) Evolution des paysages et des climats dans la moyenne vallée du Rhône et sa bordure préalpine de 13 000 à 5 000 BP. In: *Épipaléolithique et Mésolithique ; les derniers chasseurs cueilleurs d'Europe occidentale. Actes du colloque international de Besançon, 1998*, pp. 37-57. Presses Universitaires Franc-Comtoises.
- Berger, J. F. & Guilaine, J. (2009) The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary International* 200, 31-49.
- Bergström, B. (2003) Chemical and structural changes during heartwood formation in *Pinus sylvestris*. *Forestry* 76, 45-53. doi:10.1093/forestry/76.1.45.

- Berninger, F., Sonninen, E., Aalto, T. & Lloyd, J. (2000) Modeling ^{13}C discrimination in tree rings. *Glob. Biogeochem. Cycles* 14, 213–223.
- Bertran, P., Liard, M., Sitzia, L. & Tissoux, H. (2016) A map of Pleistocene aeolian deposits in 1076 Western Europe, with special emphasis on France. *Journal of Quaternary Science* 31, 844-856.
- Binder, D. (2013) Mésolithique et Néolithique ancien en Méditerranée nord-occidentale entre 7000 et 5500 cal. BCE : questions ouvertes sur les dynamiques culturelles et les procès d'interaction. In: *XXVIIe congrès préhistorique de France – Bordeaux-Les Eyzies, 31 mai-5 juin 2010*, pp. 341-355.
- Binder, D. (2014) *Projet collectif de recherche ETICALP Evolutions, transferts, Interculturalités dans l'arc liguro-provençal: Matières premières, productions, usages, du Paléolithique supérieur à l'âge du Bronze ancien. Rapport 2014 et synthèse 2012-2014*. Aix-en-Provence: Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.
- Binder, D., Battentier, J., Delhon, C. & Sénépart, I. (2017) In pursuit of a missing transition: the Mesolithic and Neolithic radiocarbon chronology at La Font-aux-Pigeons rockshelter. *Antiquity* 91, 605-620. doi:10.15184/aqy.2017.65.
- Binder, D., Lepère, C. & Maggi, R. (2008) Épipaléolithique et Néolithique dans l'Arc Liguro-Provençal : bilan et perspectives de recherche. *Bull. Mus. Anthropol. préhist. Monaco*.
- Binder, D. & Maggi, R. (2001) Le Néolithique ancien de l'arc liguro-provençal. *Bulletin de la Société préhistorique française* 98, 411-422.
- Bird, M. I. & Ascough, P. L. (2012) Isotopes in pyrogenic carbon: A review. *Organic Geochemistry* 42, 1529-1539. doi:10.1016/j.orggeochem.2010.09.005.
- Bird, M. I. & Gröcke, D. R. (1997) Determination of the abundance and carbon isotope composition of elemental carbon in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 3413-3423.
- Birks, H. J. B. & Line, J. M. (1991) Glacial refugia of European trees: a matter of chance? *Dissert. Bot.* 196, 283-291.
- Blasing, T. J. & Fritts, H. C. (1976) Reconstructing past climate anomalies in the North Pacific and western North America from tree-ring. *Quat. Res.* 6, 563-579.
- Boccaccio, G. (2005) Les industries lithiques du Solutréen supérieur et du Salpêtrien ancien en Languedoc : ruptures et continuités des traditions techniques. pp. 530. Aix-en-Provence: Université de Provence.
- Boccaccio, G. (2017) Etude de la série lithique. In: *Projet Datation Grottes Ornées – Grotte aux Points (Aiguèze). Rapport triennal 2015-2017*, (ed.) J. Monney, pp. 78-96. Montpellier: SRA Occitanie.
- Boccaccio, G. (2018) Résultats préliminaires de l'étude de la série lithique de la grotte aux Points : typologie et technologie. *Karstologia* 72, 37-44.
- Bocherens, H. & Drucker, D. (2019) Rapport d'activité sur les analyses isotopiques des restes de faune du site de Mutzig. In: *MUTZIG, Bas-Rhin. Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport de*

- fouilles programmées de la Campagne Triennale 2017-2019*, (eds.) H. Koehler & F. Wegmüller, pp. 225-229. Sélestat: Archéologie Alsace.
- Bocherens, H., Drucker, D. G., Billiou, D., Geneste, J.-M. & van der Plicht, J. (2006) Bears and humans in Chauvet Cave (Vallon-Pont-d'Arc, Ardèche, France): insights from stable isotopes and radiocarbon dating of bone collagen. *Journal of Human Evolution* 50, 370-376. doi:10.1016/j.jhevol.2005.12.002.
- Bogaard, A., Fraser, R., Heaton, T. H. E., Wallace, M., Vaiglova, P., M., C., Jones, G., Evershed, R. P., Styring, A. K., Andersen, N. H., Arbogast, R. M., Bartosewicz, L., Gardeisen, A., Kanstrup, M., Maier, U., Marinava, E., Ninov, L., Schäfer, M. & Stephan, E. (2013) Crop manuring and intensive land management by Europe's first farmers. *P Natl Acad Sci* 110, 12589-12594.
- Bollsweiler, M., Stoffel, M., Ehmisch, M. & Monbaron, M. (2007) Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity with dendrogeomorphological methods. *Geomorphology* 87, 337-351.
- Bollsweiler, M., Stoffel, M., Schneuwly, D. M. & Bourqui, K. (2008) Traumatic resin ducts in *Larix decidua* stems impacted by debris flows. *Tree Physiol.* 28, 255-263.
- Bon, C., Berthonaud, V., Fosse, P., Gely, B., Maskud, F., Vitalis, R., Philippe, M., Van der Plicht, J. & Elalouf, J.-M. (2011) Low regional diversity of late cave bears mitochondrial DNA at the time of Chauvet Aurignacian paintings. *Journal of Archaeological Science* 38, 1886-1895.
- Bon, C., Caudy, N., de Dieuleveult, M., Fosse, P., Philippe, M., Maksud, F., Beraud-Colomb, É., Bouzaid, E., Kefi, R., Laugier, C., Rousseau, B., Casane, D., van der Plicht, J. & Elalouf, J.-M. (2008) Deciphering the complete mitochondrial genome and phylogeny of the extinct cave bear in the Paleolithic painted cave of Chauvet. *PNAS* 105, 17447-17452. doi:10.1073/pnas.0806143105.
- Bon, F. (2009) *Préhistoire. La fabrication de l'homme*. Paris: Edition du Seuil, pp. 345.
- Bonifay, E. (1965) Stratigraphie des loess anciens et récents dans le sud-est de la France. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 2, 21-34.
- Bonifay, E. (1995) Environnement naturel et humain de la grotte Cosquer (Marseille, Bouches-du-Rhône). In: *L'Homme méditerranéen : Mélanges offerts à Gabriel Camps*, (ed.) R. Chenorkian. Aix-en-Provence: Publications de l'Université de Provence / LAPMO.
- Borella, S., Leuenberger, M., Saurer, M. & Siegwolf, R. (1998) Reducing uncertainties in $\delta^{13}\text{C}$ analysis of tree rings: Pooling, milling, and cellulose extraction. *Journal of geophysical research* 103, 19,519-19,526.
- Bosq, M., Bertran, P., Degeai, J.-P., Kreutzer, S., Queffelec, A., Moine, O. & Morin, E. (2018) Last Glacial aeolian landforms and deposits in the Rhône Valley (SE France): Spatial distribution and grain-size characterization. *Geomorphology* 318, 250-269.

- Bosselin, B. (2003) Une reconstitution des climats du dernier cycle climatique à partir des diagrammes polliniques. Comparaison avec les données océaniques et glaciaires. *Archeologia e Calcolatori* 14, 111-136.
- Bosselin, B. & Djindjian, F. (1997) Une révision du Solutréen de Laugerie-Haute et le problème des transitions Gravettien-Solutréen et Solutréen-Badegoulien en Aquitaine. *Bulletin de la Société préhistorique française* 94, 443-454. doi:<https://doi.org/10.3406/bspf.1997.10719>.
- Bosselin, B. & Djindjian, F. (2001) Un essai de reconstitution du climat entre 40.000 BP et 10.000 BP à partir de séquences polliniques de tourbières et de carottes océaniques et glaciaires à haute résolution. In: "Data Management and Mathematical Methods in Archaeology" - Actes du XIV^e Congress of the International Union of Prehistoric and Protohistoric Sciences, pp. 275-300. Liège, Belgique.
- Bourguignon, L. & Meignen, L. (2010) Ioton (Gard) 30 ans après : nouvelles considérations technologiques et techno-économiques sur l'industrie moustérienne. *Bulletin de la Société préhistorique française* 107, 433-451. doi:[10.3406/bspf.2010.13944](https://doi.org/10.3406/bspf.2010.13944).
- Boutié, P., Ajaja, O., Banes, L., Moles, V., Kabiri, L. & Grégoire, S. (1992) Port-la-Nouvelle – Le gisement moustérien des Ramandils. *Archéologie de la France - Informations* Languedoc-Roussillon, 1-32.
- Braadbaart, F. & Poole, I. (2008) Morphological, chemical and physical changes during charcoalification of wood and its relevance to archaeological contexts. *Journal of Archaeological Science* 35, 2434-2445. doi:[10.1016/j.jas.2008.03.016](https://doi.org/10.1016/j.jas.2008.03.016).
- Bräker, O. U. (2002) Measuring and data processing in tree-ring research - a methodological introduction. *Dendrochronologia* 20, 203-216.
- Brauer, A., Allen, J. R. M., Mingram, J., Dulski, P., Wulf, S. & Huntley, B. (2007) Evidence for last interglacial chronology and environmental change from Southern Europe. *PNAS* 104, 450-455. doi:<https://doi.org/10.1073/pnas.0603321104>.
- Brauer, A., Mingram, J., Frank, U., Günter, C., Schettler, G., Wulf, S., Zolitschka, B. & Negendank, J. F. W. (2000) Abrupt environmental oscillations during the Early Weichselian recorded at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary International* 73/74, 79-90.
- Bravard, M. J.-P., Barthélémy, J., Brochier, J. L., Joly-Saad, M. S., Roberts, M., Thiebault, S., Astrade, L., Evin, J., Landon, M. N. & Petiot, R. (2003) Mouvements de masse et paléoenvironnement quaternaire : les paléo-lacs de Boulc (Haut-Diois, Alpes, France). *Revue de géographie alpine* 91, 9-27. doi:<https://doi.org/10.3406/rga.2003.2227>.
- Brendel, O., Handley, L. L. & Griffiths, H. (2003) The $\delta^{13}\text{C}$ of Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) needles: spatial and temporal variations. *Ann. For. Sci.* 60, 97-104. doi:[10.1051/forest:2003001](https://doi.org/10.1051/forest:2003001).
- Breuil, H. (1903) Les fouilles dans la grotte du Mas d'Azil (Ariège). *Bulletin Archéologique*, 421-436.
- Breuil, H. (1913) Les subdivisions du paléolithique supérieur et leur signification. In: *Congrès international d'anthropologie et d'archéologie préhistoriques - compte-rendu de la XIV^{ème} session, Genève, 1912*, pp. 165-238. Imprimerie Albert Kundig.

- Bridge, M. C., Gasson, P. E. & Cutler, D. F. (1996) Dendroclimatological observations on trees at Kew and Wakehurst Place: event and pointer years. *Forestry* 69, 263-269. doi:10.1093/forestry/69.3.263.
- Briffa, K. R. (1993) The Simulation of Weather Types in GCMs: A Regional Approach to Control-Run Validation. In: *Analysis of Climate Variability : Applications of Statistical Techniques*, (eds.) H. von Storch & A. Navarra, pp. 121-138. Proceedings of an Autumn School organized by the Commission of the European Community on Elba.
- Briffa, K. R. & Jones, P. D. (1989) Basic chronology statistics and assessment. In: *Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences*, (eds.) E. R. Cook & L. A. Kairiukstis, pp. 137-152. Dordrecht: Kluwer Academic.
- Briffa, K. R., Jones, P. D., Schweingrubber, F. H., Karlen, W. & Shiyatov, S. G. (1996) Tree-ring variables as proxy-climate indicators: Problems with low frequency signals. In: *Climate variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*, (eds.) P. D. Jones, R. S. Bradley & J. Jouzel, pp. 9-41. New York: Springer-Verlag.
- Briffa, K. R., Schweingruber, F. H., Jones, P. D., Osborn, T. J., Shiyatov, S. G. & Vaganov, E. A. (1998) Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes. *Nature* 391, 678-682.
- Briffa, K. R., Shishov, V. V., Melvin, T. M., Vaganov, E. A., Grudd, H., Hantemirov, R. M., Eronen, M. & Naurzbaev, M. M. (2008) Trends in recent temperature and radial tree growth spanning 2000 years across northwest Eurasia. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences* 363, 2269-2282. doi:10.1098/rstb.2007.2199.
- Brinkkemper, O., Braadbaart, F., van Os, B., van Hoesel, A., van Brussel, A. A. N. & Fernandes, R. (2017) Effectiveness of different pre-treatments in recovering preburial isotopic ratios of charred plants. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 32, 251-261.
- Brisset, E. (2014) Sensibilité des milieux de montagne aux forçages climatiques et anthropiques depuis 14000 ans dans les Alpes du Sud. In: *Espaces, Cultures et Sociétés*, pp. 654. Aix-Marseille Université.
- Brisset, E., Guiter, F., Miramont, C., Revel, M., Anthony, E. J., Delhon, C., Arnaud, F., Malet, E. & de Beaulieu, J.-L. (2015) Lateglacial/Holocene environmental changes in the Mediterranean Alps inferred from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 110, 49-71. doi:10.1016/j.quascirev.2014.12.004.
- Brisset, E., Miramont, C., Guiter, F., Arnaud, F., Anthony, E., Delhon, C., Guibal, F., Cartier, R., Poher, Y. & Chaumillon, E. (2014) Données nouvelles sur la chronologie de la déglaciation dans la vallée du Haut-Verdon (lac d'Allos, alpes française du sud). *Quaternaire* 25, 147-156.
- Brochier, J. E. (1962) De la sédimentologie à la géoarchéologie. Un demi-siècle de recherches françaises dans les entrées de grottes et les abris-sous-roche. In: *XXVIe congrès préhistorique de France – Avignon, 21-25 septembre 2004*, pp. 31-46.

- Brochier, J. E. & Livache, M. (2004) Les traces des derniers chasseurs-cueilleurs. In: *Vaucluse préhistorique. Le territoire, les hommes, les cultures et les sites*, (eds.) J. Buisson-Catil, A. Guilcher, C. Hussy, M. Olive & M. Pagni, pp. 111-126. Éditions A. Barthélemy.
- Brugal, J.-P. (1993) La faune des grands mammifères de l'abri des Canalettes : Matériel 1980-1986. In: *L'abri des Canalettes. Un habitat moustérien sur les grands Causses (Nant, Aveyron). Fouilles 1980-1986*, (ed.) L. Meignen, pp. 89-138. CNRS, Monographie du CRA.
- Brugal, J.-P. (1995) La faune des grands mammifères de l'abri des Canalettes (Fouille 1995). In: *L'abri moustérien des Canalettes (Nant, Aveyron), Rapport Tri-annuel 1993-1995*, (ed.) L. Meignen.
- Brugal, J.-P. (2002) Les assemblages osseux de l'abri de la Combette. In: *L'abri de la Combette, site paléolithique moyen à Bonnieux (Vaucluse). Rapport de fin de fouille 1989-2002*, (eds.) J.-P. Texier, J.-P. Brugal, C. Lemorini, J. A. Lopez Saez, I. Thery-Parisot, H. Valladas & A. T. Wilson, pp. 64-80.
- Brugal, J.-P., Jaubert, J. & Texier, P.-J. (1989) Découverte d'un site moustérien de plein-air en Vaucluse (Bérigoule-Murs). *Bulletin de la Société préhistorique française* 86, 69-75.
- Brugal, J.-P. & Patou-Mathis, M. (1993) L'assemblage osseux de l'abri des Canalettes : Présentation générale. In: *L'abri des Canalettes. Un habitat moustérien sur les grands Causses (Nant, Aveyron). Fouilles 1980-1986*, (ed.) L. Meignen, pp. 77-88. CNRS, Monographie du CRA.
- Brunel, É., Cailloux, D., Chauvet, J.-M., Dugas, A., Hillaire, C., Raimbault, M. & Renda, M. (2008) La grotte aux Points (commune d'Aiguèze, Gard). *Ardèche Archéologie* 25, 23-28.
- Brunel, É., Chauvet, J.-M. & Hillaire, C. (2015) La grotte Chauvet-Pont-d'Arc. Ses inventeurs racontent... et autres découvertes. *La Massane : eds. Équinoxe*, 212-214.
- Brunel, É., Chauvet, J.-M. & Hillaire, C. (2018) La grotte aux points d'Aiguèze : récits de découverte d'une ornementation pariétale. *Karstologia* 72, 13-14.
- Bruxelles, L. (2019) Examen géoarchéologique des coupes stratigraphiques du sondage R12/S12. In: *Projet Datation Grottes Ornées – Grotte aux Points (Aiguèze). Rapport d'activité 2019*, (ed.) J. Monney, pp. 45-48. Montpellier: SRA Occitanie.
- Buisson-Catil, J. (1994) *Le Paléolithique moyen en Vaucluse. A la rencontre des chasseurs néandertaliens de Provence occidentale*. Saint-Charles-Avignon: A.P.R.A.V., pp. 143.
- Buisson-Catil, J., Brochier, J. E. & Livache, M. (1999) *Le gisement de plein air mésolithique du Sansonnet à Crillon-le-Brave (Vaucluse)*. DFS, SRA Provence-Côte-d'Azur.
- Butler, D. R. & Sawyer, C. (2008) Review and comparison of the different methods used for dating high-magnitude snow avalanches. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 8.
- Cachier, H., Buat-Menard, P. & Fontugne, M. (1985) Source terms and source strengths of the carbonaceous aerosol in the tropics. *Journal of Atmospheric Chemistry* 3, 469-489.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J. A. & Shackleton, N. (1999a) Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 698-705.

- Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J. & Flores, J. A. (1999b) Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Palaeogeography* 14, 698-705.
- Camarero, J. J., Guerrero-Campo, J. & Gutiérrez, E. (1998) Tree-ring growth and structure of *Pinus uncinata* and *Pinus sylvestris* in the Central Spanish Pyrenees. *Arct. Alp. Res.* 30, 1-10.
- Campbell, G. S., Jungbauer, J. D., Bristow, K. L. & Hungerford, R. D. (1995) Soil temperature and water content beneath a surface fire. *Soil Science* 159, 363-374.
- Campbell, N. A. (1997) *Biologie*. Heidelberg, Berlin, Oxford,: Spektrum, pp. 1482.
- Caracuta, V., Weinstein-Evron, M., Yeshurun, R., Kaufman, D., Tsatskin, A. & Boaretto, E. (2016) Charred wood remains in the natufian sequence of el-Wad terrace (Israel): New insights into the climatic, environmental and cultural changes at the end of the Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 131, 20-32. doi:10.1016/j.quascirev.2015.10.034.
- Carcaillet, C. (2001) Are Holocene wood-charcoal fragments stratified in alpine and subalpine soils? Evidence from the Alps based on AMS ¹⁴C dates. *The Holocene* 11, 231-242.
- Carcaillet, C. & Talon, B. (1996) Aspects taphonomiques de la stratigraphie et de la datation de charbons de bois dans les sols : exemple de quelques sols des Alpes. *Géographie physique et Quaternaire* 50, 233-244.
- Carmignani, L., Moncel, M.-H., Fernandes, P. & Wilson, L. (2017) Technological variability during the Early Middle Palaeolithic in Western Europe. Reduction systems and predetermined products at the Bau de l'Aubesier and Payre (South-East France). *PLOS ONE* 12, 1-49. doi:https://doi.org/10.1371/journal.pone.0178550.
- Caruso Fermé, L. & Théry-Parisot, I. (2020) Fuel management in Patagonian hunter-gatherer groups: Evaluating the diameter of carbonized and non-carbonized wood from Cerro Casa de Piedra 7 site (Argentina). *Journal of Archaeological Science: Reports* 32, 102378.
- Castagneri, D., Battipaglia, G., von Arx, G., Pacheco, A. & Carrer, M. (2018) Tree-ring anatomy and carbon isotope ratio show both direct and legacy effects of climate on bimodal xylem formation in *Pinus pinea*. *Tree Physiol* 00, 1-12. doi:10.1093/treephys/tpy036.
- Cernusak, L. A., Tcherkez, G., Keitel, C., Cornwell, W. K., Santiago, L. S., Knohl, A., Barbour, M. M., Williams, D. G., Reich, P. B., Ellsworth, D. S., Dawson, T. E., Griffiths, H. G., Farquhar, G. D. & Wright, I. J. (2009) Why are non-photosynthetic tissues generally ¹³C enriched compared with leaves in C3 plants? Review and synthesis of current hypotheses. *Funct. Plant Biol.* 36, 199-213.
- Chabal, L. (1992) La représentativité paléo-écologique des charbons de bois archéologiques issus du bois de feu. *Bulletin de la Société Botanique de France. Actualités Botaniques* 139, 213-236.
- Chabal, L. (1994) Apports récents de l'anthracologie à la connaissance des paysages passés : performances et limites. *Histoire & Mesure* IX, 317-338.
- Chabal, L. (1997) *Forêts et sociétés en Languedoc (Néolithique final, Antiquité tardoive) : L'anthracologie, méthode et paléoécologie*. DAF, pp. 49.

- Chabal, L., Fabre, L., Terral, J.-F. & Théry-Parisot, I. (1999) l'Anthracologie. In: *La Botanique*, (eds.) C. Bourquin-Mignot, J.-L. Brochier, L. Chabal, S. Crozat, L. Fabre, F. Guibal, P. Marinval, H. Richard, J.-F. Terral & I. Théry-Parisot, pp. 43-104. editons errance.
- Chaline, J. (1972) *Les rongeurs du Pleistocène moyen et supérieur de France (systématique, biostratigraphie, paléoclimatologie)*. CNRS édition.
- Chaline, J. (1977a) Les modifications de paysages et de climats de la fin des temps glaciaires en France (Domaine Boréal) révélées par les migrations de rongeurs. In: *La fin des temps glaciaires en Europe : Chronostratigraphie et écologie des cultures du Paléolithique final ; Bordeaux, C.N.R.S., 24-28 mai 1977 (Pré-publication du Colloque international du C.N.R.S., n° 271)*, (ed.) D. de Sonneville-Bordes, pp. 242-260. Paris: C.N.R.S.
- Chaline, J. (1977b) Les rongeurs au pilori? Analyse critique des reconstitutions paléoécologiques en microthériodontologie. In: *Approche écologique de l'Homme fossile*, (eds.) H. Laville & J. Renault-Miskovsky, pp. 75-81. Bulletin de l'association française des études du Quaternaire.
- Chaline, J. (1977c) Les rongeurs et l'évolution des paysages et des climats au Pléistocène supérieur en France (Supplément au Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire ; 47). In: *Approche écologique de l'Homme fossile*, (eds.) H. Laville & J. Renault-Miskovsky, pp. 161-170. Paris: Pierre & Marie Curie - Laboratoire de Géologie I.
- Chanteraud, C. (2020) Provenance des matières colorantes dans le contexte des grottes ornées des Gorges de l'Ardèche. Stratégie d'approvisionnement et liens culturels au Paléolithique supérieur. Le cas de la grotte aux Points (Aiguèze, Gard, France). Chambéry: Université Savoie Mont Blanc.
- Chanteraud, C., Chalmin, É., Salomon, H., Hœrlé, S. & Monney, J. (2019) Relation entre les matières colorantes issues des fouilles et des parois ornées. *Karstologia* 73, 1-12.
- Chauvet, J.-M., Brunel Deschamps, E. & Hillaire, C. (1996) *Chauvet cave : The discovery of the world's Oldest paintings*. London: Thames and Hudson, pp. 135.
- Chauvet, J.-M., Colomar, A., Deschamps, É., Galant, P. & Hillaire, C. (1995) Aiguèze : Grotte aux Points. *Bilan Scientifique Régional Languedoc-Roussillon 1994*, 87.
- Chauvet, J.-M., Deschamps, É. & Hillaire, C. (1994) *Prospections, découvertes et inventaire d'une partie des sites archéologiques des cavités des Gorges de l'Ardèche [rapport]*. Lyon: SRA Rhône-Alpes.
- Chen, B., Qian, J., Pu, P., Wang, G. & Tu, Q. (2002) Azimuthal distribution of stable carbon isotopes in tree rings and its application in climate reconstructions. *J Nanjing Inst Meteorol* 25, 463-471.
- Choi, W. J., Lee, S.-M., Chang, S. X. & Ro, H.-M. (2005) Variations of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ in *Pinus Densiflora* tree-rings and their relationship to environmental changes in eastern Korea. *Water Air Soil Pollut* 164, 173-187.
- Chrzavzez, J. (2013) Approche expérimentale de la conservation des charbons de bois dans les gisements paléolithiques : processus post-dépositionnels, fragmentation et représentativité

- des assemblages anthracologiques. In: *UFR Lettres, Arts, Sciences Humaines et Sociales*, pp. 478. Université de Nice Sophia Antipolis.
- Chrzazvez, J., Théry-Parisot, I., Fiorucci, G., Terral, J.-F. & Thibaut, B. (2014) Impact of post-depositional processes on charcoal fragmentation and archaeobotanical implications: Experimental approach combining charcoal analysis and biomechanics. *Journal of Archaeological Science* 44, 30-42.
- Cizeron, M. (2019a) Dynamiques hydro-sédimentaires dans la moyenne vallée du Jabron (Var, France) de la fin du Pléistocène à l'Antiquité. Approche pédo-sédimentaire de deux séquences fluviales, les Prés-de-Laure et Moulin-Neuf. In: *Master Préhistoire, Paléoenvironnement et Archéosciences*, pp. 73. Nice: Université Côte d'Azur.
- Cizeron, M. (2019b) Les archives environnementales : Étude pédo-sédimentaire. In: *Les Prés de Laure à Comps sur Artuby (Var). Campagne programmée 2017-2019. Rapport final d'opération triennale*, (eds.) A. Tomasso, L. Purdue & G. Porraz, pp. 42-50. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.
- Cizeron, M. (2020) Dynamiques paysagères dans la moyenne vallée du Jabron entre le Paléolithique supérieur et l'Antiquité. Etude micromorphologique de deux séquences alluviales, les Prés-de-Laure et le Moulin-Neuf. In: *Master Préhistoire, Paléoenvironnement et Archéosciences*, pp. 86. Nice: Université Côte d'Azur.
- Clark, J. S. (1988) Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary Research* 30, 67-80.
- Claud, E. (2019) L'étude tracéologique sur les industries lithiques de Mutzig. In: *MUTZIG, Bas-Rhin. Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport de fouilles programmées de la Campagne Triennale 2017-2019*, (eds.) H. Koehler & F. Wegmüller, pp. 299-326. Sélestat: Archéologie Alsace.
- Clottes, J. (1999) The Chauvet Cave Dates. In: *Experiment and Design. Archaeological Studies in Honour of John Coles*, (ed.) A. F. Harding, pp. 13-19.
- Clottes, J. (2001) *La Grotte Chauvet. L'Art des origines*. Paris: Le Seuil.
- Clottes, J., Chauvet, J.-M., Brunel Deschamps, E., Hillaire, C., Dugas, J.-P., Arnold, M., Cachier, H., Evin, J., Fortin, P., Oberlin, C., Tisnérat, N. & Valladas, H. (1995) Les peintures paléolithiques de la grotte Chauvet à Vallon - Pont-d'arc (Ardèche, France) ; datations directes et indirectes par la méthode du radiocarbone. *CR Acad. Sciences Paris* 320, 1133-1140.
- Cochard, D., Brugal, J.-P., Morin, H. & Meignen, L. (2012) Evidence of small fast game exploitation in the Middle Paleolithic of Les Canalettes Aveyron, France. *Quaternary International* 264, 32-51. doi:10.1016/j.quaint.2012.02.014.
- Cohen-Ofri, I., Weiner, L., Boaretto, E., Mintz, G. & Weiner, S. (2006) Modern and fossil charcoal: aspects of structure and diagenesis. *Journal of Archaeological Science* 33, 428-439.
- Colomer, A. & Galant, P. (1993) *Rapport sur la découverte d'une nouvelle grotte ornée dans les gorges de l'Ardèche (commune d'Aiguèze, Gard)*. Montpellier: SRA Languedoc-Roussillon.

- Combier, J. (1967) *Le Paléolithique de l'Ardèche dans son cadre paléoclimatique*. Bordeaux: Imprimerie Delmas.
- Combier, J. (1982) Rhône-Alpes. *Gallia Préhistoire* 25, 469-507.
- Combier, J. (1984) Les grottes ornées de l'Ardèche. *Dossier Histoire et Archéologie anc Dossiers (Les) de l'Archéologie Dijon* 87, 80-86.
- Combier, J. & Jouve, G. (2014) Nouvelles recherches sur l'identité culturelle et stylistique de la grotte Chauvet et sur sa datation par la méthode du ¹⁴C. *L'anthropologie* 118, 115-151. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.anthro.2013.12.001>.
- Combourieu-Nebout, N., Turon, J.-L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L. & Pahnke, K. (2002) Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology* 30, 863-866.
- Conrad, G. & Onoratini, G. (1997) Le remplissage karstique de la grotte de l'Adaouste et sa genèse (Jouques, B.D.R.) [The karstic infilling of Adaouste cave.]. *Quaternaire* 8, 159-174.
- Cook, E. R. (1985) A Time series analysis approach to tree ring standardization (dendrochronology, forestry, dendroclimatology, autoregressive process). In: *Schol of renewable natural Resources*. The University of Arizona.
- Cook, E. R., Briffa, K. R., Meko, D. M., Graybill, D. A. & Funkhouser, G. (1995) The 'segment length curse' in long treering chronology development for palaeoclimatic studies. *The Holocene* 5, 229-237.
- Cook, E. R. & Kairiukstis, L. A. (1990) *Methods of dendrochronology - Applications in the environmental sciences*. London: Kluwer, pp. 329.
- Coplen, T. B. (2011) Guidelines and recommended terms for expression of stable-isotope-ratio and gas-ratio measurement result. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 25, 2538-2560.
- Cossart, E. (2005) Evolution géomorphologique du haut bassin durancien depuis la dernière glaciation: contribution à la compréhension du système paraglacière. In: *Géographie*, pp. 437. Paris: Université Paris-Diderot - ParisVII.
- Cossart, E., Bourlès, D., Brauchier, R., Carcaillet, J., Fort, M. & Siame, L. (2011) L'englacement du haut bassin durancien (Alpes françaises du sud) du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène : synthèse chronologique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 17, 132-142. doi:[10.4000/geomorphologie.9336](https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9336).
- Costa, S., Davtian, G., Purdue, L., Tomasso, A. & Porraz, G. (2015) Cartographie géomorphologique à des fins archéologiques dans la moyenne vallée du Jabron. *Géomatique Expert* 107, 20-31.
- Costamagno, S. (2017a) Les données fauniques du secteur 13. In: *La Baume d'Oulen (Le Garn-Gard - Labastide-de-Virac-Ardèche). Fouille programmée annuelle 2017, document final de synthèse*, (eds.) N. Teyssandier, R. Furestier, C. Gilabert & P. Guillermin, pp. 110-115. Service Régional de l'Archéologie - Occitane.

- Costamagno, S. (2017b) Les données sur la faune du secteur E/F13. In: *La Baume d'Oulen (Le Garn-Gard - Labastide-de-Virac-Ardèche). Fouille programmée annuelle 2017, document final de synthèse*, (eds.) N. Teyssandier, R. Furestier, C. Gilabert & P. Guillermin, pp. 144-149. Service Régional de l'Archéologie - Occitane.
- Costamagno, S., Théry-Parisot, I., Castel, J.-C. & Brugal, J.-P. (2009) Combustible ou non ? Analyse multifactorielle et modèles explicatifs sur des ossements brûlés paléolithiques. In: *Gestion des combustibles au paléolithique et au mésolithique. Nouveaux outils, nouvelles interprétations ; Proceedings of the XV World Congress (Lisbon, 4-9 septembre 2006)*, (eds.) S. C. Isabelle Théry-Parisot & a. A. Henry, pp. 65-84. Oxford: Archaeopress.
- Coutard, S., Antoine, P., Hérisson, D., Pirson, S., Balescu, S., Forget Brisson, L., Spagna, P., Debenham, N., Barré, M., Chantreau, Y., Giros, R. & Lamothe, M. (2018) La séquence loessique Pléistocène moyen à supérieur d'Etricourt-Manancourt (Picardie, France) : un enregistrement pédo-sédimentaire de référence pour les derniers 350 ka. *Quaternaire* 29, 311-346.
- Craig, H. (1957) Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 12, 133-149.
- Craig, H. (1963) The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. In: *Nuclear geology of geothermal areas: Spoleto*, (ed.) E. Tongiorgi, pp. 161-182. Ptazzale Aldo Moro: Consiglio Nazionale delle Ricerche.
- Crégut-Bonnoure, É. (1995) La faune de grands mammifères en Provence de la fin du Pléistocène supérieur à l'Holocène. *forêt méditerranéenne* XVI, 233-238.
- Crégut-Bonnoure, É. (2002) Les Ovivovini, Caprini et Ovini (Mammalia, Artiodactyla, Bovidae, Caprinae) du Plio-Pléistocène d'Europe (systématique, évolution et biochronologie). In: *Paléontologie*, pp. 429. Lyon: Université Claude Bernard.
- Crégut-Bonnoure, É., Boulbes, N., Daujeard, C., Fernandez, P. & Valensi, P. (2010) Nouvelles données sur la grande faune de l'Émien dans le Sud-Est de la France. *Quaternaire* 21, 227-248.
- Crégut-Bonnoure, É., Guérin, C. & Mourer-Chauviré, C. (1983) La faune des Auzières II à Méthamis (Vaucluse). *Comptes rendus d'activités annuelles. Association régionale pour le développement des recherches de paléontologie et de préhistoire et des Amis du Muséum* 21, 53-58.
- Cuzange, M. T., Delqué-Kolic, E., Goslar, T., Grootes, P. M., Higham, T., Kaltnecker, E., Nadeau, M. J., Oberlin, C., Paterne, M., van der Plicht, J., Bronk Ramsey, C., Valladas, H., Clottes, J. & Geneste, J.-M. (2007) Radiocarbon intercomparison program for Chauvet cave. *Radiocarbon* 49, 339-347.
- Czimczik, C. I., Preston, C. M., Schmidt, M. W. I., Werner, R. A. & Schulze, E. D. (2002) Effects of charring on mass, organic carbon, and stable carbon isotope composition of wood. *Organic Geochemistry* 33, 1207-1223.

- Damblon, F. (2008) *Proceedings 4th International Meeting of Anthracology*. Brussels, Belgium: BAR International Series.
- Damesin, C. & Lelarge, C. (2003) Carbon isotope composition of current-year shoots from *Fagus sylvatica* in relation to growth, respiration and use of reserves. *Plant, Cell & Environment* 26, 207-219. doi:10.1046/j.1365-3040.2003.00951.
- Dang, A.-L., Margolis, H. A. & Collatz, G. J. (1998) Parameterization and testing of a coupled photosynthesis-stomatal conductance model for boreal trees. *Tree Physiology* 18, 141-153.
- Dang, A.-L., Margolis, H. A., Coyea, M. R., SY, M. & Collatz, G. J. (1997) Regulation of branch-level gas exchange of boreal trees: roles of shoot water potential and vapor pressure difference. *Tree Physiology* 17, 521-535.
- Dansgaard, W., Clausen, H. B., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Johnsen, S. F., Kristinsdottir, P. M. & Reeh, N. (1982) A New Greenland Deep Ice Core. *Science* 218, 1273-1277. doi:10.1126/science.218.4579.1273.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Jouzel, J. & Bond, G. (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.
- Dansgaard, W., Whitet, J. W. C. & Johnsen, S. J. (1989) The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature* 339.
- Daujeard, C. (2013) Balazuc - Grotte des Barasses II. *ADLFI. Archéologie de la France - Informations* 2211121, 1-5.
- Daujeard, C. & Moncel, M.-H. (2010) On Neanderthal subsistence strategies and land use: A regional focus on the Rhone Valley area in southeastern France. *Journal of Anthropological Archaeology* 29, 368-391. doi:10.1016/j.jaa.2010.05.002.
- Daujeard, C., Moncel, M.-H., Fiore, I., Tagliacozzo, A., Bindon, P. & Raynal, J. P. (2014) Middle Paleolithic bone retouchers in Southeastern France: Variability and functionality. *Quaternary International* 326-327, 492-518.
- David, F., Farjanel, G. & Jolly, M.-P. (2000) Enregistrement de l'histoire de la végétation tardiglaciaire et holocène dans un grand lac : le lac d'Annecy (France). *Géographie physique et Quaternaire* 54, 91-103. doi:https://doi.org/10.7202/004783ar.
- Dawson, T. E., Mambelli, S., Plamboeck, A. H., Templer, P. H. & Tu, P. K. (2002) Stable isotopes in plant ecology. *Annual Review of Ecology and Systematics* 33, 507-559. doi:10.1146/annurev.ecolsys.33.020602.095451.
- de Beaulieu, J.-L., Pons, A. & Reille, M. (1982) Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation de la bordure nord du Massif du Cantal (Massif Central, France). *Pollen et Spores* 24, 251-300.
- de Beaulieu, J. L. (1982) Palynological subdivision of the Holocene in France. *Striae* 16, 106-110.

- de Beaulieu, J. L., Andrieu-Ponel, V., Cheddadi, R., Guiter, F., Ravazzi, C., Reille, M. & Rossi, S. (2006) Apport des longues séquences lacustres à la connaissance des variations des climats et des paysages pléistocènes. *C. R. Palevol* 5, 65-72. doi:doi:10.1016/j.crpv.2005.11.016.
- de Beaulieu, J. L. & Goeury, C. (1987) Zonation automatique appliquée à l'analyse pollinique : exemple de la Narse d'Ambois (Puy-de-Dôme, France). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 24, 49-61.
- de Beaulieu, J. L. & Jorda, M. (1977) Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes de Haute-Provence. Le glaciaire de la Blanche, Trois évêchés. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 14, 3-15. doi:https://doi.org/10.3406/quate.1977.1307.
- de Beaulieu, J. L. & Reille, M. (1984) The pollen sequence of les Échets (France): a new element for the chronology of the Upper Pleistocene. *Géographie physique et Quaternaire* XXXVIII, 3-9.
- de Beaulieu, J. L. & Reille, M. (1989) The transition from temperate phases to stadials in the long upper Pleistocene sequence from Les Echets (France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72, 147-159. doi:https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90139-9.
- de Beaulieu, J. L. & Reille, M. (1992) The last climatic cycle at la Grande Pile (Vosges, France), a new pollen profile. *Quaternary Science Reviews* 11, 431-438.
- de Lumley-Woodyear, H. (1969) *Le Paléolithique ancien et moyen du Midi méditerranéen dans son cadre géologique (Ligurie, Provence, Bas-Languedoc, Roussillon, Catalogne) : Ve supplément à "Gallia Préhistoire"*. Paris: Edition du Centre National de la Recherche Scientifique.
- de Lumley, H. (1957) Le Moustérien de la Baume des Peyrards (Vaucluse): Note préliminaire. *Bulletin de la Société d'Etude des Sciences Naturelles de Vaucluse*, 1-23.
- de Lumley, H. & Barral, L. (1976) *Sites paléolithiques de la région de Nice et grottes de Grimaldi, IXe congrès U.I.S.P.P. 13-18 septembre 1976, livret-guide de l'excursion, Nice*. CNRS édition.
- de Lumley, H., Miskovsky, J.-C., Renault-Miskovsky, J. & Gerber, J.-P. (1973) Le Würmien ancien dans le midi méditerranéen français d'après l'étude des dépôts de grottes et abris sous roche. *9e congrès international de L'INQUA*, 79-89.
- De Stefanis, C. (2018) Systèmes techniques des derniers chasseurs-cueilleurs et des premiers agropasteurs du domaine liguro-provençal (7000-5500 av. J.-C.) : approche fonctionnelle. In: *Préhistoire*. Nice: l'Université Côte d'Azur.
- Debard, E. (1988) *Le Quaternaire du Bas Vivarais d'après l'étude sédimentologique des remplissages d'ovens, de porches de grottes et d'abris sous roche*. Lyon: Doc. Lab. Géol., pp. 315.
- Debard, E., Bazile, F., Bazile-Robert, E., Gilles, R. & Guillerault, P. (1986) Les oscillations climatiques entre 125000 ans et le maximum glaciaire dans le bas-vivarais (S-E, France). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 1, 47-55.
- Debard, E., Ferrier, C. & Kervazo, B. (2016) Grotte Chauvet-Pont d'Arc (Ardèche) : évolution morphosédimentaire de l'entrée. Implication sur les occupations et sur la conservation des vestiges. *Quaternaire* 27, 3-14. doi:10.4000/quaternaire.7480.

- Dechamps, M. (2014) La diversité culturelle au Paléolithique moyen récent : le Vasconien et sa signification au sein des faciès moustériens. In: *Temps, Espaces, Sociétés, Cultures*, pp. 589. Toulouse: Université de Toulouse 2.
- Deckers, K. (2016) Oak charcoal from northeastern Syria as proxy for vegetation, land use and climate in the second half of the Holocene. *Review of Palaeobotany and Palynology* 230, 22-36.
- Defleur, A. (2015) Les industries lithiques moustériennes de la Baume Moula-Guercy (Soyons, Ardèche). Fouilles 1993–1999. *L'anthropologie* 119, 170-253. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.anthro.2015.04.002.
- Defleur, A., Bez, J.-F., Crégut-Bonnoure, É., Desclaux, E., Onoratini, G., Radulescu, C., Thinon, M. & Vilette, P. (1994) Le Niveau Moustérien de la Grotte de l'Adaouste (Jouques, Bouches-du-Rhône). Approche Culturelle et Paléoenvironnement. *Bull. Mus. Anthropol. préhist. Monaco* 37.
- Defleur, A., Crégut-Bonnoure, É., Desclaux, E. & Thinon, M. (2001) Présentation paléoenvironnementale du remplissage de la Baume Moula-Guercy à Soyons (Ardèche) : implications paléoclimatiques et chronologiques. *L'anthropologie* 105, 369-408.
- Defleur, A., Valladas, H., Radulescu, C., Combiér, J. & Arnold, M. (1990) Stratigraphy and carbone 14 dating using accelerator mass spectrometry of the recent Mousterian period at the Ranc de l'Arc shelter (Ardèche, France). *C. R. Acad.Sci. Paris* 311, 719-724.
- Defleur, A., White, T., Valensi, P., Slimak, L. & Crégut-Bonnoure, É. (1999) Neanderthal cannibalism at Moula-Guercy, Ardèche, France. *Science* 286, 128-131.
- Defleur, A. R. & Desclaux, E. (2019) Impact of the last interglacial climate change on ecosystems and Neanderthals behavior at Baume Moula-Guercy, Ardèche, France. *Journal of Archaeological Science* 104, 114-124. doi:https://doi.org/10.1016/j.jas.2019.01.002.
- del Castillo, J., Voltas, J. & Ferrio, J. P. (2015) Carbon isotope discrimination, radial growth, and NDVI share spatiotemporal responses to precipitation in Aleppo pine. *Trees* 29, 223-233.
- Delagnes, A., Jaubert, J. & Meignen, L. (2007) Les technocomplexes du Paléolithique moyen en Europe occidentale dans leur cadre diachronique et géographique. In: *Les Néandertaliens. Biologie et cultures*, (eds.) B. Vandermeersch & B. Maureille, pp. 213-229. Editions du CTHS.
- Delannoy, J.-J., Debard, E., Ferrier, C., Kervazo, B. & Perrette, Y. (2001) La cartographie morphologique souterraine : apports aux reconstitutions, paléogéographiques et pfléoenvironnementales. Application à la grotte Chauvet (Ardèche, France). *Quaternaire* 12, 235-248.
- Delannoy, J.-J., Geneste, J.-M., Jaillet, S. & Boche, É. (2012) Les aménagements et structures anthropiques de la grotte Chauvet - Pontd'Arc : apport d'une approche intégrative géomorpho-archéologique. *Collection Edytem* 13.
- Delannoy, J.-J., Perrette, Y., Debard, E., Ferrier, C., Kervazo, B., Perroux, A.-S., Jaillet, S. & Quinif, Y. (2004) Intérêt de l'approche morphogénique pour la compréhension globale d'une grotte à haute valeur patrimoniale. La grotte Chauvet (Ardèche -France). *Karstologia* 44, 25-42.

- Delannoy, J.-J., Sadier, B., Jaillet, S., Ployon, E. & Geneste, J. M. (2010) Reconstitution de l'entrée de la grotte Chauvet-Pont d'Arc (Ardèche, France) : les apports de l'analyse géomorphologique et de la modélisation 3D. *Karstologia* 56, 17-34. doi:https://doi.org/10.3406/karst.2010.2679.
- Deldicque, D., Rouzaud, J.-N. & Velde, B. (2016) A Raman - HRTEM study of the carbonization of wood: A new Raman-based paleothermometer dedicated to archaeometry. *Carbon* 102, 319-329. doi:10.1016/j.carbon.2016.02.042.
- Delhon, C. (2005) Anthropisation et paléoclimats du Tardiglaciaire à l'Holocène en moyenne vallée du Rhône : études pluridisciplinaires des spectres phytolithiques et pédo-anthracologiques de séquences naturelles et de sites archéologiques. In: *Archéologie et Environnement*, pp. 789. Paris: Université de Paris 1.
- Delhon, C. (2016) Les assemblages de charbons en dépôts « concentrés » : une nouvelle méthode de calcul pour améliorer leur représentativité du bois mis au feu. *ArcheoSciences, revue d'archéométrie* 40, 7-15.
- Delhon, C. & Thiébault, S. (2009) De la forêt aux foyers paléolithiques et mésolithiques dans le Sud de la France: une revue des données anthracologiques et phytolithiques. In: *Proceedings of the XV world congress (Lisbon, 4-9 septembre 2006). Fuel Management during the Palaeolithic and Mesolithic Periods: New tools, new interpretations*, (eds.) I. Théry-Parisot, S. Costamagno & A. Henry, pp. 119-133. Oxford: Archaeopress.
- Delhon, C., Thiébault, S., Brochier, J.-L. & Berger, J. F. (2010) Dynamiques de végétation au tardiglaciaire et à l'Holocène ancien en moyenne vallée du Rhône d'après les données anthracologiques. *Quaternaire* 21, 281-293.
- Delpech, F. (1992) Le monde magdalénien d'après le milieu animal. In: *Le peuplement magdalénien. Paléographie physique et humaine, Chancelade, 10 -15 oct. 1988*, pp. 127-135. Chancelade, Editions du C.T.H.S. (Documents préhistoriques).
- Delvigne, V. (2016) Géo-ressources et expressions technoculturelles dans le sud du Massif central au Paléolithique supérieur : des déterminismes et des choix. In: *Préhistoire*, pp. 1296. Bordeaux: université de Bordeaux.
- Delvigne, V., Fernandes, P., Piboule, M., Lafarge, A., Geneste, J.-M. & Moncel, M.-H. (2014) Ressources en silex au Paléolithique supérieur dans le Massif central : réseaux locaux et approvisionnements lointains revisités. . In: *Modes de contacts et de déplacements au Paléolithique eurasiatique, Actes du colloque international de la commission 8 de l'UISPP (Liège, 28-31 mai 2012)*, (eds.) M. Otte & F. Le Brun-Ricalens, pp. 403-435. Liège : ERAUL & Luxembourg : Musée National d'Histoire et d'Art.
- DeNiro, M. J. & Hastorf, C. A. (1985) Alteration of $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plant matter during the initial stages of diagenesis: Studies utilizing archaeological specimens from Peru. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 49, 97-115.

- Desclaux, E. (1992) Les petits vertébrés de la Caune de l'Arago à Tautavel (France, Pyrénées-Orientales). *Biostratigraphie, paléoécologie et taphonomie*. pp. 444. Paris: M.N.H.N.
- Desclaux, E. (2001) Les microvertébrés de l'abri de la Combette. In: *L'abri de La Combette, site paléolithique moyen à Bonnieux (Vaucluse), Rapport intermédiaire*, (ed.) P.-J. Texier, pp. 17-23.
- Deslauriers, A., Morin, H. & Begin, Y. (2003) Cellular phenology of annual ring formation of *Abies balsamea* in the Quebec boreal forest (Canada). *Canadian Journal of Forest Research* 33, 190-200.
- Detrey, J., Guélat, M., Hauck, T., Rentzel, P. & Vigreux, T. (2010) L'abri-sous-roche Paléolithique moyen de Mutzig, Rain (Bas-Rhin, F) : reprise des travaux. *Bulletin de la Société préhistorique française* 107, 581-584.
- Detrey, J., Hauck, T., Arbogast, R. M., Auguste, P., Basoge, F., Cornet, E., Hanus, E., Lutz, M., Peillet, M., Richard, H. & Stoetzel, E. (2011) *Mutzig (Alsace, Bas-Rhin). Rain, boulevard Clémenceau. Rapport de fouille 2011, PAIR, 2009*. pp. 134.
- Diemer, S. (2015) Le gisement paléolithique moyen de Mutzig-Rain (Bas-Rhin). Étude technico-économique des industries lithiques des couches 5 et 7 (fouilles 2010 à 2014). In: *Master Archéologie du Territoire*, pp. 171. Université de Strasbourg.
- Diemer, S. (2019) Étude des industries lithiques 2010-2019. In: *MUTZIG, Bas-Rhin. Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport de fouilles programmées de la Campagne Triennale 2017-2019*, (eds.) H. Koehler & F. Wegmüller, pp. 234-298. Sélestat: Archéologie Alsace.
- Djindjian, F. (2018) *La préhistoire de la France*. Paris: Hermann, pp. 470.
- Donohue, R. J., Roderick, M. L., Mc Vicar, T. R. & Farquhar, G. D. (2013) Impact of CO₂ fertilization on maximum foliage cover across the globe's warm, arid environments. *Geophys Res Lett* 40, 3031-3035. doi:10.1002/grl.50563.
- Drew, M. C. (1983) Plant injury and adaptation to oxygen deficiency in the root environment: a review. *Plant Soil* 75, 179-199.
- Dubar, M. (1979) *Les terrains quaternaires au pieds des Alpes de Digne (moyenne Durance et plateau de Valensle) et les industries préhistoriques associées*. Marseille: Editions C.N.R.S., pp. 163.
- Dubar, M. (1983) Stratigraphie des dépôts du Néogène supérieur et du Pléistocène du bassin de la moyenne Durance. Interprétations géodynamiques et paléogéographiques. *Anthropologie (L') Paris* 1, 135-137.
- Dubar, M. (2005) Analyse de la malacofaune de La Combette (Vaucluse). *Documentation inédite*, 4.
- Duchaufour, P. (2001) *Introduction à la science du sol. Sol, végétation, environnement*. Paris: Dunod.
- Duffy, J. E., McCarroll, D., Barnes, A., Ramsey, C. B., Davies, D., Loader, N. J., Miles, D. & Young, G. H. F. (2017) Short-lived juvenile effects observed in stable carbon and oxygen isotopes of UK oak trees and historic building timbers. *Chemical Geology* 472, 1-7. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.09.007.

- Dufraisse, A. (2006) Charcoal anatomy potential, wood diameter and radial growth. In: *Charcoal analysis: new analytical tools and methods for archaeology. Papers from the Table-Ronde held in Basel 2004*, (ed.) Archaeopress, pp. 47-60. Oxford.
- Dufraisse, A. (2008) Firewood management and woodland exploitation during the late Neolithic at Lac de Chalain (Jura, France). *Végét Hist Archaeobot* 17, 199-210. doi:10.1007/s00334-007-0098-6.
- Dufraisse, A. & Garcia-Martinez, M. (2011) Mesurer les diamètres du bois de feu en anthracologie. Outils dendrométriques et interprétation des données. *Anthropobotanica* 2.
- Dufraisse, A., Pétrequin, A.-M. & Pétrequin, P. (2007) La gestion du bois de feu: un indicateur des contextes socio-écologiques. Approche ethnoarchéologique dans les Hautes Terres de Papua (Nouvelle-Guinée indonésienne). In: *Sociétés néolithiques. Des faits archéologiques aux fonctionnements socioéconomiques. Actes du 27^e colloque interrégional sur le Néolithique. Neuchâtel, 1-2 octobre 2005*, (ed.) M. Besse, pp. 115-126. Lausanne: Cahiers d'Archéologie Romande.
- Dupouey, J. L., Leavitt, S., Choisnel, E. & Jourdain, S. (1993) Modeling carbon isotope fractionation in tree rings based on effective evapotranspiration and soil water status. *Plant Cell Environ.* 16, 939-947.
- Duquesney, A., Breda, N., Stievenard, M. & Dupouey, J.-L. (1998) Changes of tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ and water use efficiency of beech (*Fagus sylvatica* L.) in north-east France during the past century. *Plant Cell Environ.* 21, 565-572.
- Durost, S., Rossignol, B., Lambert, G.-N. & Bernard, V. (2008) Climat, Guerre des Gaules et dendrochronologie du chêne (*Quercus* sp.) du I^{er} siècle av. J.-C. *ArchéoSciences, revue d'archaeometrie* 32, 31-50. doi:10.4000/archeosciences.932.
- Eggleston, S., Schmitt, J., Bereiter, B., Schneider, R. & Fischer, H. (2016) Evolution of the stable carbon isotope composition of atmospheric CO₂ over the last glacial cycle. *Paleoceanography* 31. doi:10.1002/2015PA002874.
- Eglin, T., Maunoury-Danger, F., Fresneau, C., Lelarge, C., Pollet, B., Lapierre, C., Francois, C. & Damesin, C. (2008) Biochemical composition is not the main factor influencing variability in carbon isotope composition of tree rings. *Tree Physiol.* 28, 1619-1628.
- Ehleringer, J. R. & Cerling, T. E. (1995) Atmospheric CO₂ and the ratio of intercellular to ambient CO₂ concentrations in plants. *Tree Physiology* 15, 105-111.
- Ehleringer, J. R. & Cooper, T. A. (1988) Correlations between carbon isotope ratio and microhabitat in desert plants. *Oecologia* 76, 562-566.
- Eldevik, T., Risebrotbakken, B., Bjune, A. E., Andersson, C., Birks, H. J. B., Dokken, T. M., Drange, H., Glessmer, M. S., Li, C., Nilsen, J. E. Ø., Otterå, O. H., Richter, K. & Skagseth, Ø. (2014) A brief history of climate - the northern seas from the Last Glacial Maximum to global warming. *Quaternary Science Reviews* 106, 225-246. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.06.028.

- Ellenberg, H., Weber, H. E., Dull, R., Wirth, V., Wener, W. & Paulissen, D. (1992) Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa. *Scripta Geobot.* 18, 1-258.
- Eronen, M., Zetterberg, P., Briffa, K. R., Lindholm, M., Merilainen, J. & Timonen, M. (2002) The supra-long Scots pine tree-ring record for Finnish Lapland: Part 1, chronology construction and initial inferences. *The Holocene* 12, 673–680.
- Escalon De Fonton, M. (1966) Du Paléolithique supérieur au Mésolithique dans le Midi méditerranéen. *Bulletin de la Société préhistorique française. Études et travaux* 63, 66-180.
- Esper, J., Frank, D., Battipaglia, G., Holert, C., Siegwolf, R. & Saurer, M. (2010) Low frequency signals in tree-ring stable isotope. *Global Biogeochemical cycles* 24, 1-11. doi:10.1029/2010GB003772.
- Esper, J., Frank, D. C., Timonen, M., Zorita, E., Wilson, R. J. S., Luterbacher, J., Holzkämper, S., Fischer, N., Wagner, S., Nievergelt, D., Verstege, A. & Büntgen, U. (2012) Orbital forcing of tree-ring data. *Nature Climate Change* 2, 862–866. doi:10.1038/nclimate1589.
- Esper, J., Holzkämper, S., Büntgen, U., Schöne, B., Keppeler, F., Hartl, C., St. George, S., Riechelmann, D. F. C. & Treydte, K. (2018) Site-specific climatic signals in stable isotope records from Swedish pine forests. *Trees* 32, 855-869. doi:10.1007/s00468-018-1678-z.
- Esper, J., Konter, O., Krusic, P. J., Saurer, M., Holzkämper, S. & Brüntgen, U. (2015) Long-term summer temperature variation in the Pyrénées from detrended stable carbon isotopes. *Geochronometria* 42, 53-59. doi:10.1515/geochr-2015-0006.
- Farbos-Texier, S. (1981) Analyse pollinique du remplissage paléolithique de la grotte de Salpêtre de Pompignan (Gard). In: *Le milieu naturel au quaternaire dans les Causses et vallées périphériques*, (ed.) J.-L. Vernet, pp. 73-78. Montpellier: Travaux de la R.C.P.
- Farizy, C. (1995) Industries charentaises à influences micoquiennes, l'exemple de l'Est de la France. *Paléo suppl* 1, Actes du Colloque de Miskolc, 173-178.
- Farquhar, G. D. (1997) Carbon Dioxide and Vegetation. *Science* 278, 1411.
- Farquhar, G. D., Ehleringer, J. R. & Hubick, K. T. (1989) Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annu. Rev. Plant Phys.* 40, 503-537.
- Farquhar, G. D. & Lloyd, J. (1993) Carbon and oxygen isotope effects in the exchange of carbon dioxide between terrestrial plants and the atmosphere. In: *Stable Isotopes and Plant Carbon–Water Relations*, (ed.) J. R. Ehleringer, Hall, A.E., Farquhar, G.D., pp. 47–70. New York: Academic Press.
- Farquhar, G. D., O'Leary, M. H. & Berry, J. A. (1982) On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in Leaves. *Australian Journal Plant Physiology* 9, 121-137.
- Farquhar, G. D. & Richards, R. A. (1984) Isotopic composition of plant carbon correlates with water-use efficiency of wheat genotypes. *Australian Journal of Plant Physiology* 11, 539–552.

- Fauquette, S., Guiot, J., Menut, M., de Beaulieu, J. L., Reille, M. & Guenet, P. (1999) Vegetation and climate since the last interglacial in the Vienne area (France). *Global and Planetary Change* 20, 1-17.
- February, E. C. (1990) Climatic reconstruction using wood charcoal from archaeological sites. University of Cape Town.
- February, E. C. (1994) Rainfall reconstruction using wood charcoal from two archaeological sites in South Africa. *Quaternary Research* 42, 100-107.
- February, E. C. (1997) *An assessment of the potential for using stable carbon isotope ratios of wood charcoal as a climate indicator*. Cape Town: South African Museum, pp. 77.
- February, E. C. (2000) Archaeological charcoal and dendrochronology to reconstruct past environments of southern Africa. *South African Journal of Science* 96, 111-116.
- February, E. C. & Stock, W. D. (1999) Declining trend in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric carbon dioxide from tree rings of South African *Widdringtonia cedarbergensis*. *Quatern Res* 52, 229-236.
- February, E. C. & van der Merwe, N. J. (1992) Stable carbon isotope ratios of wood charcoal during the past 4000 years: Anthropogenic and climatic influences. *South African Journal of Science* 88, 291-292.
- Federici, P. R., Ribolini, A. & Spagnolo, M. (2017) Glacial history of the Maritime Alps from the Last Glacial Maximum to the Little Ice Age. In: *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains*, (eds.) P. D. Hughes & J. C. Woodward, pp. 137-129. London: Geological Society.
- Feng, X. & Epstein, S. (1995) Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmospheric CO_2 concentration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 2599-2608.
- Fengel, D. & Wegener, G. (1983) *Wood: chemistry, Ultrastructure, and Reactions*. Berlin, New York: Walter de Gruyter.
- Fernandes, P., Raynal, J.-P. & Moncel, M.-H. (2008) Middle Palaeolithic raw material gathering territories and human mobility in the southern Massif Central, France: first results from a petro-archaeological study on flint. *Journal of Archaeological Science* 35, 2357–2370. doi:10.1016/j.jas.2008.02.012.
- Fernandes, P., Taillet, P., Léandri-Bressy, C., Liagre, J., Gaillot, S., Dessaint, P., Tuffery, C., Caverne, J.-B., Morin, A., Picavet, R., Delvigne, V., Raynal, J. P., Affolter, J., Renault, S., Dousse, M., Lafarge, A. & Piboule, M. (2012) *Rapport d'activité 2012. Projet collectif de recherche : «Réseau de lithothèques en Rhône-Alpes»*. Lyon: Direction régionale des affaires culturelles de Rhône-Alpes, pp. 328.
- Fernández, I., Pérez-Ventura, L., González-Prieto, S. J. & Cabaneiro, A. (2006) Soil $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ as a good indicator for predicting the site index of Galician pine forests (*Pinus pinaster* Ait. and *Pinus sylvestris* L.). *Invest Agrar: Sist Recur For* 15, 3-13.

- Fernandez Ibanez, E. (2002) Étude de la carboisation et l'activation de précurseurs végétaux durs et mous. Neuchâtel: Université de Neuchâtel - Faculté des Sciences.
- Ferrio, J. P., Alonso, N., Lopez, J. B., Araus, J. L. & Voltas, J. (2006) Carbon isotope composition of fossil charcoal reveals aridity changes in the NW Mediterranean Basin. *Global Change Biology* 12, 1253-1266. doi:10.1111/j.1365-2486.2006.01170.x.
- Ferrio, J. P., Florit, A., Vega, A., Serrano, L. & Voltas, J. (2003a) $\Delta^{13}\text{C}$ and tree-ring width reflect different drought responses in *Quercus ilex* and *Pinus halepensis*. *Oecologia* 137, 512-518. doi:10.1007/s00442-003-1372-7.
- Ferrio, J. P. & Voltas, J. (2005) Carbon and oxygen isotope ratios in wood constituents of *Pinus halepensis* as indicators of precipitation, temperature and vapour pressure deficit. *Tellus* 57B, 167-173.
- Ferrio, J. P., Voltas, J. & Araus, J. L. (2003b) Use of carbon isotope composition in monitoring environmental changes. *Management of Environmental Quality* 14, 82-98. doi:10.1108/14777830310460405.
- Ficken, K. J., Barber, K. E. & Eglinton, G. (1998) Lipid biomarker, $\delta^{13}\text{C}$ and plant macrofossil stratigraphy of a Scottish montane peat bog over the last millennia. *Organ. Geochem.* 28, 217-237.
- Finsinger, W., Belis, C., Blockley, S. P. E., Eicher, U., Leuenberger, M., Lotter, A. F. & Ammann, B. (2008) Temporal patterns in lacustrine stable isotopes as evidence for climate change during the late glacial in the Southern European Alps. *J Paleolimnol* 40, 885-895. doi:10.1007/s10933-008-9205-7.
- Finsinger, W. & Tinner, W. (2007) Pollen and plant macrofossils at Lac de Fully (2135 m a.s.l.): Holocene forest dynamics on a highland plateau in the Valais, Switzerland. *The Holocene* 17, 1119-1127. doi:10.1177/0959683607082552.
- Finsinger, W., Tinner, W., van der Knaap, W. O. & Ammann, B. (2006) The southern Alps: a key for understanding its early Holocene history in Europe? The expansion of hazel (*Corylus avellana* L.). 25, 612-631.
- Fiorentino, G., Caracuta, V., Calcagnile, L., D'Elia, M., Matthiae, P., Mavelli, F. & Quarta, G. (2008) Third millennium B.C. climate change in Syria highlighted by Carbon stable isotope analysis of ^{14}C -AMS dated plant remains from Ebla. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 266, 51-58. doi:10.1016/j.palaeo.2008.03.034.
- Fiorentino, G., Caracuta, V., Casiello, G., Longobardi, F. & Sacco, A. (2012a) Studying ancient crop provenance: implications from d^{13}C and d^{15}N values of charred barley in a Middle Bronze Age silo at Ebla (NW Syria). *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 26, 327-335. doi:10.1002/rcm.5323.
- Fiorentino, G., Caracuta, V., Quarta, G., Calcagnile, L. & Morandi Bonacossi, D. (2012b) Palaeoprecipitation trends and cultural changes in syrian protohistoric communities: the contribution of $\delta^{13}\text{C}$ in ancient and modern vegetation. In: *Collapse or Continuity ? Environment and Development of Bronze Age Human landscapes*, (eds.) J. Kneisel, W. Kirleis, M. Dal Corso, N. Taylor & V. Tiedtke, pp. 17-33. Bonn: Dr. Rudolf Habelt GmbH.

- Fiorentino, G., Caracuta, V., Volpe, G., Turchiano, M., Quarta, G., D'Elia, M. & Calcagnile, L. (2010) The first millennium AD climate fluctuations in the Tavoliere Plain (Apulia, Italy): New preliminary data from the ^{14}C AMS-dated plant remains from the archaeological site of Faragola. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 268, 1084-1087.
- Fiorentino, G., Ferrio, J. P., Bogaard, A., Araus, J. L. & Riehl, S. (2015) Stable isotopes in archaeobotanical research. *Végét Hist Archaeobot* 24, 215-227. doi:10.1007/s00334-014-0492-9.
- Fletcher, W. J., Sánchez Goñi, M. F., Allen, J. R. M., Cheddadi, R., Combourieu-Nebour, N., Huntley, B., Lawson, I., Laurent, L., Magri, D., Margari, V., Müller, U. C., Naughton, E., Novenko, E., Roucoux, K. & Tzedakis, P. C. (2010) Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews* 29, 2839-2864. doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.015.
- Follieri, M., Magri, D. & Sadori, L. (1989) Pollen stratigraphical synthesis from vallé di castiglione (Roma). *Quaternary International* 3/4, 81-84.
- Foroozan, Z., Pourtahmasi, K. & Bräuning, A. (2018) Climatic signals in stable carbon isotope ratios of Juniper and Oak tree rings from northern Iran. *Global and Planetary Change* 165, 90-99. doi:https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.03.010.
- Foury, Y., Desclaux, E., Daujeard, C., Defleur, A., Moncel, M.-H. & Raynal, J. P. (2016) Evolution des faunes de rongeurs en moyenne vallée du Rhône (rive droite, Ardèche, France) au cours du pléistocène moyen final et du pléistocène supérieur ancien, du mis 6 au mis 4. *Quaternaire* 27, 55-79.
- Francey, R. J. (1981) Tasmanian tree rings belie suggested anthropogenic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ trends. *Nature* 290, 232-235.
- Francey, R. J. & Farquhar, G. D. (1982) An explanation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in tree rings. *Nature* 297, 28-31.
- Francey, R. J., Gifford, R. M., Sharkey, T. D. & Weir, B. (1985) Physiological influences on carbon isotope discrimination in huon pine (*Lagarostrobos franklinii*). *Oecologia* 66, 211-218. doi:10.1007/BF00379857.
- Fraser, R. A., Bogaard, A., Charles, M., Styring, A. K., Wallace, M., Jones, G., Ditchfield, P. & Heaton, T. H. E. (2013) Assessing natural variation and the effects of charring, burial and pre-treatment on the stable carbon and nitrogen isotope values of archaeobotanical cereals and pulses. *Journal of Archaeological Science* 40, 4754-4766. doi:10.1016/j.jas.2013.01.032.
- Fraser, R. A., Bogaard, A., Heaton, T. M., C., G., J., Christensen, B. T., Halstead, P., Merbach, I., Poulton, P. R. & Sparkes, D. (2011) Manuring and stable nitrogen isotope ratios in cereals and pulses: towards a new archaeobotanical approach to the inference of land use and dietary practices. *Journal of Archaeological Science* 38, 2790-2804.
- Fritts, H. C. (1976) *Tree rings and climate*. London: Academic Press, pp. 567.

- Fritts, H. C., Lofgren, G. R. & Gordon, G. A. (1979) Variations in climate since 1602 as reconstructed from tree rings. *Quat. Res.* 12, 18-46.
- Fritz, C. & Tosello, G. (2015) Du geste au mythe : techniques des artistes sur les parois de la grotte Chauvet-Pont d'Arc. *Palethnologie* [En ligne]. doi:https://doi.org/10.4000/palethnologie.865.
- Gagen, M., McCarroll, D. & Edouard, J.-L. (2004) Latewood width, maximum density and stable Carbon Isotope Ratios of Pine as climatic indicators in dry subalpine environment, french Alps. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 36, 166-171.
- Gagen, M., McCarroll, D. & Edouard, J.-L. (2006) Combining ring width, density and stable carbon isotope proxies to enhance the climate signal in tree-rings : an example from the southern french alps. *Climatic Change* 78, 363-379. doi:10.1007/s10584-006-9097-3.
- Gagen, M., McCarroll, D., Loader, N. J., Robertson, I., Jalkanen, R. & Anchukaitis, K. J. (2007) Exorcising the “segment length curse”: summer temperature reconstruction since AD1640 using non-detrended stable carbon isotope ratios from pine trees in northern Finland. *The Holocene* 17, 433-444.
- Gagen, M., McCarroll, D., Robertson, I., Loader, N. J. & Jalkanen, R. (2008) Do tree ring $\delta^{13}\text{C}$ series from *Pinus sylvestris* in northern Fennoscandia contain long-term non-climatic trends? *Chemical Geology* 252, 42-51. doi:10.1016/j.chemgeo.2008.01.013.
- Gamberi Almendra de Carvalho, L., Argant, A., Argant, J., Barth, P., Boudabi-Maligne, M., Boulbes, N., Brugal, J.-P., Carmelli, D., Condemi, S., Crégut, E., Debard, E., Errera, M. G. L., Farre, B., Faure, M., Fernandez, P., Geigl, E.-M., Guerin, C., Harter, S., Jannet, M., Lateur, N., Mallye, J.-B., Martin, S., Monney, J., Roman, C., Rousselières, F. & Sabaut, M. (2011) L'aven de l'Arquet - Barjac (30) : étude d'un aven piège. *Ardèche archéologie, Les Vans: Fédération ardéchoise de la recherche préhistorique* 28, 3-10.
- Gély, B. (2005) De Chabot à Chauvet ; 130 années de découvertes d'Art paléolithique dans les gorges de l'Ardèche. *Cahiers scientifiques du Muséum d'histoire naturelle de Lyon. Hors-série* 3, 117-122.
- Gély, B., Azéma, M. & Gambéri, L. (2013) Trois décennies de recherches sur le Paléolithique supérieur de l'Ardèche. *Ardèche Archéologie* 30.
- Gély, B., Chauvet, J.-M. & Galant, P. H. (2002) Les grottes ornées paléolithiques des gorges de l'Ardèche. Bulletin de l'École Antique de Nîmes. *Bulletin de l'École Antique de Nîmes* 25, 13-28.
- Gély, B. & Maksud, F. (2010) Sondage GE1 dans la galerie d'entrée. In: *Etudes pluridisciplinaires à la grotte de Chauvet-PONT d'Arc (Ardèche)- Rapports d'activités triennaux 2007-2009 et perspectives 2010-2012*, (ed.) J.-M. Geneste, pp. 249-278.
- Geneste, J.-M. (2005a) L'archéologie des vestiges matériels dans la grotte Chauvet-Pont-d'Arc. In: *La grotte Chauvet à Vallon-Pont-d'Arc : un bilan des recherches pluridisciplinaires Actes de la séance de la Société préhistorique française, 11 et 12 octobre 2003, Lyon*, pp. 135-144. Bulletin de la Société préhistorique française.

- Geneste, J.-M. (2010) Entre naturel et culturel, un bilan interdisciplinaire des datations d'événements naturels et d'activités humaines dans la grotte Chauvet. In: *Congrès de l'IFRAO, septembre 2010 – Symposium : Datation et taphonomie*. communication orale.
- Geneste, J.-M. (2012) La grotte Chauvet-Pont-d'Arc 1994-2012 : une rétrospective anthropologique. In: *Karsts, paysages et Préhistoire : Journées 2012 de l'Association Française de Karstologie dans le Sud-Ardèche*, (eds.) J.-J. Delannoy, S. Jailliet & B. Sadier, pp. 13-20. Collection EDYTEM.
- Geneste, J. M. (2005b) *Recherche pluridisciplinaires dans la grotte Chauvet*,. Société préhistorique française - AFK.
- Genty, D., Ghaleb, B., Plagnes, V., Causse, C., Valladas, H., Blamart, D., Massault, M., Geneste, J.-M. & Clottes, J. (2004) Datations U/Th (TIMS) et ¹⁴C (AMS) des stalagmites de la grotte Chauvet (Ardèche, France) : intérêt pour la chronologie des événements naturels et anthropiques de la grotte. *C. R. Palevol* 3, 692-642. doi:10.1016/j.crpv.2004.06.005.
- Génuite, K., Delannoy, J.-J. & Jailliet, S. (2016) Reconstitution des paléogéographies karstiques par l'approche cartographique 3D : Application au Pont d'Arc et à la Combe d'Arc (Ardèche, France). *Karstologia* 67, 1-10.
- Gessler, A., Ferrio, J. P., Hommel, R., Treydte, K., Werner, R. A. & Monson, R. K. (2014a) Stable isotopes in tree rings: towards a mechanistic understanding of isotope fractionation and mixing processes from the leaves to the wood. *Tree Physiology* 34, 796-818. doi:10.1093/treephys/tpu040.
- Gessler, A., Ferrio, J. P., Hommel, R., Treydte, K., Werner, R. A. & Monson, R. K. (2014b) Stable isotopes in tree rings: towards a mechanistic understanding of isotope fractionation and mixing processes from the leaves to the wood. *Tree Physiol* 34, 796–818. doi:10.1093/treephys/tpu040.
- Girard, M. (1976) La Végétation au Pléistocène supérieur et au début de l'Holocène dans les Alpes, le Jura, la Bourgogne et les Vosges. In: *La Préhistoire française*, (ed.) H. de Lumley, pp. 517-524.
- Godwin, H. & Tansley, A. G. (1941) Prehistoric Charcoals as Evidence of Former Vegetation, Soil and Climate. *Journal of Ecology* 29, 117-126.
- Gori, Y., La Porta, N. & Camin, F. (2014) Tree-ring isotope analysis of Norway spruce suffering from long-term infection by the pathogenic white-rot fungus *Heterobasidion parviporum*. *Forest Pathology* 44, 160-162.
- Green, J. W. (1963) Wood cellulose. In: *Methods in Carbohydrate Chemistry III*, (ed.) R. L. Whistler. New York: Academic Press.
- Gričar, J., Lavrič, M., Ferlan, M., Vodnik, D. & Eler, K. (2017) Intra-annual leaf phenology, radial growth and structure of xylem and phloem in different tree parts of *Quercus pubescens*. *Eur J Forest Res* 136, 625-637. doi:10.1007/s10342-017-1060-5.
- Gričar, J., Prislán, P., Gryc, V., Vavrčik, H., De Luis, M. & Čufar, K. (2014) Plastic and locally adapted phenology in cambial seasonality and production of xylem and phloem cells in *Picea abies* from temperate environments. *Tree Physiol* 34, 869-881. doi:10.1093/treephys/tpu026.

- Grimaldi, S., Porraz, G. & Santaniello, F. (2014) Stefano Grimaldi, Guillaume Porraz, Fabio Santaniello. Raw material procurement and land use in the northern Mediterranean Arc: insight from the first Proto-Aurignacian of Riparo Mochi (Balzi Rossi, Italy). *Quartär* 61, 113-127. doi:10.7485/QU61_06.
- Grootes, P. M. & Stuiver, M. (1997) Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10⁻³- to 10⁵-year time resolution. *Journal of geophysical research* 102, 26 455-426 470.
- Grosser, D. (1977) Die Hölzer Mitteleuropas: ein mikrographischer Lehratlas. Berlin: Springer-Verlag.
- Grudd, H., Briffa, K. R., Karlén, W., Bartholin, T. S., Jones, P. D. & Kromer, B. (2002a) A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales. *The Holocene* 12, 657–665.
- Grudd, H., Briffa, K. R., Karlén, W., Bartholin, T. S., Jones, P. D. & Kromer, B. (2002b) A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales. *The Holocene* 12, 657–665. doi:10.1191/0959683602hl578rp.
- Grüger, E. (1979) Spätriß, Riß/Würm und Früwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetations - geschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. *Geologica Bavarica* 80, 5–64.
- Guégan, S. (2013) Le Solutréen ancien en vallée du Rhône ; la production des pointes à face plane du niveau 2 des fouilles M. Martin à la Baume d'Oullins (Gard, Ardèche, France). *Bulletin de la Société préhistorique française* 110, 624-644.
- Guenet, P. (1993) Analyses pollenanalytiques en Artense et sur le plateau de Millevaches (Massif Central, France). *Palynosciences* 2, 79-107.
- Guenet, P. & Reille, M. (1988) Analyse pollinique du lac-tourbière de Chambedaze (Massif Central, France) et datation de l'explosion des plus jeunes volcans d'Auvergne. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 25, 175-194. doi:https://doi.org/10.3406/quate.1988.1880.
- Guibert, P., Brodard, A., Quiles, A., Geneste, J.-M., Baffier, D., Debard, E. & Ferrier, C. (2015) When were the walls of the Chauvet-Pont d'Arc Cave heated? A chronological approach by thermoluminescence. *Quaternary Geochronology* 29, 36-47.
- Guilbert, R. (2003) Les systèmes de débitage de trois sites sauveterriens dans le Sud-Est de la France. *Bulletin de la Société préhistorique française* 100, 462-478. doi:https://doi.org/10.3406/bspf.2003.12867.
- Guillon, S. (2012) Dynamique de la végétation alluviale côtière dans le Sud-Est de la France (bassins versants du Loup et de la Cagne, Alpes-Maritimes) au cours de la première moitié de l'Holocène. In: *Lettres, Sciences Humaines et Sociales*. Nice: l'Université Nice Sophia-Antipolis.

- Guiot, J., de Beaulieu, J. L., Cheddadi, R., David, F., Ponel, P. & Reille, M. (1993) The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 103, 73-93.
- Guiot, J., Pons, A., de Beaulieu, J. L. & Reille, M. (1989) A 140,000 year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature* 338, 309-313.
- Guiot, J., Reille, M., de Beaulieu, J.-L. & Pons, A. (1992) Calibration of the climatic signal in a new pollen sequence from La Grande Pile. *Climate Dynamics* 6.
- Guiter, F., Andrieu-Ponel, V., de Beaulieu, J. L., Cheddadi, R., Calvez, M., Ponel, P., Reille, M., Keller, T. & Goeury, C. (2003) The last climatic cycles in Western Europe: a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records. *Quaternary International* 111, 59-74. doi:10.1016/S1040-6182(03)00015-6.
- Guy, D. D. & Holowachuk, D. L. (2001) Population differences in stable carbon isotope ratio of *Pinus contorta* Dougl. ex Loud.: relationship to environment, climate of origin, and growth potential. *Can. J. Bot.* 79, 274-283.
- Hall, G., Woodborne, S. & Scholes, M. (2008) Stable carbon isotope ratios from archaeological charcoal as palaeoenvironmental indicators. *Chemical Geology* 247, 384-400. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.11.001.
- Hardy, B. L., Moncel, M.-H., Daujeard, C., Fernandes, P., Béarez, P., Desclaux, E., Navarro, M. G. C., Puaud, S. & Gallotti, R. (2013) Impossible Neanderthals? Making string, throwing projectiles and catching small game during Marine Isotope Stage 4 (Abri du Maras, France). *Quaternary Science Reviews* 82, 23-40. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.09.028.
- Harlow, B. A., Marshall, J. D. & Robinson, A. P. (2006) A multi-species comparison of $\delta^{13}\text{C}$ from whole wood, extractive-free wood and holocellulose. *Tree Physiology* 26, 767-774.
- Hartl-Meier, C., Zang, C., Büntgen, U., Esper, J., Rothe, A., Göttelein, A., Dirnböck, T. & Treydte, K. (2014) Uniform climate sensitivity in tree-ring stable isotopes across species and sites in a mid-latitude temperate forest. *Tree Physiology* 35, 4-15. doi:10.1093/treephys/tpu096.
- Hassani, M. (2016) La grande faune de la couche 4 de l'Abri des Canalettes (Aveyron). Modalités d'acquisition du gibier à partir des restes dentaires. pp. 162. Nice: Université de Nice Sophia-Antipolis.
- Hatté, C., Antoine, P., Fontugne, M., Lang, A., Rousseau, D.-D. & Zöller, L. (2001) $\delta^{13}\text{C}$ of Loess Organic Matter as a Potential Proxy for Paleoprecipitation. *Quaternary Research* 55, 33-38.
- Hatté, C., Antoine, P., Fontugne, M., Rousseau, D.-D., Tisnérat-Laborde, N. & Zöller, L. (1999) New chronology and organic matter $\delta^{13}\text{C}$ paleoclimatic significance of Nußloch loess sequence (Rhine Valley, Germany). *Quaternary International* 62, 85-91.
- Hatté, C., Fontugne, M. R., Rousseau, D.-D., Antoine, P., Tisnérat-Laborde, N. & Bentaleb, I. (1998) $\delta^{13}\text{C}$ variations of loess organic matter as a record of the vegetation response to climatic changes during the Weichselian. *Geology* 26, 583-586.

- Hatté, C. & Schwartz, D. (2003) Reconstruction of paleoclimates by isotopic analysis: What can the fossil isotopic record tell us about the plant life of past environments? *Phytochemistry Reviews* 2, 163-177.
- Hauck, T., Auguste, P., Cornet, E., Lutz, M., Sévêque, N. & Wolter, T. (2012) *Mutzig (Alsace, Bas-Rhin). Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport de fouille 2012*. PAIR, pp. 122.
- Heaton, T. H. E., Jones, G., Halstead, P. & Tsipropoulos, T. (2009) Variations in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of modern wheat grain, and implications for interpreting data from Bronze Age Assiros Toumba, Greece. *J. Archaeol. Sci.* 36, 2224-2233.
- Heim, J., Lautridou, J. P., Maucorps, J., Puisségur, J. J., Sommé, J. & Thévenin, A. (1982) Achenheim : une séquence-type des loess du Pléistocène moyen et supérieur. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 19, 147-159. doi:<https://doi.org/10.3406/quate.1982.1432>.
- Heinrich, H. (1988) Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years *Quaternary Research* 29, 142-152. doi:10.1016/0033-5894(88)90057-9.
- Heinz, C. (1990a) Méthodologie et paléoécologie du gisement préhistorique de l'Abeurador (Hérault) au passage Mésolithique/Néolithique, d'après l'analyse des charbons de bois : premiers résultats. In: *Wood and Archaeology = Bois et archéologie : First European Conference (Louvain-la-Neuve, Octobre 1987)*, (eds.) T. Hackens, A.-V. Munaut & C. Till, pp. 219-229. PACT.
- Heinz, C. (1990b) Dynamique des végétations holocènes en Méditerranée nord occidentale d'après l'anthracanalyse de sites préhistoriques: méthodologie et paléoécologie. *Paléobiologie Continentale* 16, 1-212.
- Heinz, C. & Thiébault, S. (1998) Characterization and palaeoecological significance of archaeological charcoal assemblages during late and post-glacial phases in southern France. *Quaternary Research* 50, 56-68.
- Heller, R., Esnault, R. & Lance, C. (2004a) *Physiologie végétale, tome 1. Nutrition*. Paris: Dunod, pp. 323.
- Heller, R., Esnault, R. & lance, C. (2004b) *Physiologie végétale, tome 2. Développement*. Paris: Dunod, pp. 366.
- Helmens, K. F. (2013) The Last Interglacial-Glacial cycle (MIS 5-2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. In: *Technical Report*, pp. 54.
- Helmens, K. F. (2014) The Last Interglacial-Glacial cycle (MIS 5-2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. *Quaternary Science Reviews* 86, 115-143. doi:<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.012>.
- Hemming, D. L., Switsur, V. R., Waterhouse, J. S., Heaton, T. H. E. & Carter, A. H. C. (1998) Climate variation and the stable carbon isotope composition of tree ring cellulose: an intercomparison of *Quercus robur*, *Fagus sylvatica* and *Pinus silvestris*. *Tellus* 50B, 25-33.

- Henn, M. R., Gleixner, G. & Chapela, I. H. (2002) Growth-dependent stable carbon isotope fractionation by basidiomycete fungi: ^{13}C pattern and physiological process. *Applied and Environmental microbiology* 68, 4956–4964.
- Henry, A. (2011) Paléoenvironnements et gestion des combustibles au Mésolithique dans le sud de la France : anthracologie, ethnoarchéologie et expérimentation. In: *Histoire*, pp. 445. Nice: Université de Nice Sophia Antipolis.
- Henry, A. & Théry-Parisot, I. (2014a) From Evenk campfires to prehistoric hearths: charcoal analysis as a tool for identifying the use of rotten wood as fuel. *Journal of Archaeological Science*, 321–336. doi:10.1016/j.jas.2014.09.005.
- Henry, A. & Théry-Parisot, I. (2014b) Fuel management during the Mesolithic: current research in archaeobotany. In: *Des techniques aux territoires: nouveaux regards sur les cultures mésolithiques, Actes de la table-ronde Jeunes chercheurs, Toulous 22-23 Nov. 2012*, (eds.) A. Henry, B. Marquebielle, L. Chesnaux & S. Michel. P@lethnologie 6.
- Henry, A., Théry-Parisot, I. & Voronkova, E. (2009) La gestion du bois de feu en forêt boréale : problématique archéo-anthracologique et étude d'un cas ethnographique (région de l'Amour, Sibérie). In: *Gestion des combustibles au paléolithique et au mésolithique / Fuel management during the Paaolithic and mesolithic periods. Nouveau outis, nouvelles interprétation / New tools, new interpretations.*, (eds.) I. Théry-Parisot, S. Costamagno & A. Henry, pp. 17-13. Lisbonne: Actes 15e colloque UISPP - BARS1914.
- Hoareau, L. (2015) L'ornementation corporelle des populations paléolithiques dans l'arc liguro-provençal : L'exemple de l'Estérel. pp. 59. Université Nice Sophia Antipolis.
- Hoareau, L. (2017) Description archéologique : Notes sur les éléments de parure. In: *La Baume de Monthiver (Commune de Comps-sur-Artuby, Var). Rapport de sondage*, (eds.) G. Porraz, L. Purdue & A. Tomasso, pp. 56-67. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.
- Hoffert, M., de Lumley, H., Miskovsky, J.-C. & Renault-Miskovsky, J. (1973) Variations climatiques mises en évidence dans les dépôts anciens de la grotte de la Calmette (Dions, Gard). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 10, 179-192.
- Högberg, P., Plamboeck, A. H., Taylor, A. F. S. & Fransson, P. M. F. (1999) Natural ^{13}C abundance reveals trophic status of fungi and host-origin of carbon in mycorrhizal fungi in mixed forests. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 96, 853-8539.
- Hosoya, T., Kawamoto, H. & Saka, S. (2007) Cellulose–hemicellulose and cellulose–lignin interactions in wood pyrolysis at gasification temperature. *J. Anal. Appl. Pyrolysis*, 118-12580. doi:10.1016/j.jaap.2007.01.006.
- Hugues, C., Garimond, S., Gagnière, S. & Marcelin, P. (1951) La Grotte de la Verrerie à Massargues-Montmirat (Gard). *Annales de Paléontologie* XXXVII, 155-174.
- Hutline, K. R. & Marshall, J. D. (2000) Altitude trends in conifer leaf morphology and stable carbon isotope composition. *Oecologia* 123, 32-40.

- Jacq, V., Albert, P. & Delorme, R. (2005) Le mistral, en 1925 et aujourd'hui: Le mistral-1280. Quelques aspects des connaissances actuelles. *La météorologie*, 30-38.
- Jäggi, M., Saurer, M., Fuhrer, J. & Siegwolf, R. (2002) The relationship between the stable carbon isotope composition of needle bulk material, starch, and tree rings in *Picea abies*. *Oecologia* 131, 325-332. doi:10.1007/s00442-002-0881-0.
- Jaillet, S. & Monney, J. (2016) La Grotte aux Points (Aiguèze, Gard). Analyse géométrique des surfaces actuelles et évolution des volumes souterrains depuis le Paléolithique supérieur. In: *Actes de la 25e Rencontre d'Octobre – Chalain 2015*, pp. 113-122.
- Jaillet, S. & Monney, J. (2018) Analyse 3D des volumes et des remplissages souterrains de la grotte aux Points au temps des fréquentations paléolithiques. *Karstologia* 72, 27-36.
- Jalut, G., Galop, D., Belet, J.-M., Aubert, S., Amat, A. E., Bouchette, A., Dedoubat, J.-J. & Fontugne, M. (1998) Histoire des forêts du versant nord des Pyrénées au cours des 30000 dernières années. *Journal de la Société de Botanique Française* 5, 73-84.
- Jalut, G., Monserrat Marti, J., Fontugne, M., Delibrias, G., Vilaplana, J. M. & Julia, R. (1992) Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrénées: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews* 11, 449-480.
- Jaubert, J. (1983) Le site moustérien du Rescoundudou (Sébazac-Concourès, Aveyron), présentation et problématique. *Bulletin de la Société préhistorique française* 80, 80-87. doi:https://doi.org/10.3406/bspf.1983.5424.
- Jaubert, J. (1984) Contribution à l'étude du Paléolithique ancien et moyen des Causses. pp. 615. Université Paris-I.
- Jaubert, J. (2002) Les occupations humaines contemporaines du Dernier Interglaciaire et de la fin du stade isotopique 5 dans le Sud de la France. In: *Le Dernier Interglaciaire et les occupations humaines du Paléolithique moyen*, (eds.) A. Tuffreau & W. Roebroeks, pp. 143-156. Lille: Publications du CERP.
- Jaubert, J. & Maureille, B. (2008) Le gisement moustérien du Rescoundudou (Sébazac-Concourès, Aveyron) : inventaire des restes humains. *Bulletin de la Société préhistorique française* 105, 677-690. doi:10.3406/bspf.2008.13779.
- Jeannet, M. (1980) Les rongeurs de quelques sites Holocènes (Vallon-Pont-d'Arc et Foissac), würmiens (Gréolières, Casteljaou et Bendorf) et rissien (Azé). *Comptes rendus d'activités annuelles. Association régionale pour le développement des recherches de paléontologie et de préhistoire et des Amis du Muséum* 18, 29-34.
- Jeannet, M., Giraud, Y. & Brugal, J.-P. (1998) Un nouveau gisement moustérien en moyenne vallée du Rhône : la grotte Mandrin à Malataverne (Drôme). *Bulletin de la Société préhistorique française* 95, 7-16. doi:https://doi.org/10.3406/bspf.1998.10731.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Steffensen, J. P., Jouzel, J. & Stayffer, B. (1992) Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311-313.

- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Andersen, U., Andersen, K. K., Hvidberg, C. S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J. P., Shoji, H., Sveinbjörnsdóttir, A. E., White, J., Jouzel, J. & Fisher, D. (1997) The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice-core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. *Journal of geophysical research* 102, 26 397–326 410.
- Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J. P., Clausen, H. B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdóttir, A. E. & White, J. (2001) Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* 16, 299-307.
- Jones, T. P. & Chaloner, W. G. (1991) Fossil charcoal, its recognition and palaeoatmospheric significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 97, 39-50.
- Jones, T. P., Scott, A. C. & Matter, D. P. (1993) Investigations of “fusain transition fossils” from the Lower Carboniferous: comparisons with modern partially charred wood. *International Journal of Coal Geology* 22, 37-59.
- Jorda, M. & Rosique, T. (1994) Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud: Rythme et modalités des changements biomorphoclimatiques [The late glacial period of the southern french Alps : Rythm and modes of bio-morphoclimatic changes]. *Quaternaire* 5, 141-149. doi:https://doi.org/10.3406/quate.1994.2025.
- Joris, C. (2002) *Les industries magdaléniennes de l'Ardèche dans le contexte du Bassin méditerranéen*. Ed. M. Mergoli, pp. 156.
- Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J.-R., Genthon, C., Barkov, N. I., Kotlyakov, V. M. & Petrov, V. M. (1987) Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160 000 years). *Nature* 392, 403-408.
- Jouzel, J., Lorius, C. & Raynaud, D. (2006) Climat et atmosphère au Quaternaire : de nouveaux carottages glaciaires. *Comptes Rendus Paleovol* 5, 44-55.
- Julien, M.-A. (2015) Premières analyses sur le matériel issue de la fouille de l'US-L17 : La faune. In: *Les Prés de Laure à Comps sur Artuby (Var) : Un site du Paléolithique supérieur dans la moyenne vallée du Jabron. Rapport d'opération*, (eds.) A. Tomasso, G. Porraz & L. Purdue, pp. 59-63. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.
- Julien, M.-A. (2017) Description archéologique : Notes sur les vestiges fauniques. In: *La Baume de Monthiver (Commune de Comps-sur-Artuby, Var). Rapport de sondage*, (eds.) G. Porraz, L. Purdue & A. Tomasso, pp. 53. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.
- Kalai, C. (1998) Reconstitution du paléoenvironnement végétal et du paléoclimat de la fin du Pléistocène moyen et du Pléistocène supérieur d'après les analyses polliniques de la Baume Moula-Guercy, du site de Payre et de l'abri des Pêcheurs (Ardèche, France). pp. 175. Paris: Muséum National d'Histoire Naturelle.

- Keitel, C., Matzarakis, A., Rennenberg, H. & Gessler, A. (2006) Carbon isotopic composition and oxygen isotopic enrichment in phloem and total leaf organic matter of European beech (*Fagus sylvatica* L.) along a climate gradient. *Plant Cell Environ.* 29, 1492-1507.
- Kelly, P., Munro, M., Hughes, M. & Goodess, C. (1989) Climate and signature years in west European oaks. *Nature* 340, 57-60.
- Kelly, P. M., Leuschner, H. H., Briffa, K. R. & Harris, I. C. (2002) The climatic interpretation of pan-European signature years in oak ring-width series. *The Holocene* 12, 689-694. doi:10.1191/0959683602hl582rp.
- Kervazo, B., Meignen, L. & O'Yi, W. (1995) Canalettes, étude géologique. In: *L'abri moustérien des Canalettes (Nant, Aveyron), Rapport Tri-annuel 1993-1995*, (ed.) L. Meignen.
- Khatib, S., Ivaldi, J.-P., Onoratini, G., de Lumley, H. & Bietti, A. (2012) Contribution de la minéralogie des sables à l'étude des paléoenvironnements du moustérien et du paléolithique supérieur de l'abri Mochi (Ligurie italienne). *Quaternaire* 23. doi:10.4000/quaternaire.6140.
- Klein, T., Hemming, D., Lin, T., Grünzweig, J. M., Maseyk, K., Rotenberg, E. & Yakir, D. (2005) Association between tree-ring and needle $\delta^{13}\text{C}$ and leaf gas exchange in *Pinus halepensis* under semi-arid conditions. *Oecologia* 144, 45-54. doi:10.1007/s00442-005-0002-y.
- Klotz, S., Guiot, J. & Mosbrugger, V. (2003) Continental European Eemian and early Würmian climate evolution: comparing signals using different quantitative reconstruction approaches based on pollen. *Global and Planetary Change* 36, 277-294. doi:10.1016/S0921-8181(02)00222-9.
- Klotz, S., Müller, U., Mosbrugger, V., de Beaulieu, J. L. & Reille, M. (2004) Eemian to early Würmian climate dynamics: history and pattern of changes in Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 211, 107-126. doi:10.1016/j.palaeo.2004.04.009.
- Klusek, M. & Pawelceyk, S. (2015) Stable carbon isotope analysis of subfossil wood from austrian alps. *Geochronometria* 41, 400-408. doi:10.2478/s13386-013-0168-8.
- Koehler, H., Diemer, S., Moine, O. & Wuscher, P. (sous presse) Nouvel essai de synthèse sur le Paléolithique moyen alsacien, Revue Archéologique de l'Est. *Revue Archéologique de l'Est*.
- Koehler, H. & Wegmüller, F. (2016) *MUTZIG, Bas-Rhin. Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport de fouilles programmées. Triennale 2014-2016*. Sélestat: Archéologie Alsace, pp. 274.
- Koehler, H. & Wegmüller, F. (2019) *MUTZIG, Bas-Rhin. Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport de fouilles programmées de la Campagne Triennale 2017-2019*. Sélestat: Archéologie Alsace, pp. 521.
- Koehler, H., Wegmüller, F., Detrey, J., Diemer, S., Hauck, T., Pümpin, C., Rentzel, P., Sévêque, N., Stoetzel, E., Wuscher, P., Auguste, P., Bocherens, H., Lutz, M. & Preusser, F. (2016) Fouilles de plusieurs occupations du Paléolithique moyen à Mutzig-Rain (Alsace) : Premiers résultats. *Bulletin de la Société préhistorique française* 113, 429-474.

- Koehler, H., Wegmüller, F., Detrey, J., Hauck, T., Bahain, J.-J., Basoge, F., Bocherens, H., Cornet, E., Diemer, S., Drucker, D. G., Hager, D., Luitz, M., Peillet, M., Pümpin, C., Richard, H., Sévêque, N., Stoetzel, E., Tartar, E. & Vigneron, A. (2013) *Mutzig-Rain, un gisement du Paléolithique moyen. Rapport de la campagne triennale de 2011-2012 et 2013*. Service Régional d'Alsace, pp. 302.
- Konter, O., Holzkämper, S., Helle, G., Büntgen, U., Saurer, M. & Esper, J. (2014) Climate sensitivity and parameter coherency in annually resolved $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ from *Pinus uncinata* tree-ring data in the Spanish Pyrenees. *Chemical Geology* 377, 12-19. doi:10.1016/j.chemgeo.2014.03.021.
- Körner, C. (1988) Does global increase of CO_2 alter stomatal density. *Flora* 181, 253-257.
- Körner, C. & Diemer, M. (1987) In situ photosynthetic responses to light, temperature, and carbon dioxide in herbaceous plants from low and high altitude. *Functional Ecology* 1, 179-194.
- Körner, C., Farquhar, G. D. & Wong, S. C. (1991) Carbon isotope discrimination by plants follows latitudinal and altitudinal trends. *Oecologia* 88, 30-40.
- Korol, R. L., Kirschbaum, M. U. F., Farquhar, G. D. & Jeffreys, M. (1999) Effects of water status and soil fertility on the C-isotope signature in *Pinus radiata*. *Tree Physiol.* 19, 551-562.
- Kreutzer, S., Texier, P.-J., Moineau, V. & Mercier, N. (2015) Re-investigated: new luminescence dating results for the mousterian sequence La Combette (Bonnieux, Vaucluse, France). In: *LAIS15 : Symposium International de Luminescence en Archéologie*. Paris (France).
- Kreutzer, S., Valladas, H., Texier, P.-J., Moineau, V. & Mercier, N. (2018) The Mousterian Loess Sequence 'La Combette' (France) : Chronological Evidence of Rapid Environmental Changes During the MIS 4/3 Transition. In: *Central European Conference on Geomorphology and Quaternary Sciences*. Geisse, Germany.
- Kreutzer, S., Valladas, H., Texier, P.-J., Moineau, V., Mologni, C. & Mercier, N. (soumis) Re-investigated: The Mousterian Loess Sequence 'La Combette' (France) and its Chronological Framework. *Comptes Rendus Palevol*, 30.
- Krull, E. S., Skjemstad, J. O., Graetz, D., GRice, K., Dunning, W., Cook, G. & Parr, J. F. (2003) ^{13}C -depleted charcoal from C4 grasses and the role of occluded carbon in phytoliths. *Organic Geochemistry* 34, 1337-1352. doi:10.1016/S0146-6380(03)00100-1.
- Kubota, T., Kagawa, A. & Kodama, N. (2017) Effects of salt water immersion caused by a tsunami on $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of *Pinus thunbergii* tree-ring cellulose. *Ecol Res* 32, 271-277. doi:10.1007/s11284-017-1437-4.
- Kürschner, W. M. (1996) *Leaf stomata as biosensors of paleoatmospheric CO_2 levels*. Utrecht : Laboratory of Paleobotany and Palynology, pp. 153 p.
- Labeyrie, L. (2006) Paléoclimats et mécanismes climatiquesvol. *Comptes Rendus Paleovol* 5, 27-34.
- Lambert, G.-N., Bernard, V., Dupouey, J.-L., Fraiture, P., Gassmann, P., Girardclos, O., Lebourgeois, F., Ledigol, Y., Perrault, C. & Tegel, W. (2010) Dendrochronologie et dendroclimatologie du chêne en France: questions posées par le transfert de données de bois historiques vers la dendroclimatologie. Panorama de la dendrochronologie en France. *Collection Edytem* 11, 205-216.

- Lambert, G., Lavier, C. & Guibal, F. (1992) La dendrochronologie, une méthode précise de datation. *Mémoires de la Société géologique de France* 160, 109–117.
- Lancelotti, C., Caracuta, V., Fiorentino, G., Madella, M. & Ajithprasad, P. (2013) Holocene Monsoon Dynamics and Human Occupation in Gujarat: Stable Isotopes Analyses on Plant Remains. *Heritage: Journal of Multidisciplinary Studies in Archaeology* 1, 288-300.
- Lancelotti, C., Madella, M., Ajithprasad, P. & Petrie, C. A. (2010) Temperature, compression and fragmentation: an experimental analysis to assess the impact of taphonomic processes on charcoal preservation. *Archaeol Anthropol Sci* 2, 307-320. doi:10.1007/s12520-010-0046-8.
- Langlais, M. (2010) *Les sociétés magdaléniennes de l'isthme pyrénéen*. Paris: CTHS, pp. 337.
- Langlais, M., Naudinot, N. & Peresani, M. (2014) *Les groupe culturels de la transition Pléistocène-Holocène entre Atlantique et Adriatique : Actes de la séance de la société préhistorique française, Bordeaux, 24-25 mai 2012*. Paris: Société préhistorique française, pp. 246.
- Langlais, M., Pétillon, J.-M., Ducasse, S. & Lenoir, M. (2010) Badegoulien versus Magdalénien : Entre choc culturel et lente transition dans l'Aquitaine paléolithique. In: *De Néandertal à l'Homme moderne. L'Aquitaine préhistorique, vingt ans de découvertes (1990-2010)*, (ed.) V. Mistrot, pp. 117-129. Confluences.
- Langlais, M., Sécher, A., Caux, S., Delvigne, V., Gourc, L., Normand, C. & Sanchez de la Torre, M. (2016) Lithic Tool Kits: A Metronome of the Evolution of the Magdalenian in Southwest France (19,000-14,000 cal. BP). *Quaternary International* 414, 92-107.
- Laplace, G. (1964) Les Subdivisions du Leptolithique italien. Etude de typologie analytique. *Bullettino di paleontologia italiana* 73, 25-63.
- Larcher, W. & Wagner, J. (1976) Temperaturgenzen der CO₂-Aufnahme und temperaturrezistenz der Blätter von Gebirgspflanzen im vegetationsaktiven Zustand. *Öcol. Plant* 11, 361-374.
- Laroulandie, V., Costamagno, S., langlais, M. & Pétillon, J.-M. (2017) L'oeuf ou la poule ? Retour sur le projet Magdatis « Le Magdalénien de la façade atlantique face aux changements environnementaux ». *Quaternaire* 28, 277-283.
- Lateur, N., Fourvel, J.-B., Jannet, M. & Philippe, M. (2017) Etude archéozoologique et taphonomique des restes de faune. In: *Projet Datation Grottes Ornées – Grotte aux Points (Aiguèze). Rapport triennal 2015-2017*, (ed.) J. Monney, pp. 301. Montpellier: SRA Occitanie.
- Lateur, N., Fourvel, J.-B., Jeannet, M. & Philippe, M. (2019) Comportement de subsistance paléolithiques et relations entre l'Homme et les Carnivores à la grotte aux Points. *Karstologia* 73, 13-24.
- Lautridou, J.-P., Sommé, J., Heim, J., Puisségur, J.-J. & Rousseau, D.-D. (1985) La stratigraphie des loess et formations fluviatiles d'Achenheim (Alsace) : nouvelles données bioclimatiques et corrélations avec les séquences pléistocènes de la France du Nord-Ouest. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 22, 125-132. doi:https://doi.org/10.3406/quate.1985.1536.

- Lavergne, A., Daux, V., Villalba, R., Pierre, M., Stievenard, M. & Srur, A. M. (2017) Improvement of isotope-based climate reconstructions in Patagonia through a better understanding of climate influences on isotopic fractionation in tree rings. *Earth and Planetary Science Letters* 459, 327-380. doi:10.1016/j.epsl.2016.11.045.
- Le Tensorer, J.-M. (1978) Le Moustérien type Quina et son évolution dans le Sud de la France. *Bulletin de la Société préhistorique française* 75, 141-149.
- Leavitt, S. W. (1993) Environmental information from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of wood. *Geophys. Monogr.* 78, 325-331.
- Leavitt, S. W. (2001) Seasonal response of $\delta^{13}\text{C}$ in *Pinus resinosa* Ait. seedling growth rings to changing environment in controlled growth experiments. *Dendrochronologia* 19, 9-22.
- Leavitt, S. W. (2002) Prospects for reconstruction of seasonal environment from tree-ring $\delta^{13}\text{C}$: baseline findings from the Great Lakes area, USA. *Chemical Geology* 192, 47-58.
- Leavitt, S. W. (2007) Regional expression of the 1988 U.S. Midwest drought in seasonal $\delta^{13}\text{C}$ of tree rings. *J Geophys Res* 112, D06107. doi:10.1029/2006JD007081.
- Leavitt, S. W. (2008) Tree-ring isotopic pooling without regard to mass: No difference from averaging $\delta^{13}\text{C}$ values of each tree. *Chemical Geology* 252. doi:10.1016/j.chemgeo.2008.01.014.
- Leavitt, S. W. (2010) Tree-ring C-H-O isotope variability and sampling. *Science of the Total Environment* 408, 5244-5253. doi:10.1016/j.scitotenv.2010.07.057.
- Leavitt, S. W. & Danzer, S. R. (1993) Method for batch processing small wood samples to holocellulose for stable-carbon isotope analysis. *Anal. Chem.* 65, 87-89.
- Leavitt, S. W., Donahue, D. J. & Long, A. (1982) Charcoal production from wood and cellulose : implications to radiocarbon dates and accelerator target production. *Radiocarbon* 24, 27-35. doi:10.1017/S0033822200004860.
- Leavitt, S. W. & Lara, A. (1994) South American trees show declining $\delta^{13}\text{C}$ trend. *Tellus* 46, 152-157.
- Leavitt, S. W. & Long, A. (1982) Evidence for $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ fractionation between tree leaves and wood. *Nature* 298, 742-744. doi:10.1038/298742a0.
- Leavitt, S. W. & Long, A. (1984) Sampling strategy for stable carbon isotope analysis of tree rings in pine. *Nature* 311, 145-147.
- Leavitt, S. W. & Long, A. (1986) Stable-carbon isotope variability in tree foliage and wood. *Ecology* 67, 1002-1010.
- Leavitt, S. W. & Long, A. (1988) Stable carbon isotope chronologies from trees in the southwestern United States. *Glob. Biogeochem Cycles* 2.
- Leavitt, S. W. & Long, A. (1989) Intertree variability of $\delta^{13}\text{C}$ in tree rings. In: *Stable isotopes in ecological research*, (eds.) P. W. Rundel, J. R. Ehleringer & K. A. Nagy, pp. 95-104. New-York: Springer-Verlag.
- Leavitt, S. W. & Long, A. (1991) Seasonal stable-carbon isotope variability in tree rings: possible paleoenvironmental signals. *Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect.* 87, 59-70.

- Leavitt, S. W., Wright, W. E. & Long, A. (2002) Spatial expression of ENSO, drought and summer monsoon in seasonal $\delta^{13}\text{C}$ of ponderosa pine tree rings in southern Arizona and New Mexico. *J Geophys Res* 107, 4349. doi:10.1029/2001JD001312.
- Lebegue, F. (2012) Le Paléolithique moyen récent entre Rhône et Pyrénées : approche de l'organisation techno-économique des productions lithiques, schémas de mobilité et organisation du territoire (Les Canalettes, l'Hortus, Bize-Tournal, la Crouzade et la Roquette II). In: *Préhistoire*, pp. 799. Liège: Université de Liège.
- Lebegue, F., Boulbes, N., Gregoire, S. & Moigne, A.-M. (2010) Systèmes d'occupation, exploitation des ressources et mobilité des néandertaliens de L'Hortus (Hérault, France). In: *Settlement Dynamics of the Middle Palaeolithic and Middle Stone Age*, (eds.) N. Conard & A. Delagnes, pp. 1-29. Kerns verlag.
- Lebegue, F. & Meignen, L. (2014) Quina ou pas ? Révision techno-économique d'un site moustérien charentien en Languedoc oriental : la grotte de la Roquette à Conqueyrac (Gard, France). *Bulletin de la Société préhistorique française* 111, 603-630. doi:10.3406/bspf.2014.14459.
- Lebel, S. & Trinkaus, E. (2002a) Middle Pleistocene human remains from the Bau de l'Aubesier. *Journal of Human Evolution* 43, 659-685. doi:10.1006/jhev.2002.0598.
- Lebel, S., Trinkaus, E., Faure, M., Fernandez, P., Guérin, C., Richter, D., Mercier, N., Valladas, H. & Wagner, G. A. (2001) Comparative morphology and paleobiology of Middle Pleistocene human remains from the Bau de l'Aubesier, Vaucluse, France. *PNAS* 98, 11097-11102.
- Lebourgeois, F. & Merian, P. (2010) *Principes et méthodes de la dendrochronologie*. Nancy: Laboratoire d'Etude des Ressources FOret-Bois (LERFOB), pp. 89.
- Lebreton, V., Théry-Parisot, I., Bouby, L., Chrzavzez, J., Delhon, C. & Ruas, M.-P. (2017) Archéobotanique et taphonomie. In: *ThaphonomieS*, (ed.) J.-P. Brugal, pp. 291-328. Editions des archives contemporaines.
- Lejay, M. (2018) Approche archéologique et expérimentale des structures de combustion au Paléolithique supérieur ancien. Analyse multiscalaire (micromorphologie et géochimie organique) appliquée aux sites de Régismont-le-Haut et des Bossats. In: *Préhistoire*. Université Toulouse - Jean Jaurès.
- Lemorini, C. (1997) L'organisation du geste des néandertaliens. Analyse fonctionnelle des industries lithiques de Grotta Breuil (Latium, Italie) et de La Combette (Bonnieux, Vaucluse, France). pp. 181. Université de Leiden.
- Lemorini, C. (2000) Reconnaître des tactiques d'exploitation du milieu au Paléolithique moyen. La contribution de l'analyse fonctionnelle. *BAR Int. Series* 858, 142.
- Lenoble, A. (2005) *Ruissellement et formation des sites préhistoriques. Référentiel actualiste et exemples d'application au fossile*. British Archaeological Reports (BAR), pp. 216.
- Lenoble, A., Bertran, P., Beauval, C., Laroulandie, V., Boulogne, S., Costamagno, S., Lacrampe-Cuyaubère, F., Mourre, V., Onézime, O., Thiébault, S. & Texier, J.-P. (2008) Études de taphonomie archéologique en milieu périglaciaire actuel : le Projet Gavarnie. *ArcheoSciences* 32, 7-13.

- Leonelli, G., Pelfini, M., Panseri, S., Battipaglia, G., Vezzola, L. & Giorgi, A. (2014) Tree-ring stable isotopes, growth disturbances and needles volatile organic compounds as environmental stress indicators at the debris covered Miage glacier (Monte Bianco Massif, European Alps). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 37, 101-111. doi:10.4461/GFDQ.2014.37.09.
- Leroi-Gourhan, A. (1997) Chauds et froids de 60000 à 15000 BP. *Bulletin de la Société préhistorique française* 94, 151-160. doi:https://doi.org/10.3406/bspf.1997.10867.
- Leroi-Gourhan, A. & Leroi-Gourhan, A. (1964) Chronologie des Grottes d'Arcy-sur-Cure (Yonne). *Gallia-Préhistoire* 7, 1-64.
- Leroi-Gourhan, A. & Renault-Miskovsky, J. (1977) La palynologie appliquée à l'Archéologie. Méthodes, limites et résultats (Supplément au Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire ; 47). In: *Approche écologique de l'Homme fossile*. Paris: Université Pierre & Marie Curie - Laboratoire de Géologie I.
- Leuschner, H. H., Saas-Klassen, U., Jansma, E., Baillie, M. G. L. & Spurk, M. (2002) Subfossil European bog oaks: population dynamics and long-term growth depressions as indicators of changes in the Holocene hydro-regime and climate. *The Holocene* 12, 695-706.
- Lin, B., Liu, R. & An, Z. (1991) Preliminary research on stable isotopic compositions of Chinese loess. In: *Loess, Environment and Global Change*, (ed.) L. Tungsheng, pp. 124-131. Beijing, China: Science Press.
- Linderholm, H. W. (2002) Twentieth-century Scots Pine Growth Variations in the Central Scandinavian Mountains Related to Climate Change. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 34, 440-449.
- Linderholm, H. W., Moberg, A. & Grudd, H. (2002) Peatland pines as climate indicators? A regional comparison of the climatic influence on Scots pine growth in Sweden. *Can. J. For. Res.* 32, 1400-1410.
- Liu, X., An, W., Leavitt, S. W., Wang, W., Xu, G., Zeng, X. & Qin, D. (2014) Recent strengthening of correlations between tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in mesic western China: Implications to climatic reconstruction and physiological responses. *Global and Planetary Change* 113, 29-33. doi:10.1016/j.gloplacha.2013.12.005.
- Liu, Y., Ma, L., Leavitt, S. W., Cai, Q. & Liu, W. (2004) Seasonal precipitation reconstruction from tree-ring stable carbon isotopes at Mt. Helan, China, since AD 1804. *Glob Planet Change* 41, 229-239.
- Liu, Y., Wu, X., Leavitt, S. W. & Hughes, M. K. (1996) Stable carbon isotope in tree rings from Huangling, China and climatic variation. *Science in China D* 39, 152-161.
- Loader, N. J., McCarroll, D., Gagen, M. H., Robertson, I. & Jalkanen, R. (2007) Extracting climate information from stable isotopes in tree rings. In: *Isotopes as Indicators of Ecological Change*, (eds.) T. Dawson & R. Siegwolf, pp. 27-48. Elsevier.

- Loader, N. J., Robertson, I., Barker, A. C., Switsur, V. R. & Waterhouse, J. S. (1997) An improved technique for the batch processing of small whole wood samples to α -cellulose. *Chemical Geology* 136, 313-317.
- Loader, N. J., Robertson, I. & McCarroll, D. (2003) Comparison of stable carbon isotope ratios in the whole wood, cellulose and lignin of oak tree-rings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 196, 395-407. doi:10.1016/S0031-0182(03)00466-8.
- Loader, N. J., Young, G. H. F., McCarroll, D. & Wilson, R. J. S. (2013) Quantifying uncertainty in isotope dendroclimatology. *The Holocene*, 1-6. doi:10.1177/0959683613486945.
- Locht, J.-L. & Depaepe, P. (2015) Le Paléolithique moyen récent en France septentrionale. In: *Les plaines du Nord-Ouest, carrefour de l'Europe au Paléolithique moyen ?*, (eds.) P. Depaepe, É. Goual, H. Khoeler & J.-L. Locht, pp. 61-74. Mémoires de la société préhistorique française, 47.
- López-Sáez, J. A., Texier, P.-J. & Bui-Thi, M. (1998) Paléoenvironnement durant le Pléistocène supérieur en Vaucluse: analyse palynologique des couches inférieures de l'abri de La Combette (Bonnieux, Vaucluse, France). *Trabajos de Prehistoria* 552, 151-162.
- Lorblanchet, M. (2014) Au sujet de l'article de J. Comber et G. Jouve et de la datation de la grotte Chauvet. *L'anthropologie* 118, 152-158. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.anthro.2014.03.002.
- Lorius, C., Jouzel, J. & Ritz, C. (1985) A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature* 316, 591-596.
- Luckman, B. & Wilson, R. (2005) Summer temperatures in the Canadian Rockies during the last millennium: a revised record. *Climate Dynamics* 24, 131-144.
- Ludemann, T. & Nelle, O. (2015) *Proceedings 6th International Anthracology Meeting : Local to global significance of charcoal science*. Freiburg, Germany: Quaternary International Special Issue.
- Lundström, T., Stoffel, M. & Stöckli, V. (2008) Fresh-stem bending of fir and spruce. *Tree Physiol.* 28, 355-366.
- Lynch, J. A., Clark, J. S. & Stocks, B. J. (2004) Charcoal production, dispersal, and deposition from the Fort Providence experimental fire: interpreting fire regimes from charcoal records in boreal forests. *Can. J. For. Res.* 34, 1642-1656. doi:10.1139/X04-071.
- Magny, M., Begeot, C., Guiot, J., Marguet, A. & Billaud, Y. (2003) Reconstruction and palaeoclimatic interpretation of mid-Holocene vegetation and lake-level changes at Saint-Jorioz, Lake Annecy, French Pre-Alps. *The Holocene* 13, 265-275.
- Magny, M., de Beaulieu, J.-L., Drescher-Schneider, R., Vanniere, B., Walter-Simonnet, A.-V., Millet, L., Bossuet, G. & Peyron, O. (2006) Climatic oscillations in central Italy during the Last Glacial-Holocene transition: the record from Lake Accesa. *J. Quaternary Sci* 21, 311-320.
- Magri, D. (1999) Late Quaternary vegetation history at Lagaccione near Lago di Bolsena (central Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology* 106, 171-208.

- Magri, D. & Sadori, L. (1999) Late Pleistocene and Holocene pollen stratigraphy at Lago di Vico, central Italy. *Veget Hist Archaeobot* 8, 247-260.
- March, R.J. (1992) L'utilisation du bois dans les foyers préhistoriques une approche expérimentale. *Bull. Soc. bot. Fr.* 139, 245-253.
- Marchal, F., Monchot, H., Coussot, C., Desclaux, E., Deschamp, P., Thiébaud, C., Bahain, J.-J., Falguères, C. & Dolo, J.-M. (2009) Neandertals paleoenvironment in Western Provence: The contribution of Les Auzières 2 (Méthamis, Vaucluse, France). *Comptes Rendus Palevol* 8, 493-502.
- Marguerie, D., Bernard, V., Bégin, Y. & Terral, J.-F. (2010) Chapitre 11 : Anthracologie et dendrologie. In: *La dendroécologie : principes, méthodes et applications*, (eds.) S. Payette & L. Filion, pp. 311-350. Québec: Presses de l'Université Laval.
- Marguerie, D. & Hunot, J.-Y. (2007) Charcoal analysis and dendrology: data from archaeological sites in north-western France. *Journal of Archaeological Science* 34, 1417-1433. doi:10.1016/j.jas.2006.10.032.
- Marino, B. D. & DeNiro, M. J. (1987) Isotope analysis of archaeobotanicals to reconstruct past climates : effects of activities associated with food preparation on carbon, hydrogen and oxygen isotope ratios of plant cellulose. *J Archaeol Sci* 14, 537-548.
- Marquet, J.-C. (1989) Paléoenvironnement et chronologie des sites du domaine atlantique français d'âge Pléistocène moyen et supérieur d'après l'étude des rongeurs. pp. 637. Dijon: Université de Bourgogne.
- Marquet, J.-C. (1993) Le climat et l'environnement d'après l'étude des rongeurs dans l'abri des Canalettes. In: *L'abri des Canalettes. Un habitat moustérien sur les grands Causses (Nant, Aveyron). Fouilles 1980-1986*, (ed.) L. Meignen, pp. 71-76. CNRS, Monographie du CRA.
- Marquet, J.-C. (1995) Etude préliminaire des rongeurs de la couche 4, quelques éléments de réflexion. In: *L'abri moustérien des Canalettes (Nant, Aveyron), Rapport Tri-annuel 1993-1995*, (ed.) L. Meignen.
- Marshall, J. D. & Monserud, R. A. (1996) Homeostatic gas-exchange parameters inferred from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in tree rings of conifers. *Oecologia* 105, 13-21.
- Marzin, S. (2015) L'exploitation et la diffusion de matériaux volcaniques au Paléolithique moyen. L'exemple de la rhyolite du Massif de l'Esterel (Var, France). pp. 103. Université Nice Sophia Antipolis.
- Marzin, S., Purdue, L., Tomasso, A. & Porraz, G. (2016) La Chapelle Sainte-Pétronille (Bargème, France), témoin d'une apparition moustérienne dans les préalpes nord-varoises. *Bull. Mus. Anthropol. préhist. Monaco* 56, 5-20.
- Masi, A., Sadori, L., Baneschi, I., Siani, A. M. & Zanchetta, G. (2013) Stable isotope analysis of archaeological oak charcoal from eastern Anatolia as a marker of mid-Holocene climate change. *Plant Biology* 15, 83-92. doi:10.1111/j.1438-8677.2012.00669.x.

- Matías, L., Castro, J., Villar-Salvador, P., Quero, J. & Jump, A. S. (2016) Differential impact of hotter drought on seedling performance of five ecologically distinct pine species. *Plant Ecology*. doi:10.1007/s11258-016-0677-7.
- Mattheck, C. (1993) *Design in der Natur: Der Baum als Lehrmeister*. Rombach Wissenschaft, Reihe Ökologie, pp. 242.
- Maury, J. (1967) *Les étapes du peuplement sur les grands Causses*. Millau: édition du Beffroi, pp. 477.
- Mazany, T., Lerman, J. C. & Long, A. (1980) Carbon-13 in tree-ring cellulose as an indicator of past climates. *Nature* 287, 432-435.
- McCarroll, D., Gagen, M. H., Loader, N. J., Robertson, I., Anchukaitis, K. J., Los, S., Young, G. H. F., Jalkanen, R., Kirchhefer, A. & John, S. W. (2009) Correction of tree ring stable carbon isotope chronologies for changes in the carbon dioxide content of the atmosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 1539-1547. doi:10.1016/j.gca.2008.11.041.
- McCarroll, D. & Loader, N. J. (2004) Stable isotopes in tree rings. *Quaternary Science Reviews* 23, 771-801. doi:10.1016/j.quascirev.2003.06.017.
- McCarroll, D. & Pawellek, F. (1998) Stable carbon isotope ratios of latewood cellulose in *Pinus sylvestris* from northern Finland: variability and signal-strength. *The Holocene* 8, 675–684.
- McCarroll, D. & Pawellek, F. (2001) Stable carbon isotope ratios of *Pinus sylvestris* from northern Finland and the potential for extraction a climate signal from long Fennoscandian chronologies. *The Holocene* 11, 517–526.
- McKenzie, S. M., Slater, G., Kim, S.-T., Pisaric, M. F. J. & Arain, M. A. (2018) Influence of seasonal temperature on tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ in different-aged temperate pine forests. *Forest Ecology and Management* 419-420, 197-205.
- McParland, L. C., Collinson, M. E., Scott, A. C. & Campbell, G. (2009) The use of reflectance values for the interpretation of natural and anthropogenic charcoal assemblages. *Archaeol Anthropol Sci* 1, 249-261. doi:10.1007/s12520-009-0018-z.
- Meignen, L. (1976) Le site moustérien charentien de Ioton (Beaucaire-Gard). Etude sédimentologique et archéologique. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 13, 3-17. doi:https://doi.org/10.3406/quate.1976.1272.
- Meignen, L. (1993a) *L'abri des Canalettes. Un habitat moustérien sur les grands Causses (Nant, Aveyron). Fouilles 1980-1986, Volume 10*. CNRS, Monographie du CRA, pp. 359.
- Meignen, L. (1993b) Les industries lithiques de l'abri des Canalettes : couche 2. In: *L'abri des Canalettes. Un habitat moustérien sur les grands Causses (Nant, Aveyron). Fouilles 1980-1986*, (ed.) L. Meignen, pp. 239-328. CNRS, Monographie du CRA.
- Meignen, L. (1995) *L'abri moustérien des Canalettes (Nant, Aveyron), Rapport Tri-annuel 1993-1995*.
- Meignen, L. (1996) Persistance des traditions techniques dans l'Abri des Canalettes (Nant-Aveyron). *Quaternaria Nova* VI, 449-464.

- Meignen, L. & Brugal, J.-P. (1993) L'occupation moustérienne dans l'abri des Canalettes. In: *L'abri des Canalettes. Un habitat moustérien sur les grands Causses (Nant, Aveyron). Fouilles 1980-1986*, (ed.) L. Meignen, pp. 329-346. CNRS, Monographie du CRA.
- Meignen, L., Brugal, J.-P., Théry-Parisot, I. & Marquet, J. C. (2001) Territorial exploitation, technical traditions and environment in a mid-altitude context: The Canalettes Rockshelter (Grands Causses, France). In: *Settlement dynamics of the Middle Paleolithic and Middle Stone age*, (ed.) N. J. Conard, pp. 463-483. Tübingen: kerns Verlag.
- Mensan, R. & Teyssandier, N. (2017) Intégration de l'analyse morphosédimentaire aux profils stratigraphiques relevés dans le secteur de la fouille paléolithique: implications archéologiques et objectifs 2018. In: *La Baume d'Oulen (Le Garn-Gard - Labastide-de-Virac-Ardèche). Fouille programmée annuelle 2017, document final de synthèse*, (eds.) N. Teyssandier, R. Furestier, C. Gilabert & P. Guillermin, pp. 151-169. Service Régional de l'Archéologie - Occitane.
- Meyers, P. A. (1994) Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)* 114, 289-302.
- Michelot, A. (2011) Croissance et $\delta^{13}\text{C}$ des cernes de trois essence forestières tempérées (*Fagus sylvatica*, *Quercus petraea* et *Pinus sylvestris*) face aux variations climatiques à l'échelle intrannuelle et saisonnière. Paris: Université Paris-sud 11.
- Miskovsky, J.-C. (1972) La grotte de l'Hortus. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 9, 217-218.
- Miskovsky, J.-C. (1974) *Le Quaternaire du Midi méditerranéen*. Marseille: Université de Provence, Laboratoire de Paléontologie humaine et Préhistoire, pp. 332.
- Mocci, F., Walsh, K., Richer, S., Court-Picon, M., Talon, B., Tzortzis, S., Palet Martinez, J. M., Bressy, C., de Beaulieu, J. L., Dumas, C., Edouard, J.-L. & Py, V. (2008) Archéologie et paléoenvironnement dans les Alpes méridionales françaises, Hauts massifs de l'Argentiérois, du Champsaur et de l'Ubaye, Hautes-Alpes et Alpes-de-Haute-Provence, Néolithique final -début de l'Antiquité. *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie* numéro 6, Du climat à l'homme, dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes, 253-272. doi:<https://doi.org/10.3406/edyte.2008.1044>.
- Moigne, A.-M. & Binder, D. (2002) Les mouvements altitudinaux des animaux dans les Alpes du Sud au début de l'Holocène. In: *Mouvements ou déplacements de populations animales en Méditerranée au cours de l'Holocène. Séminaire de recherche du thème 15. Archéologie de l'Animal, (UMR 154 - CNRS) Lattes-Montpellier (France), 29 Septembre 2000*, (ed.) A. Gardeisen. BAR International Series 1017.
- Moine, O., Antoine, P., Deschodt, L. & Sellier-Segard, N. (2011) Enregistrements malacologiques à haute résolution dans les loess et les gleys de toundra du pléniglaciaire weichselien supérieur : premiers exemples du nord de la France. *Quaternaire* 22, 307-325.

- Moles, V. & Boutié, P. (2009) Contribution à la reconnaissance d'une microproduction au Paléolithique moyen : les industries de la grotte des Ramandils (Port-La Nouvelle, Aude, France). *L'anthropologie* 113, 356-380. doi:10.1016/j.anthro.2009.04.002.
- Mologni, C. (2017) Activités humaines et changements environnementaux dans le site néandertalien de la Combette: une approche micromorphologique et sédimentologique (Bonnieux, Vaucluse, France). In: *UFR Sciences de la Terre et de l'Environnement*, pp. 99. Nice Côte d'Azur.
- Mologni, C. & Purdue, L. (2017) Description archéologique : Notes sur les successions stratigraphiques. In: *La Baume de Monthiver (Commune de Comps-sur-Artuby, Var). Rapport de sondage*, (eds.) G. Porraz, L. Purdue & A. Tomasso, pp. 32-40. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.
- Mologni, C., Purdue, L., Audiard, B., Dubar, M., Kreutzer, S., Brochier, J. E. & Texier, J.-P. (*en préparation*) Pedo-sedimentary formation processes and climate change during the MIS5-MIS4 transition in western Provence region: 'La Combette' rockshelter sequence reinvestigation (France).
- Momot, J. (1955) Méthode pour l'étude de charbons de bois. *Bulletin de la Société préhistorique française* 52, 141-142.
- Moncel, M.-H. (1996) L'industrie lithique du Paléolithique moyen de l'abri du Maras (Ardèche). *Gallia Préhistoire* 38, 1-41. doi:https://doi.org/10.3406/galip.1996.2143.
- Moncel, M.-H. (1998) Les niveaux moustériens de la grotte de Saint-Marcel (Ardèche) : Fouilles René Gilles. Reconnaissance de niveaux à débitage discoïde dans la vallée du Rhône. *Bulletin de la Société préhistorique française* 95, 141-170.
- Moncel, M.-H. (2001) Le Moustérien de type Quina de la grotte du Figuier (Ardèche): Fouilles P. et A. Huchard et R. Gilles - Des occupations en grotte de courtes durées pour une exploitation locale de l'environnement ?. *Bulletin de la Société préhistorique française* 98, 593-614.
- Moncel, M.-H. (2005) Baume Flandin et Abri du Maras : deux exemples de débitage laminaire du début du Pléistocène supérieur dans la Vallée du Rhône (sud-est, France). *L'anthropologie* 109, 451-480. doi:10.1016/j.anthro.2005.06.002.
- Moncel, M.-H. (2007) Les sites à débitage de type discoïde. Comportements techniques, territoires et mobilité dans la moyenne vallée du Rhône du Pléistocène moyen au début du Pléistocène supérieur. In: *Annales d'Université „Valahia” Târgoviște, Section d'Archéologie et d'Histoire*, pp. 18-48.
- Moncel, M.-H. (2010) L'Abri des Pêcheurs (Ardèche, sud-est France). Des occupations néandertaliennes dans une «grotte en forme de fissure ». *Annales d'Université Valahia Targoviste, Section d'Archéologie et d'Histoire* XII, 7-21.
- Moncel, M.-H., Brugal, J.-P., Prucca, A. & Lhomme, G. (2008a) Mixed occupation during the Middle Palaeolithic: Case study of a small pit-cave-site of Les Pêcheurs (Ardèche, south-eastern France). *Journal of Anthropological Archaeology* 27, 382-398. doi:10.1016/j.jaa.2008.03.005.

- Moncel, M.-H., Chacón, M. G., La Porta, A., Fernandes, P., Hardy, B. & Gallotti, R. (2014) Fragmented reduction processes: Middle Palaeolithic technical behaviour in the Abri du Maras shelter, southeastern France. *Quaternary International* 350, 180-204. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.013.
- Moncel, M.-H., Crégut-Bonnoure, É., Daujeard, C., Larigot, A.-S., Lebon, M., Puaud, S., Boulbes, N. & Croizet, S. (2008b) Le site de la baume Flandin (commune d'Orgnac-l'Aven) : nouvelles données sur ce gisement du Paléolithique moyen. *Comptes Rendus Palevol* 7, 315-325.
- Moncel, M.-H. & Daujeard, C. (2012) The variability of the Middle Palaeolithic on the right bank of the Middle Rhône Valley (southeast France): Technical traditions or functional choices? *Quaternary International* 247, 103-124. doi:10.1016/j.quaint.2010.10.030.
- Moncel, M.-H., Daujeard, C., Crégut-Bonnoure, É., Boulbes, N., Puaud, S., Debard, É., Bailon, S., Desclaux, E., Escude, É., Roger, T. & Dubard, M. (2010) Nouvelles données sur les occupations humaines du début du Pléistocène supérieur de la moyenne vallée du Rhône (France). Les sites de l'Abri des Pêcheurs, de la Baume Flandin, de l'Abri du Maras et de la Grotte du Figuier (Ardèche). *Quaternaire* 21, 389-415.
- Moncel, M.-H., Daujeard, C., Crégut-Bonnoure, É., Fernandez, P., Faure, M. & Guérin, C. (2004) L'occupation de la grotte de Saint-Marcel (Ardèche, France) au Paléolithique moyen : stratégie d'exploitation de l'environnement et type d'occupation de la grotte. L'exemple des couches i, j et j'. *Bulletin de la Société préhistorique française* 101, 257-304. doi:10.3406/bspf.2004.12993.
- Moncel, M.-H. & Lhomme, G. (2007) Les assemblages lithiques des niveaux du Paléolithique moyen de l'Abri des Pêcheurs (Ardèche, Sud-Est de la France). Des occupations néandertaliennes récurrentes dans un « fossé ». *L'anthropologie* 111, 211-253. doi:10.1016/j.anthro.2007.05.001.
- Moncel, M.-H., Puaud, S., Daujeard, C., Lartigot-Campin, A.-S., Millet, J.-J., Theodoropoulou, A., Crégut-Bonnoure, É., Gély, B., Vercoutere, C., Desclaux, E., Roger, T. & Bourges, F. (2012) La Grotte du Figuier (Saint-Martin-d'Ardèche) : Bilan des travaux récents sur un site du Paléolithique moyen et supérieur de la moyenne vallée du Rhône (Sud-Est de la France). *Bulletin de la Société préhistorique française* 109, 35-67.
- Monchot, H., Marchal, F., Cauche, D., Desclaux, E. & Livache, M. (2000) Un probable repaire de hyènes du début du Würm. Les Auzières, Méthamis (Vaucuse). *BAP* 28, 77-84.
- Monney, J. (2011) *Projet Datation Grottes Ornées – Grotte aux Points (Aiguèze). Rapport d'activité*. Montpellier: SRA Languedoc-Roussillon, pp. 130.
- Monney, J. (2012) Et si d'un paysage l'on contait passé. Tissu de sens et grottes ornées le long des gorges de l'Ardèche. *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie* 13, 21-42.
- Monney, J. (2014) *Projet Datation Grottes Ornées – Grotte aux Points (Aiguèze). Rapport triennal 2012-2014*. Montpellier: SRA Languedoc-Roussillon, pp. 193.

- Monney, J. (2017) *Projet Datation Grottes Ornées – Grotte aux Points (Aiguèze). Rapport triennal 2015-2017*. Montpellier: SRA Occitanie, pp. 301.
- Monney, J. (2018a) L'art pariétal paléolithique de la grotte aux Points d'Aiguèze : définition d'un dispositif pariétal singulier et discussion de ses implications. *Karstologia* 72, 45-60.
- Monney, J. (2018b) La Grotte aux Points d'Aiguèze, petite soeur de la grotte Chauvet, et les recherches menées dans le cadre du projet "Datation Grottes Ornées. *Karstologia* 72, 1-10.
- Monney, J. (2018c) *Projet Datation Grottes Ornées – Grotte aux Points (Aiguèze). Rapport d'activité 2018*. Montpellier: SRA Occitanie, pp. 301.
- Monney, J. (2019) *Projet Datation Grottes Ornées – Grotte aux Points (Aiguèze). Rapport d'activité 2019*. Montpellier: SRA Occitanie, pp. 301.
- Monney, J., Barbarand, J., Pons-Branchu, E. & Valladas, H. (2019) Datation U/TH et 14C AMS de concrétions. In: *Projet Datation Grottes Ornées – Grotte aux Points (Aiguèze). Rapport d'activité 2019*, (ed.) J. Monney, pp. 93-105. Montpellier: SRA Occitanie.
- Monney, J., Combier, J., Kaltnecker, E., lateur, N., Moreau, C., Stocchetti, S. & Valladas, H. (2014) Nouveaux éléments de discussion chronologique dans le paysage des grottes ornées de l'Ardèche : Oulen, Chabot et Tête-du-Lion. In: *Les arts de la Préhistoire : micro-analyses, mises en contextes et conservation. Actes du colloque « Micro-analyses et datations de l'art préhistorique dans son contexte archéologique », MADAPCA - Paris, 16-18 novembre 2011*, (ed.) P. Pallet. PALEO.
- Monney, J. & Jaillet, S. (2019) Fréquentations humaines, ornementation pariétale et processus naturels : mise en place d'un cadre chronologique pour la grotte aux Points d'Aiguèze. *Karstologia* 73, 49-62.
- Montoya, C. (2004) Les traditions techniques lithiques à l'Épigravettien : analyse de séries entre Alpes et Méditerranée. Aix-en-Provence: Université de Provence.
- Morecroft, M. D. & Woodward, F. I. (1990) Experimental investigation on the environmental determination of $\delta^{13}\text{C}$ at different altitudes. *J Exp Bot* 41, 1303-1308.
- Morecroft, M. D. & Woodward, F. I. (1996) Experiments on the causes of altitudinal differences in the leaf nutrient contents, size and $\delta^{13}\text{C}$ of *Alchemilla alpina*. *New Phytologist* 134, 471-479.
- Mouli, M. F. (1904) L'abri moustérien du Bau de l'Aubesier (Vaucluse). *Bulletin de la Société préhistorique de France* 1, 14-20. doi:<https://doi.org/10.3406/bspf.1904.11230>.
- Mourre, V. (2003) Discoïde ou pas Discoïde ? Réflexions sur la pertinence des critères techniques définissant le débitage Discoïde. In: *Discoïd Lithic Technology. Implications and advances*, (ed.) M. Peresani, pp. 1-18. Oxford: BAR International Series.
- Moussous, A. (2013) Approche biostratigraphique et évolution des paléoenvironnements au cours du Pléistocène supérieur, d'après l'étude des grands mammifères des grottes de Balzi Rossi (Ligurie, Italie). In: *Préhistoire*, pp. 569. Perpignan: Université de Perpignan Via Domitia.
- Müller, U., Klotz, S., Geyh, M., Pross, J. & Bond, G. (2005) Cyclic climate fluctuations during the last interglacial in central Europe. *Geology* 33, 449-452. doi:10.1130/G21321.1.

- Müller, U., Pross, P. & Bibus, E. (2003) Vegetation response to rapid climate change in Central Europe during the past 140,000 yr based on evidence from the Füramoos pollen record. *Quaternary Research* 59, 235-245.
- Nathan, R. P. & Mauz, B. (2008) On the dose-rate estimate of carbonate-rich sediments for trapped charge dating. *Radiation Measurements* 43, 14-25. doi:10.1016/j.radmeas.2007.12.012.
- Naudinot, N., Tomasso, A., Messenger, E., Finsinger, W., Ruffaldi, P. & Langlais, M. (2017) Between Atlantic and Mediterranean: Changes in technology during the Late Glacial in Western Europe and the climate hypothesis. *Quaternary International* 428, 33-49.
- Neale, D. B. & Wheeler, N. C. (2019) Adaptive genetic variation. In: *The conifers: genomes, variation and evolution*, (eds.) D. B. Neale & N. C. Wheeler, pp. 225-254. New York: NY, USA: Springer Science & Business Media.
- Negrino, F. & Starnini, E. (2003) Patterns of lithic raw material exploitation in Liguria from the Palaeolithic to the copper age. In: *Les matières premières lithiques en Préhistoire – Table Ronde internationale, Aurillac, 20-22 juin 2002*, pp. 235-243. Préhistoire du Sud-ouest.
- Nguyen-Queyrens, A., Ferhi, A., Loustau, D. & Guehl, J.-M. (1998) Within-ring $\delta^{13}\text{C}$ spatial variability and interannual variations in wood cellulose of two contrasting provenances of *Pinus pinaster*. *Can J For Res* 28, 766-773.
- Nicol-Pichard, S. & Dubard, M. (1998) Reconstruction of Late-glacial and Holocene environments in southeast France based on the study of a 66-m long core from Biot, Alpes Maritimes. *Veget Hist Archaeobot* 7, 11-15.
- O'Leary, M. H. (1981) Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry* 20, 553-567.
- Ohlemiller, T. J. (1985) Modeling of smoldering combustion propagation. *Prog. Energy Combust. Sci.* 11, 277-310.
- Olive, M. (1997) Foyer domestique ou foyer annexe. les modes d'occupation de l'espace des Magadaléniens d'Étiolles. *Gallia Préhistoire* 39, 85-107.
- Ollivier, V., Guendon, J.-L., Ali, A., Roiron, P. & Ambert, P. (2006) Évolution postglaciaire des environnements travertineux provençaux et aplins : nouveau cadre chronologique, faciès et dynamiques morphosédimentaires. *Quaternaire* 17, 51-67.
- Ollivier, V., Magnin, F., Guendon, J.-L. & Miramont, C. (2014) Regards sur les dynamiques paysagères du Pléistocène Supérieur du Luberon et de Basse Provence (SIM 3 et SIM 2, France). *Quaternaire* 25, 91-111.
- Onoradini, G., Bertrand, M., Cinzia, J. & Irène, B. (1997) Les occupations humaines de la grotte de l'Adaouste (Jouques, Bouches-du-Rhône). *Quaternaire* 8, 175-187.
- Onoradini, G., Dal-Pra, G., Defleur, A., Crégut-Bonnoure, É. & Magnin, F. (1995) Découverte d'une aire de décapage de *Mammuthus primigenius* dans la moyenne vallée du Rhône. Le site des Lèches à Soyons, Ardèche (France). *C. R. Acad.Sci. Paris* 321, 441-446.

- Onoratini, G., Simon, P. & Negrino, F. (2007) Aires d'approvisionnement en roches siliceuses au Paléolithique supérieur en Provence orientale : le site noaillien du Gratadis. *Bulletin du Musée d'Anthropologie préhistorique de Monaco* 48, 59-72.
- Ozenda, P. & Borel, J.-L. (2000) An ecological map of Europe: why and how? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series III - Sciences de la Vie* 323, 983-994.
- Palmer, W. C. (1965) Meteorological drought : Research Paper No.45. pp. 58. Washington, DC: Dept. of Commerce Weather Bureau.
- Panek, J. A. (1996) Correlations between stable carbon-isotope abundance and hydraulic conductivity in Douglas-fir across a climate gradient in Oregon, USA. *Tree Physiol.* 16, 747-755.
- Panek, J. A. & Goldstein, A. H. (2001) Response of stomatal conductance to drought in ponderosa pine: implications for carbon and ozone uptake. *Tree Physiology* 21, 3337-3344.
- Panek, J. A. & Waring, R. H. (1997) Stable carbon isotopes as indicators of limitations to forest growth imposed by climate stress. *Ecological Applications* 7, 854-863.
- Paquereau, M.-M. (1977) Quelques types de flores tardi-glaciaires dans le Sud-Ouest de la France. In: *La fin des temps glaciaires en Europe : Chronostratigraphie et écologie des cultures du Paléolithique final ; Bordeaux, C.N.R.S., 24-28 mai 1977 (Pré-publication du Colloque international du C.N.R.S., n° 271)*, (ed.) D. de Sonneville-Bordes, pp. 39-53 Paris.
- Paradis-Grenouillet, S. & Dufraisse, A. (2018) Deciduous oak/chestnut: Differential shrinkage of wood during charcoalification? Preliminary experimental results and implications for wood diameter study in anthracology. *Quaternary International* 463, 258-267. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.074.
- Passerini, G. (1864) Avanzi vegetali raccolti nella terra delle palafitte e nelle terramare. In: *Le terramare e le palafitte nel Parmense, Atti della Società Italiana di Scienze Naturali*, (eds.) P. Strobel & L. Pignorini, pp. 27-23.
- Patou-Mathis, M. (1993) Etude taphonomique et palethnographique de la faune de l'abri des Canalettes. In: *L'abri des Canalettes. Un habitat moustérien sur les grands Causses (Nant, Aveyron). Fouilles 1980-1986*, pp. 199-238. CNRS, Monographie du CRA,.
- Patsiou, T. S., Shestakova, T. A., Klein, T., di Matteo, G., Sbay, H., Chambel, M. R., Zas, R. & Voltas, J. (2020) Intraspecific responses to climate reveal nonintuitive warming impacts on a widespread thermophilic conifer. *New Phytologist*, 1-16. doi:10.1111/NPH.16656.
- Paul, D., Skrzypek, G. & Fórizs, I. (2007) Normalization of measured stable isotopic compositions to isotope reference scales – a review. *Rapid Communication Mass Spectrometry* 21, 3006-3014. doi:10.1002/rcm.3185.
- Pausata, S. R. & Löfverström, M. (2015) On the enigmatic similarity in Greenland $\delta^{18}\text{O}$ between the Oldest and Younger Dryas. *Geophysical Research Letters* 42, 10,470-410,477. doi:10.1002/2015GL066042.
- Perlès, C. (1977) *Préhistoire du feu*. Paris: Masson, pp. 179.

- Pernaud, J.-M. & Thiébault, S. (2002) L'anthracologie. In: *Géologie de la Préhistoire, méthodes, techniques, applications*, (ed.) J.-C. Miskovsky, pp. 705-715. Paris: Géopré.
- Perrin, A. (2009) Le second Mésolithique d'Europe occidentale : origines et gradient chronologique. *Fondation Fyssen Annales* N°24, 163-178.
- Perrin, A. & Defranould, E. (2016) The Montclus rock shelter (Gard) and the continuity hypothesis between 1st and 2nd Mesolithic in Southern France. *Quaternary International* 423, 230-241. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.046>.
- Petit-Maire, N. (1999) Variabilité naturelle des environnements terrestres : les deux derniers extrêmes climatiques (18 000 + 2 000 et 8 000 + 1 000 ans BP). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des plantes / Earth & Planetary Sciences* 328, 273-279.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.
- Pettitt, P. & Bahn, P. (2003) Current problems in dating Palaeolithic cave art: Candamo and Chauvet. *Antiquity* 77. doi:<https://doi.org/10.1017/S0003598X00061421>.
- Philippe, M., Fourvel, J.-B., Lateur, N., Bruxelles, L. & Monney, J. (2019) Les indices de fréquentation de la grotte aux points par les animaux et notamment par l'ours des cavernes. *Karstologia* 73, 25-32.
- Pini, R., Ravazzi, C. & Donegana, M. (2009) Pollen stratigraphy, vegetation and climate history of the last 215 ka in the Azzano Decimo core (plain of Friuli, northeastern Italy). *Quaternary Science Reviews* 28, 1268-1290.
- Pini, R., Ravazzi, C. & Reimer, P. J. (2010) The vegetation and climate history of the last glacial cycle in a new pollen record from Lake Fimon (southern Alpine foreland, N-Italy). *Quaternary Science Reviews* 29, 3115-3137. doi:10.1016/j.quascirev.2010.06.040.
- Polley, H. W., Johnson, H. B., Marino, B. D. & Mayeux, H. S. (1993) Increase in C3 plant water-use efficiency and biomass over Glacial to present CO2 concentrations. *Nature* 361, 61-64.
- Pomerol, C., Lagabrielle, Y., Renard, M. & Guillot, S. (2011) *Éléments de géologie*. Paris: Dunod.
- Ponel, P. (1995) Rissian, Eemian and Würmian Coleoptera assemblages from La Grande Pile (Vosges, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 114, 1-41.
- Ponel, P., Etlicher, B., de Beaulieu, J. L., Debard, E., Thinon, M., Vasari, A. & Petiot, R. (1991) La fin de la dernière glaciation dans le Cantal (France) : la tourbière de La Taphanel et son environnement. *Quaternaire* 2, 147-163. doi:<https://doi.org/10.3406/quate.1991.1964>.
- Pons, A. (1984a) La paléoécologie face aux variations spatiales du bioclimat méditerranéen, *Bulletin de la Société Botanique de France. Actualités Botaniques* 131, 77-83. doi:10.1080/01811789.1984.10826649.

- Pons, A. (1984b) Les changements de la végétation de la région Méditerranéenne durant le Pliocène et le Quaternaire en relation avec l'histoire du climat et de l'action de l'homme. *Webbia* 38, 427-439. doi:10.1080/00837792.1984.10670316.
- Pons, A., Guiot, J., De Beaulieu, J. L. & Reille, M. (1992) Recent contributions to the climatology of the last glacial-interglacial cycle based on french pollen sequences. *Quaternary Science Reviews* 11, 439-448.
- Ponton, S., Dupouey, J. L., Bréda, N., Feuillat, F., Bodénès, C. & Dreyer, E. (2001) Carbon isotope discrimination and wood anatomy variations in mixed stands of *Quercus robur* and *Quercus petraea*. *Plant Cell Environ.* 24, 861-868.
- Poole, I., Braadbaart, F., Boon, J. J. & Van Bergen, P. F. (2002) Stable carbon isotope changes during artificial charring of propagules. *Organic Geochemistry* 33, 1675-1681.
- Porraz, G. (2002) Les pièces amincies de la Baume des Peyrards (Massif du Luberon, Vaucluse) : analyse des procédés de réalisation. *Préhistoires Méditerranéennes* 10-11, 27-38.
- Porraz, G. (2005) En marge du milieu alpin- Dynamiques de formation des ensembles lithiques et modes d'occupation des territoires au Paléolithique moyen. In: *Préhistoire, Archéologie, Histoire et Civilisations de l'Antiquité et du Moyen-âge*, pp. 388. Aix en Provence: Université de la Méditerranée - Aix-Marseille II.
- Porraz, G. & Negronio, F. (2008) Espace économique et approvisionnement minéral au Paléolithique moyen dans l'aire Liguro-Provençale. *Bulletin du Musée d'Anthropologie préhistorique de Monaco* 1.
- Porraz, G., Purdue, L., Costa, S., Garcin, P., Hoareau, L., Julien, M.-A., Sorin, S. & Tomasso, A. (2016) *Une préhistoire de la moyenne vallée du Jabron. Communes de Comps-sur-Artuby, Trigance, Brenon et Bargème - Var. Rapport de prospection thématique 2016*. DRAC - SRA PACA, pp. 135.
- Porraz, G., Purdue, L., Julien, M.-A., Morain, J. & Szymanek, M. (2019) *Les Condamines-sur-Trigance (Var), un site aval de la moyenne vallée du Jabron*. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur, pp. 63.
- Porraz, G., Purdue, L., Simon, P., Audiard, B., Hoareau, L., Mologni, C., Padovan, M. & Tomasso, A. (2017) *La Baume de Monthiver (Commune de Comps-sur-Artuby, Var)*. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.
- Porraz, G., Simon, P. & Pasquini, A. (2010a) Identité technique et comportements économiques des groupes proto-aurignaciens à la Grotte de l'Observatoire (Principauté de Monaco). *Gallia Préhistoire* 52, 23-59.
- Porraz, G., Simon, P. & Tomasso, A. (2009) *Bilan documentaire sur les formations à silex du Kimméridgien-Portlandien de Provence orientale (Var et Alpes-Maritimes)*. Sophia-Antipolis: SRA PACA, PCR ETICALP.
- Porraz, G., Simon, P. & Tomasso, A. (2010b) *Bilan documentaire sur les formations à silex du Valanginien-Hauterivien de Provence orientale. Matière premières, productions et usages du Paléolithique à l'âge du Bronze ancien.*: PCR ETICALP.

- Porraz, G., Simon, P. & Tomasso, A. (2011) *Bilan documentaire sur les formations détritiques à silex en position secondaire de Provence orientale et de Ligurie occidentale. Matière premières, productions et usages du Paléolithique à l'âge du Bronze ancien*. PCR ETICALP.
- Porraz, G., Tomasso, A., Mologni, C., Audiard, B., Hoareau, L., Julien, M.-A., Padovan, M., Sardelli, G., Simon, P. & Purdue, L. (2018) Fin du Pléistocène et début de l'Holocène dans la vallée du Jabron (Var, France) : les occupations humaines à la Baume de Monthiver. *Bulletin de la Société préhistorique française* 115, 390-393.
- Porraz, G., Tomasso, A. & Purdue, L. (2013) *Les Prés de Laure sur les terrasses de la moyenne vallée du Jabron (Comps-sur-Artuby, Var) : 1^{er} bilan archéologique et géomorphologique sur un nouveau site du Paléolithique supérieur*. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.
- Porraz, G., Tomasso, A. & Purdue, L. (2014) Les Prés-de-Laure, un premier site du Paléolithique supérieur sur les terrasses de la moyenne vallée du Jabron (Var, France). *Bulletin de la Société préhistorique française* 111, 135-138.
- Porraz, G., Tomasso, A., Purdue, L., Naudinot, N. & Simon, P. (2012) *La Préhistoire au sud de l'arc de Castellane (sud des Alpes-de-Haute-Provence, Nord du Var) : bilan détaillé des prospections de juillet 2012*. Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte-D'azur, pp. 232.
- Porté, A. & Loustau, D. (2001) Seasonal and interannual variations in carbon isotope discrimination in a maritime pine (*Pinus pinaster*) stand assessed from the isotopic composition of cellulose in annual rings. *Tree Physiol* 21, 861-868.
- Preusser, F., Bahain, J.-J. & Koehler, H. (2017) Discussion sur les nouvelles datations OSL. In: *MUTZIG, Bas-Rhin. Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport intermédiaire de la campagne triennale 2017-2019. Années 2017*, (eds.) H. Koehler & F. Wegmüller, pp. 85. Sélestat: Archéologie Alsace.
- Priault, P., Wegener, F. & Werner, C. (2009) Pronounced differences in diurnal variation of carbon isotope composition of leaf respired CO₂ among functional groups. *New Phytologist* 181, 400-412. doi:10.1111/j.1469-8137.2008.02665.x.
- Purdue, L. (2019) Les archives environnementales : Analyse micromorphologique. In: *Les Prés de Laure à Comps sur Artuby (Var). Campagne programmée 2017-2019. Rapport final d'opération triennale*, (eds.) A. Tomasso, L. Purdue & G. Porraz, pp. 41-42. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.
- Purdue, L. & Costa, S. (2016) Remise en contexte des dynamiques hydro-géomorphologiques dans la vallée du Jabron. In: *Les Prés de Laure à Comps sur Artuby (Var) : Un site du Paléolithique supérieur dans la moyenne vallée du Jabron. Rapport triennal.*, (eds.) A. Tomasso, G. Porraz & L. Purdue, pp. 125-131. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.

- Pyle, L. A., Hockaday, W. C., Boutton, T., Zygourakis, K., Kinney, T. J. & Masiello, C. A. (2015) Chemical and Isotopic Thresholds in Charring: Implications for the Interpretation of Charcoal Mass and Isotopic. *Data. Environ. Sci. Technol.* 49, 14057-14064. doi:10.1021/acs.est.5b03087.
- Qazi, M. & Stoetzel, E. (2019) Étude des microvertébrés de la couche de transition 7C2/7D : Implications taphonomiques et paléoenvironnementales. In: *MUTZIG, Bas-Rhin. Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport de fouilles programmées de la Campagne Triennale 2017-2019*, (eds.) H. Koehler & F. Wegmüller, pp. 179-182. Sélestat: Archéologie Alsace.
- Quezel, P. & Medail, F. (2003) Écologie et biogéographie des forêts du bassin méditerranéen. Paris: Editions scientifiques Elsevier, Collection environnement, pp. 571.
- Quiles, A., Valladas, H., Bocherens, H., Delqué-Količ, E., Kaltnecker, E., Van der Plicht, J., Delannoy, J.-J., Fergulio, V., Fritz, C., Monney, J., Philippe, M., Tosello, G., Clottes, J. & Geneste, J.-M. (2016) A high-precision chronological model for the decorated Upper Paleolithic cave of Chauvet-Pont d'Arc, Ardèche, France. *PNAS* 113, 4670-4675. doi:10.1073/pnas.1523158113.
- Quiles, A., Valladas, H., Geneste, J.-M., Clottes, J., Baffier, D., Berthier, B., Brock, F., Bronk Ramsey, C., Delqué-Količ, E., Dumoulin, J.-P., Hajdas, I., Hippe, K., Hodgins, G. W. L., Hogg, A., Jull, A. J. T., Kaltnecker, E., Martino, M., Oberlin, C., Petchey, F., Steier, P., Synal, H.-A., van der Plicht, J., Wild, E. M. & Zazzo, A. (2014) Second radiocarbon intercomparaison program for the Chauvet-Pont d'Arc cave, Ardèche, France. *Radiocarbon* 56.
- Raffalli-Delcerce, G., Masson-Delmotte, V., Dupouey, J.-L., Stievenard, M., Breda, N. & Moisselin, J. (2004) Reconstruction of summer droughts using tree-ring cellulose isotopes: a calibration study with living oaks from Brittany (western France). *Tellus* 56, 160-174.
- Rameau, J. C., Mansion, D. & Dumé, G. (1993) *Flore forestière française. Guide écologique illustré. 2 Montagnes*. Institut pour le développement forestier.
- Ramesh, R., Bhattacharya, S. K. & Gopalan, K. (1985) Dendrochronological implications of isotope coherence in trees from Kashmir Valley, India. *Nature* 317, 802-804.
- Ramluckan, K., Moodley, K. G. & Bux, F. (2014) An evaluation of the efficacy of using selected solvents for the extraction of lipids from algal biomass by the soxhlet extraction method. *Fuel* 116, 103-108. doi:10.1016/j.fuel.2013.07.118.
- Rascher, K. G., Máguas, C. & Werner, C. (2010) On the use of phloem sap $\delta^{13}\text{C}$ as an indicator of canopy carbon discrimination. *Tree Physiol* 30, 1499-1514. doi:0.1093/treephys/tpq092.
- Rasmussen, S. O., Seierstad, I. K., Andersen, K. K., Bigler, M., Dahl-Jensen, D. & Johnsen, S. J. (2008) Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimatic implications. *Quaternary Science Reviews* 27, 18-28.
- Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S., Fisher, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W. Z., Lowe, J. J., Pedro, J. B., Popp, T., Seierstad, I. K., Steffensen, J. P., Svensson, A. M., Vallelonga,

- P., Vinther, B. M., Walker, M. J., Wheatley, J. J., Winstrup, M. (2014) A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 106, 14-28.
- Raven, J. A., Handley, L. L. & Wollenweber, B. (2004) Plant nutrition and water use efficiency. In: *Water Use Efficiency in Plant Biology*, (ed.) M. A. Bacon, pp. 171–193. Oxford: Blackwell Publishing.
- Raynal, J. P. & Moncel, M.-H. (2010) Matières et cultures au Paléolithique moyen : un retour sur expérience. In: *Les journées silex de Lyon. Vers une harmonisation méthodologique, Oct 2010, Lyon, France*.
- Raynal, J. P., Moncel, M.-H., Daujeard, C., Fernandes, P., Fiore, I., Tagliacozzo, A., Lecorre-Le Beux, M., Chacon Navarro, G. & Theodoropoulou, A. (2012) Neanderthal land-use and related tool-kits at the MIS 5/4 boundary in the South-East portion of the French Massif Central. In: *Unravelling the Palaeolithic Ten years of research at the Centre for the Archaeology of Human Origins (CAHO, University of Southampton)*, (eds.) K. Ruebens, I. Romanowska & R. Bynoe. BAR International Series 2400.
- Rebmann, T. (2005) Caractérisations pétroarchéologiques, provenances et aires de circulations des industries moustériennes différentes du silex en Région du Rhin Supérieur, entre la Moselle et le Jura. Stations de Mutzig et Nideck (Alsace, France), de Lellig (Luxembourg), et Alle (Canton du Jura, Suisse). pp. 289. Strasbourg: Université Louis Pasteur.
- Rebollo, N.-R., Cohen-Ofri, I., Popvitz-Biro, R., Bar-Yosef, O., Meignen, L., Goldberg, P., Weiner, S. & Boaretto, E. (2008) Structural characterization of charcoal exposed to high and low pH: implications for ¹⁴C sample preparation and charcoal preservation. *Radiocarbon* 50.
- Reille, M. & Beaulieu, J. L. (1988) History of the Würm and Holocene vegetation in western Velay (Massif Central, France): a comparison of pollen analysis from three corings at Lac du Bouchet. *Review of Palaeobotany and Palynology* 54, 233-248.
- Reille, M. & Beaulieu, J. L. (1990) Pollen analysis of a long upper Pleistocene continental sequence in a Velay maar (Massif Central, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80, 35-48.
- Reille, M., Guiot, J. & de Beaulieu, J. L. (1992) The Montaignu event: an abrupt climatic change during the early wurm in Europe. In: *Start of a Glacial*, (eds.) G. J. Kukla & E. Went, pp. 85-95. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- Renard, C. & Beauvais, P.-A. (2017) Diagnostic du matériel lithique du niveau C des fouilles F. Bazile et des carrés E-F 13 de la campagne 2017. In: *La Baume d'Oulen (Le Garn-Gard - Labastide-de-Virac-Ardèche). Fouille programmée annuelle 2017, document final de synthèse*, (eds.) N. Teyssandier, R. Furestier, C. Gilabert & P. Guillermin, pp. 124-143. Service Régional de l'Archéologie - Occitane.

- Renault-Miskovsky, J. (1966) Recherches palynologiques sur les sédiments de gisement moustérien du Bau-de-l'Aubesier (Monieux, Vaucluse). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 3, 217-220. doi:<https://doi.org/10.3406/quate.1966.1039>.
- Renault-Miskovsky, J. (1972) Contribution à la paléoclimatologie du midi méditerranéen pendant la dernière glaciation et le post-glaciaire, d'après l'étude palynologique du remplissage des grottes et abri sous roche. In: *Sciences naturelles*, pp. 495. Paris: Université Paris VI.
- Renault-Miskovsky, J. (1973) Paléoclimatologie du Paléolithique moyen dans le Sud-Est de la France. *The Mediterranean, the Caucasus, Middle and Central Asia*, 112-115.
- Renault-Miskovsky, J. (1976a) La végétation au Pléistocène supérieur et au début de l'Holocène. In: *La Préhistoire Française*, (ed.) H. de Lumley, pp. 496-502.
- Renault-Miskovsky, J. (1976b) La végétation au Pléistocène supérieur et au début de l'Holocène en Languedoc méditerranéen et en Roussillon. In: *La Préhistoire Française, I-1*, (ed.) H. de Lumley, pp. 503-511.
- Renault-Miskovsky, J. (1986) Relations entre les spectres archéo-polliniques du Sud-Est de la France et les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 23, 56-62.
- Renault-Miskovsky, J. & Leroi-Gourhan, A. (1981) Palynologie et archéologie : nouveaux résultats, du Paléolithique supérieur au Mésolithique. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 3-4, 121-128. doi:[10.3406/quate.1981.2093](https://doi.org/10.3406/quate.1981.2093).
- Resco, V., Ferrio, J. P., Carreira, J. A., Calvo, L., Casals, P., Ferrero-Serrano, A., Marcos, E., Moreno, J. M., Ramírezg, D. A., Sebastià, M. T., Valladares, F. & Williams, D. W. (2011) The stable isotope ecology of terrestrial plant succession. *Plant Ecology & Diversity* 4, 117-130.
- Retallack, G. J. (1998) Fossil soils and completeness of the rock and fossil records. In: *The Adequacy of Fossil Record*, (eds.) S. K. Donovan & C. R. C. Paul. John Wiley & Sons Ltd.
- Ricci, M. & RAGAÏE, S.-C. (1973) « Grotte Yves ». *Bulletin du Spéléo-Club Ragaïe*, 19.
- Richard, H., Falguères, C., Pons-Branchu, E., Bahain, J.-J., Voinchet, P., Lebon, M., Valladas, H., Dolo, J.-M., Puaud, S., Rué, M., Daujeard, C., Moncel, M.-H. & Raynal, J. P. (2015) Contribution of ESR/U-series dating to the chronology of late Middle Palaeolithic sites in the middle Rhône valley, southeastern France. *Quaternary Geochronology* 30, 529-534. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2015.06.002>.
- Richter, D., Mercier, N., Valladas, H., Jaubert, J., Texier, P.-J., Brugal, J.-P., Kervazo, B., Reyss, J. L., Joron, J. L. & Wagner, G. A. (2007) Thermoluminescence dating of heated flint from the Mousterian site of Bérigoule, Murs, Vaucluse, France. *Journal of Archaeological Science* 34, 532-539. doi:[10.1016/j.jas.2006.06.006](https://doi.org/10.1016/j.jas.2006.06.006).
- Richter, D. B. (2007) Humanity's transformation of earth's soil: pedology's new frontier. *Soil Science* 172, 957-964.

- Richter, D. B., Markewitz, D., Wells, C. G., Allen, H. L., April, R., Heine, P. R. & Urrego, B. (1994) Soil chemical change during three decades in an old-field loblolly pine (*Pinus taeda* L.) ecosystem. *Ecology* 75, 1463-1473.
- Riehl, S., Bryson, R. & Pustovoytov, K. (2008) Changing growing conditions for crops during the Near Eastern Bronze Age (3000-1200 BC): the stable carbon isotope evidence. *Journal of Archaeological Science* 35, 1011-1022. doi:10.1016/j.jas.2007.07.003.
- Riehl, S., Pustovoytov, K. E., Weippert, H., Klett, S. & Hole, F. (2014) Drought stress variability in ancient Near Eastern agricultural systems evidenced by $\delta^{13}\text{C}$ in barley grain. *PNAS* 111, 12348-12353.
- Rigling, A., Bräker, O., Schneider, G. & Schweingruber, F. H. (2002) Intra-annual tree-ring parameters indicating differences in drought stress of *Pinus sylvestris* forests within the Engadina in the Valais (Switzerland). *Plant Ecol.* 163, 105-121.
- Rillardon, M. (2010) Environnement et subsistance des derniers chasseurs-cueilleurs dans la basse vallée du Rhône et des marges du pléniglaciaire supérieur (20 ka BP) à l'optimum climatique (8 ka BP). In: *Espace, Cultures, Sociétés*, pp. 1129. Aix en Provence: Université Aix-Marseille I.
- Rinntech (2007) LINTAB - Precision ring by ring. <http://www.rinntech.com/Products/Lintab.htm>.
- Robertson, I., Field, E. M., Heaton, T. H. E., Pilcher, J. R., Pollard, M., Switsur, R. & al, e. (1995) Isotope coherence in oak cellulose. In: *Problems of stable isotopes in tree-rings, lake sediments and peat-bogs as climatic evidence for the Holocene*, (eds.) B. Frenzel, B. Stauffer & M. M. Weib, pp. 141-155. Stuttgart, Vienna, NY: G. Fischer.
- Robertson, I., Rolfe, J., Switsur, V. R., Carter, A. H. C., Hall, M. A., Barker, A. C. & Waterhouse, J. S. (1997) Signal strength and climate relationships in $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of tree ring cellulose from oak in southwest Finland. *Geophys Res Lett* 24, 1487-1490.
- Roda Gilaberta, X., Martínez-Moreno, J. & Mora Torcal, R. (2013) La gestion des végétaux dans les Pyrénées : la consommation des noisettes sur le site mésolithique de Font del Ros. In: *Regards croisés sur les outils liés au travail des végétaux. An interdisciplinary focus on plant-working tools. XXXIIIe rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes*, (eds.) P. C. Anderson, C. Cheval & A. Durand. Éditions APDCA.
- Rohling, E. J. & Pälike, H. (2005) Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature* 434, 975-979.
- Roig, F. A., Le-Quesne, C., Boninsegna, J. A., Briffa, K. R., Lara, A., Grudd, H., Jones, P. D. & Villagrán, C. (2001) Climate variability 50,000 years ago in mid-latitude Chile as reconstructed from tree rings. *Nature* 410, 567-570. doi:10.1038/35069040.
- Roland, J.-C., Roland, F., El Maarouf-Bouteau, H. & Bouteau, F. (2008) *Biologie Végétale, tome 2. Organisation des plantes à fleurs*. Paris: Dunod.

- Rossi, S., Deslauriers, A., Anfodillo, T., Morin, H., Saracino, A., Motta, R. & Borghetti, M. (2006) Conifers in cold environments synchronize maximum growth rate of tree-ring formation with day length. *New Phytologist* 170, 301-310.
- Rossoni-Notter, E. (2011) Les cultures moustériennes des Balzi Rossi (Grimaldi, Ligurie, Italie). Les collections du Prince Albert 1er de Monaco., pp. 461. Perpignan: Université de Perpignan Via Domitia.
- Roucoux, K., de Abreu, L., Shackleton, N. J. & Tzedakis, P. C. (2005) The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65 kyr. *Quaternary Science Reviews* 24, 167-1653. doi:10.1016/j.quascirev.2004.08.022.
- Roudil, J.-L. (1987) Le gisement néolithique de la Baume d'Oullins (Le Garn – Gard). In: *Premières communautés paysannes en Méditerranée occidentale. Colloque international du CNRS à Montpellier (26-29 avril 1983)*, pp. 523-529. Paris: CNRS.
- Rousseau, D.-D. (1987) Paléoclimatologie of the Achenhim series (Middle and upper pleistocene, Alsace, France). A malacology analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 59, 293-314.
- Roussel, A., Gourichon, L., Valensi, P. & Brugal, J.-P. (2019) Large game hunting strategies in Middle Paleolithic of Southern France : contribution of dental cementum analysis through the study of the Canalettes rockshelter and Lazaret cave sites. In: *European Association of Archeologists, Sep 2019*. Bern, Switzerland.
- Rousset, P. (2004) Choix et validation expérimentale d'un modèle de pyrolyse pour le bois traité ar haute température : de la microparticule au bois massif. In: *Génie des procédés*. Nancy: ENGREF (AgroPARisTech).
- Rousset, P., Turner, I., Donnot, A. & Perré, P. (2006) Choix d'un modèle de pyrolyse ménagée du bois à l'échelle de la microparticule en vue de la modélisation macroscopique. *Ann. For. Sci.* 63, 213-229. doi:10.1051/forest:2005113.
- Rouzaud, J.-N., Deldicque, D., Charon, É. & Pageot, J. (2015) Carbons at the heart of questions on energy and environment: A nanostructural approach. *Comptes Rendus Geoscience* 347, 124-133.
- Rufà, A., Blasco, R., Roger, T., Rué, M. & Daujeard, C. (2018) A rallying point for different predators: the avian record from a Late Pleistocene sequence of Grotte des Barasses II (Balazuc, Ardèche, France). *Archaeol Anthropol Sci* 10, 1459-1476. doi:10.1007/s12520-017-0469-6.
- Rundel, P. W., Ehleringer, J. R. & Nagy, K. A. (1989) *Stable Isotopes in Ecological Research*. New York: Springer Verlag.
- Sadier, B. (2013) 3D et géomorphologie karstique. In: *SISEO*, pp. 478. Grenoble: Université de Grenoble.

- Sadier, B., Delannoy, J.-J., Benedetti, L., Bourlès, D. L., Jaillet, S., Geneste, J.-M., Lebatard, A.-E. & Arnold, M. (2012) Further constraints on the Chauvet cave artwork elaboration. *PNAS* Early Edition, 1-5. doi:10.1073/pnas.1118593109.
- Sáenz-Romero, C., Kremer, A., Nagy, L., Újvári-Jármay, É., Ducouso, A., Kóczán-Horváth, A., Hansen, J. K. & Mátyás, C. (2019) Common garden comparisons confirm inherited differences in sensitivity to climate change between forest tree species. *PeerJ*, 1-28. doi:10.7717/peerj.6213.
- Sainty, J. (1992) *Mutzig (Bas-Rhin). Sauvetage urgent 1992. Rapport de fouille*. Strasbourg: Direction régionale des affaires culturelles d'Alsace, Service régional de l'archéologie, pp. 20.
- Sainty, J., Oberkamp, M. & Rebmann, T. (1993) *Mutzig (Bas Rhin) – Sondage urgent sur un site du Paléolithique Moyen. Rapport d'expertise archéologique*. Strasbourg: Direction Régionale des Affaires Culturelles d'Alsace, Service régional de l'archéologie, pp. 46.
- Sainty, J., Rebmann, T. & Oberkamp, M. (1996) Site préhistorique de Mutzig (Bas-Rhin). Prospection thématique de la moyenne vallée de la Bruche. Années 1994-1996. pp. 61. Strasbourg: Direction régionale des affaires culturelles d'Alsace, Service régional de l'archéologie.
- Salisbury, E. J. & Jane, F. W. (1940a) Charcoals from Maiden Castle and their significance in relation to the vegetation and climatic conditions in prehistoric times. *Journal of Ecology* 28, 310-325.
- Salisbury, K. J. & Jane, F. W. (1940b) Charcoals from Maiden Castle and their significance in relation to the vegetation and climatic conditions in prehistoric times. *Journal of Ecology* 28, 310-325.
- Sánchez Goñi, M. F. (2006) Interactions végétation-climat au cours des derniers 425.000 ans en Europe occidentale. Le message du pollen des archives marines. *Quaternaire* 17, 3-25. doi:10.4000/quaternaire.585.
- Sánchez Goñi, M. F. (1991) On the Last Glacial Maximum and Interstadials During the Solutrean: A Contradiction? *Current Anthropology* 32, 573-575.
- Sánchez Goñi, M. F. (1996) Les changements climatiques du Paléolithique supérieur. Enquête sur le rapport entre paléoclimatologie et Préhistoire. *Zephyrus* 49, 3-36.
- Sánchez Goñi, M. F., Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peyrouquet, J.-P., Grimalt, J. O. & Shackleton, N. J. (2002) Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics* 19, 95-105. doi:10.1007/s00382-001-0212-x.
- Sánchez Goñi, M. F., Landais, A., Fletcher, W. J., Naughton, F., Desprat, S. & Duprat, J. (2008) Contrasting impacts of Dansgaard–Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews* 27, 1136-1151.

- Santini, F., Climent, J. M. & Voltas, J. (2019) Phenotypic integration and life history strategies among populations of *Pinus halepensis*: an insight through structural equation modelling. *Annals of Botany* 124, 1161-1171. doi:10.1093/aob/mcz088.
- Sanzelle, S., Pilleyre, T., Montret, M., Fäin, J., Miallier, D., Camus, G., de Goër de Hervé, A. & Defleur, A. (2000) Datation par thermoluminescence : étude d'une corrélation chronologique possible entre le maar de La Vestide-du-Pal et un niveau de téphra de La Baume-Moula-Guercy (Ardèche, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences* 330, 541-546.
- Saos, T., Djerrab, A. & Defleur, A. (2014) Etude stratigraphique, sédimentologique et magnétique des dépôts pléistocène moyen et supérieur de la Baume Moula-Quercy (Soyons, Ardèche). *Quaternaire* 25, 237-251.
- Sarvas, R. (1973) *Investigations on the annual cycle of development of forest trees; active period*. Helsinki: Finland Metsantutkimuslaitos Julkaisuja, pp. 110.
- Sarvas, R. (1974) *Investigations on the annual cycle of development of forest trees, II. Autumn dormancy and winter dormancy*. Helsinki: Metsäntutkimuslaitoksen julkaisuja, pp. 101.
- Saurer, M., Borella, S., Schweingruber, F. & Siegwolf, R. (1997) Stable carbon isotopes in tree rings of beech: climatic versus site-related influences. *Trees-Struct Funct* 11, 291-297.
- Saurer, M., Cherubini, P., Reynolds-Henne, C. E., Treydte, K. S., Anderson, W. T. & R.T.W., S. (2008) An investigation of the common signal in tree ring stable isotope chronologies at temperate sites. *journal of geophysical research* 113.
- Saurer, M., Siegenthaler, U. & Schweingruber, F. (1995a) The climate-carbon isotope relationship in tree rings and the significance of site conditions. *Tellus* 47B, 320-330.
- Saurer, M., Siegenthaler, U. & Schweingruber, F. (1995b) The climate carbon isotope relationship in tree rings and the significance of site conditions. *Tellus* 47B, 320-330.
- Saurer, M., Siegwolf, R. T. W. & Schweingruber, F. H. (2004) Carbon isotope discrimination indicates improving water-use efficiency of trees in northern Eurasia over the last 100 years. *Global Change Biology* 10, 2109-2120. doi:10.1111/j.1365-2486.2004.00869.x.
- Savary, J.-P. (1956) Camps et stations dans le Var. *Bulletin de la Société préhistorique française* 53, 691-692.
- Scheidegger, Y., Saurer, M., Bahn, M. & R.T.W., S. (2000) Linking stable oxygen and carbon isotopes with stomatal conductance and photosynthetic capacity: a conceptual model. *Oecologia* 125, 350-357.
- Schleser, G. H. (1992a) $\delta^{13}\text{C}$ pattern in a forest tree as an indicator of carbon transfer in trees. *Ecology* 73, 1922-1925.
- Schleser, G. H. (1992b) $\delta^{13}\text{C}$ Pattern in a Forest Tree as an Indicator of Carbon Transfer in Trees. *Ecology* 73, 1922-1925. doi:10.2307/1940045.
- Schleser, G. H., Frielingsdorf, J. & Blair, A. (1999) Carbon isotope behaviour in wood and cellulose during artificial aging. *Chem. Geol.* 158, 121-130.

- Schoellammer, P. (1997) Le marais du Col-des-Roches (NE, CH) : un site de référence pour l'histoire de la végétation dans le Jura neuchâtelois [The Col-des-Roches mire (Neuchâtel, Switzerland) : a key-site to vegetation history in the Jura region]. *Quaternaire* 8, 365-375. doi:<https://doi.org/10.3406/quate.1997.1586>.
- Schubert, B. A. & Jahren, A. H. (2012) The effect of atmospheric CO₂ concentration on carbon isotope fractionation in C3 land plants. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 96, 29-43. doi:10.1016/j.gca.2012.08.003.
- Schulz, M. (2002) On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events. *Paleoceanography* 17, 1014. doi:10.1029/2000PA000571.
- Schwartz, D. (2012) Les temps du sol: Interprétations temporelles de l'archivage pédologique dans les approches paléoenvironmentalistes et géoarchéologiques. *Étude et gestion des sols* 19, 51-65.
- Schweingruber, F. H. (1988) *Tree Rings: Basics and Applications of Dendrochronology*. Kluwer Academic Publishers, pp. 290.
- Schweingruber, F. H. (1990) *Anatomy of European woods*. Berne and Stuttgart: Paul Haupt., pp. 800.
- Schweingruber, F. H. (1996) *Tree rings and environment: dendroecology*. Berne: Paul Haupt., pp. 609.
- Schweingruber, F. H. (2007) *Wood Structure and Environment*. Verlag Berlin Heidelberg: Springer, pp. 279.
- Schweingruber, F. H., Braeker, O. U. & Schaer, E. (1987) Temperature information from a European dendroclimatological sampling network. *Dendrochronologia* 5, 9-30.
- Schweingruber, F. H. & Nogler, P. (2003) Synopsis and climatological interpretation of Central European tree-ring sequences. *Botanica Helvetica* 113, 125-143.
- Scott, A. C. & Damblon, F. (2010) Charcoal: Taphonomy and significance in geology, botany and archaeology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291, 1-10. doi:10.1016/j.palaeo.2010.03.044.
- Scott, A. C. & Jones, T. P. (1991) Microscopical observations of recent and fossil charcoal. *Microscopy and Analysis* 24, 13-15.
- Seftigen, K., Linderholm, H. W., Loader, N. J., Liu, Y. & Young, G. H. F. (2011) The influence of climate on ¹³C/¹²C and ¹⁸O/¹⁶O ratios in tree ring cellulose of *Pinus sylvestris* L. growing in the central Scandinavian Mountains. *Chemical Geology* 286, 84-93. doi:10.1016/j.chemgeo.2011.04.006.
- Seret, G., Guiot, J., Wansard, G., Beaulieu, J. L. & Reille, M. (1992) Tentative paleoclimatic reconstruction linking pollen and sedimentology in La Grande Pile (Vosges, France). *Quaternary Science Reviews* 11, 425-430.
- Sévêque, N. (2017) Variabilité des comportements alimentaires au Paléolithique moyen en France septentrionale - Apports des études archéozoologiques. pp. 726. Lille: Université de Lille 3.

- Sévêque, N. (2019) Étude de la grande faune de la campagne triennale 2017-2019. In: *MUTZIG, Bas-Rhin. Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport de fouilles programmées de la Campagne Triennale 2017-2019*, (eds.) H. Koehler & F. Wegmüller, pp. 185-224. Sélestat: Archéologie Alsace.
- Shackleton, C. M. & Prins, F. (1992) Charcoal analysis and the “principle of least effort” - a conceptual model. *Journal of Archaeological Science* 19, 631-637.
- Shackleton, J. C., van Andel, T. H. & Runnels, C. N. (1984) Coastal Paleogeography of the Central and Western Mediterranean during the Last 125,000 Years and Its Archaeological Implications. *Journal of Field Archaeology* 11, 307-314.
- Shackleton, N. J. (1987) Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183-190.
- Shestakova, T. A., Camarero, J. J., Ferrio, J. P., Knorre, A. A., Gutiérrez, E. & Voltas, J. (2017a) Increasing drought effects on five European pines modulate $\Delta^{13}\text{C}$ -growth coupling along a Mediterranean altitudinal gradient. *Functional Ecology* 31, 1359–1370. doi:10.1111/1365-2435.12857.
- Shestakova, T. A., Gutiérrez, E., Valeriano, C., Lapshina, E. & Voltas, J. (2019a) Recent loss of sensitivity to summer temperature constrains tree growth synchrony among boreal Eurasian forests. *Agricultural and forest meteorology* 268, 318-330. doi:10.1016/j.agrformet.2019.01.039
- Shestakova, T. A., Voltas, J., Saurer, M., Berninger, F., Esper, J., Andreu-Hayles, L., Daux, V., Helle, G., Leuenberger, M., Loader, N. J., Masson-Delmotte, V., Saracino, A., Waterhouse, J. S., Schleser, G. H., Bednarz, Z., Boettger, T., Dorado-Liñán, I., Filot, M., Frank, D., Grabner, M., Haupt, M., Hiltunen, E., Jungner, H., Kalela-Brundin, M., Krąpiec, M., Marah, H., Pawełczyk, S., Pazdur, A., Pierre, M., Planells, O., Pukienė, R., Reynolds-Henne, C. E., Rinne-Garmston, K. T., Rita, A., Sonninen, E., Stiévenard, M., Switsur, V. R., Szychowska-Krąpiec, E., Szymaszek, M., Todaro, L., Treydte, K., Vitas, A., Weigl, M., Wimmer, R. & Gutiérrez, E. (2019b) Spatio-temporal patterns of tree growth as related to carbon isotope fractionation in European forests under changing climate. *Global Ecol Biogeogr* 28. doi:10.1111/geb.12933.
- Shestakova, T. A., Voltas, J., Saurer, M., Siegwolf, M. & Kirilyanov, R. T. W. (2017b) Warming Effects on *Pinus sylvestris* in the Cold–Dry Siberian Forest–Steppe: Positive or Negative Balance of Trade? *Forests* 8, 1-21. doi:10.3390/f8120490.
- Sheu, D. D., Kou, P., Chiu, C. H. & Chen, M.-J. (1996) Variability of tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ in Taiwan fir: Growth effect and response to May–October temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 171-177. doi:10.1016/0016-7037(95)00401-7.
- Sierro, F. J., Andersen, N., Bassetti, M. A., Berné, S., Canals, M., Curtis, J. H., Dennielou, B., Flores, J. A., Frigola, J., Gonzalez-Mora, B., Grimalt, J. O., Hodell, D. A., Jouet, G., Pérez-Folgado, M. & Schneider, R. (2009) Phase relationship between sea level and abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 28, 2867-2881.

- Simon, P. (2007) Aperçu des ressources en matières premières lithiques du Sud-est de la France (Provence et Côte-d'Azur). In: *La pierre en milieu alpin, de la Préhistoire au Moyen Âge, exploitation, utilisation et diffusion, actes du XI^e Colloque international sur les Alpes dans l'Antiquité*. Bagnes/Champsec, Suisse: Bulletin d'Etudes Préhistoriques et Archéologiques Alpines.
- Skjemstad, J. O., Reicosky, D. C., Wilts, A. R. & McGowan, J. A. (2002) Charcoal carbon in U.S. agricultural soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 1249-1255.
- Slimak, L. (2002) La grotte du Figuier (Ardèche, France), considérations critiques face à l'analyse d'un complexe du Moustérien. *Bulletin de la Société préhistorique française* 99, 453-460. doi:10.3406/bspf.2002.12707.
- Slimak, L. (2007) Le Néronien et la structure historique du basculement du Paléolithique moyen au Paléolithique supérieur en France méditerranéenne. *Comptes Rendus Palevol* 6, 301-309. doi:10.1016/j.crpv.2007.02.004.
- Slimak, L., Bressy, C., Guendon, J.-L., Montoya, C., Ollivier, V. & Renault, S. (2005) Exploitation paléolithique de silex oligocènes en Haute Provence (France). Caractérisation des matières premières et processus d'acquisition. *Comptes Rendus Palevol* 4, 359-367.
- Slimak, L., Pesesse, D. & Giraud, Y. (2002) La grotte Mandrin et les premières occupations du Paléolithique supérieur en Occitanie orientale. *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, Prehistoria y Arqueología* 15, 237-259.
- Smart, T. L. & Hoffman, E. S. (1988) Environmental Interpretation of Archaeological Charcoal. In: *Current Paleoethnobotany: Analytical methods and cultural interpretations of archaeological plant remains*, (eds.) C. A. Hastorf & V. S. Popper, pp. 167-205. Chicago and London: Univ. Chicago Press.
- Smolderen, A. (2019) Analyse des os brûlés de la structure ST1. In: *MUTZIG, Bas-Rhin. Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport de fouilles programmées de la Campagne Triennale 2017-2019*, (eds.) H. Koehler & F. Wegmüller, pp. 327-333. Sélestat: Archéologie Alsace.
- Sommé, J., Lautridou, J.-P., Heim, J., Maucorps, J., Puisségur, J. J., Rousseau, D. D., Thévenin, A. & Van Vliet-Lanoë, B. (1986) Le cycle climatique du Pléistocène supérieur dans les loess d'Alsace à Achenheim. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 23, 97-104. doi:https://doi.org/10.3406/quate.1986.1799.
- Soressi, M. (2002) Le Moustérien de tradition acheuléenne du sud-ouest de la France. Discussion sur la signification du faciès à partir de l'étude comparée de quatre sites : Pech-de-l'Azé I, Le Moustier, La Rochette et la Grotte XVI. In: *Préhistoire et Géologie du Quaternaire*, pp. 345. Bordeaux: Université Bordeaux I.
- Souza, R. P. d., Ribeiro, R. V., Machado, E. C., Oliveira, R. F. d. & Gomes da Silveira, J. A. (2005) Photosynthetic responses of young cashew plants to varying environmental conditions. *Pesq. agropec. bras.* 40, 735-744.

- Sowers, T., Bender, M., Labeyrie, L., Martinson, D., Jouzel, J., Raynaud, D., Pichon, J. J. & Korotkevich, Y. S. (1993) A 135,000 Vostok-Specmap common temporal framework. *Paleocenography* 8, 737-766.
- Spurk, M., Leuschner, H. H., Baillie, M. G. L., Briffa, K. R. & Friedrich, M. (2002) Depositional frequency of German subfossil oaks: climatically and non-climatically induced fluctuations in the Holocene. *The Holocene* 12, 707–715.
- Steinbeiss, S., Schmidt, C. M., Heide, K. & Gleixner, G. (2006) $\delta^{13}\text{C}$ values of pyrolysis products from cellulose and lignin represent the isotope content of their precursors. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis* 75, 19-26. doi:10.1016/j.jaap.2005.03.009.
- Stoetzel, E. (2019) Mise à jour des données microfauniques de la couche 9 et remise en contexte. In: *MUTZIG, Bas-Rhin. Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport de fouilles programmées de la Campagne Triennale 2017-2019*, (eds.) H. Koehler & F. Wegmüller, pp. 183-184. Sélestat: Archéologie Alsace.
- Stoetzel, E., Koehler, H., Cliquet, D., Seveque, N. & Auguste, P. (2016) New Data on Late Pleistocene Small Vertebrates from Northern France. *Palevol* 15, 681-695.
- Stoetzel, E. & Montuire, S. (2016) Les rongeurs, indicateurs des paléoclimats : application aux assemblages de trois sites du nord de la France. *Quaternaire* 27, 227-238.
- Stoffel, M. & Bollschweiler, M. (2008) Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 8, 187-202.
- Stoffel, M., Schneuwly, D., Bollschweiler, M., Lièvre, I., Delaloye, R., Myint, M. & Monbaron, M. (2005) Analyzing rockfall activity (1600–2002) in a protection forest – a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology* 68, 224-241.
- Stokes, M. A. & Smiley, T. L. (1968) *An introduction to tree-ring dating*. Chicago: University of Chicago Press, pp. 73.
- Stuiver, M. & Braziunas, T. F. (1987) Tree cellulose $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotope ratios and climate change. *Nature* 328, 58-60.
- Szmidt, C. C., Moncel, M.-H. & Daujeard, C. (2010) New data on the Late Mousterian in Mediterranean France: First radiocarbon (AMS) dates at Saint-Marcel Cave (Ardèche). *C. R. Palevol* 9, 185–199. doi:10.1016/j.crpv.2010.05.002.
- Szymanek, M. (2019) Les archives environnementales : Malacofaune. In: *Les Prés de Laure à Comps sur Artuby (Var). Campagne programmée 2017-2019. Rapport final d'opération triennale*, (eds.) A. Tomasso, L. Purdue & G. Porraz, pp. 53-54. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.
- Talon, B. (1997) Etude anatomique et comparative de charbons de bois de *Larix decidua* Mill. et de *Picea abies* (L.) Karst. wood charcoal. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences - Série III - Sciences de la Vie* 320, 581-588.
- Tans, P. P. & Mook, W. G. (1980) Past atmospheric CO_2 levels and the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in tree rings. *Tellus* 32, 268-283.

- Tavoso, A. (1987) Rapport sur les fouilles effectuées dans l'Abri de La Combette à Bonnieux (Vaucluse). *Direction des antiquités historiques*, 8.
- Terral, J.-F., Durand, A., Newton, C. & Ivorra, S. (2009) Archéo-biologie de la domestication de l'olivier en Méditerranée occidentale: de la remise en cause d'une histoire dogmatique à la révélation de son irrigation médiévale. *Études héraultaises*, Montpellier : Association Etudes sur l'Hérault 233.
- Terral, J.-F. & Menguäl, X. (1999) Reconstruction of Holocene climate in southern France and eastern Spain using quantitative anatomy of olive wood and archeological charcoal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 153, 71-92.
- Texier, P.-J. (2004) Le Paléolithique moyen de la montagne du Lubéron au Mont Ventoux. *Vaucluse préhistorique*, 61-92.
- Texier, P.-J., Brugal, J.-P., Desclaux, E., Lemorini, C., López-Sáez, J. A., Théry, I. & Wilson, L. (2003) La Combette (Bonnieux, Vaucluse, France): a Mousterian sequence in the Luberon mountain chain, between the plains of the Durance and Calavon rivers. *Museo Tridentino di Scienze Naturali* 39, 77-90.
- Texier, P.-J., Brugal, J.-P., Lemorini, C., Lopez Saez, J. A., Thery, I., Valladas, H. & Wilson, L. (2002) L'abri de la Combette, site paléolithique moyen à Bonnieux (Vaucluse). In: *Rapport de fin de fouille*.
- Texier, P.-J., Brugal, J.-P., Lemorini, C., Théry-Parisot, I. & Wilson, L. (2005b) La Combette (Bonnieux, Vaucluse, France): a Mousterian sequence in the Luberon mountain chain, between the plains of the Durance and Calavon rivers. In: *Actes du colloque The Alps: Environment and Mobility*, pp. 70-90. Trento: Prehistoria Alpina.
- Texier, P.-J., Brugal, J.-P., Lemorini, C., Théry, I. & Wilson, L. (2005a) Abri du pont de La Combette (Bonnieux, Vaucluse): variabilité intrasite des comportements néandertaliens. In: *Territoires, déplacements, mobilités, échanges durant la Préhistoire. Terre et hommes du sud, Actes du 126^e congrès national des Sociétés historiques et scientifiques*, (eds.) J. Jaubert & M. Barbaza, pp. 115-130. Toulouse: CTHS.
- Texier, P.-J., Brugal, J.-P., Lemorini, C. & Wilson, L. (1998) Fonction d'un site du Paléolithique moyen en marge d'un territoire : l'abri de la Combette (Bonnieux, Vaucluse). In: *Économie préhistorique : les comportements de subsistance au Paléolithique*, XVIII^e rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes, pp. 325-348. Juan-les-Pins: APDCA.
- Texier, P.-J., Lemorini, C., Brugal, J.-P. & Wilson, L. (1996) Une activité de proto-tannage des peaux dans l'habitat moustérien de la Combette (Bonnieux, Vaucluse, France). In: *Actes de la table ronde Reduction processes (« Chaînes opératoires ») for the European Mousterian*, pp. 189-211. Rome: Quaternaria Nova.
- Texier, P.-J., Renault-Miskovsky, J., Desclaux, E., de Lumley, M.-A., Porraz, G. & Tomasso, A. (2011) L'abri Pié Lombard à Tournettes-sur-Loups (Alpes-Maritimes) : anciennes fouilles, nouvelles données. *Bull. Mus. Anthropol. préhist. Monaco* 51.

- Texier, P. J. (1972) *Industries du paléolithique inférieur et moyen du Var et des Alpes-maritimes dans leur cadre géologique*. Paris VI, pp. 119.
- Teyssandier, N., Furestier, R., Gilabert, C. & Guillermin, P. (2017) *La Baume d'Oulen (Le Garn-Gard - Labastide-de-Virac-Ardèche). Fouille programmée annuelle 2017, document final de synthèse*. Service Régional de l'Archéologie - Occitane.
- Teyssandier, N., Guillermin, P., Furestier, R. & Gilabert, C. (2016) *La Baume d'Oulen, Labastide-de-Virac, Ardèche - Le Garn, Gard, fouille programmée annuelle 2016, document final de synthèse*. Service régional de l'Archéologie Occitanie, pp. 261.
- Thabeet, A., Vennetier, M., Gadbin-Henry, C., Denelle, N., Roux, M., Caraglio, Y. & Vila, B. (2009) Response of *Pinus sylvestris* L. to recent climatic events in the French Mediterranean region. *Trees* 23, 843-853. doi:10.1007/s00468-009-0326-z.
- Théry-Parisot, I. (1998) Économie des combustibles et paléoécologie en contexte glaciaire et périglaciaire, Paléolithique moyen et supérieur du sud de la France. *Anthracologie, Expérimentation, Taphonomie.*, pp. 500. Université de Paris 1.
- Théry-Parisot, I. (2001) Économie des combustibles au Paléolithique. CNRS éditions.
- Théry-Parisot, I. (2002) The gathering of firewood during Palaeolithic time. In: *Charcoal analysis, methodological approaches, palaeoecological results and wood uses. proceedings of the second international meeting of anthracology, Paris, September 2000*, (ed.) S. Thiébaud, pp. 243-250. Bar international series.
- Théry-Parisot, I., Chabal, L. & Chrzavzez, J. (2010a) Anthracology and taphonomy, from wood gathering to charcoal analysis. A review of the taphonomic processes modifying charcoal assemblages, in archaeological contexts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291, 142–153.
- Théry-Parisot, I., Chabal, L., Ntinou, M., Bouby, L. & Carré, A. (2010b) Du bois aux charbons de bois, approche expérimentale de la combustion. In: *Taphonomie de la combustion, des résidus organiques et des structures de combustion en contexte archéologique. Actes de la table ronde, 27-29 mai 2008*, (eds.) I. Théry-Parisot, L. Chabal & S. Costamagno, pp. 223. Palethnologie.
- Théry-Parisot, I., Costamagno, S., Brugal, J.-P., Castel, J.-C., Gerbe, M., Bouby, L. & Guilbert, R. (2009) La question des os brûlés dans les sites du Paléolithique. Un programme d'archéologie expérimentale en taphonomie. *Les Nouvelles de l'archéologie* 118, 31-36.
- Théry-Parisot, I., Costamagno, S., Brugal, J.-P., Fosse, P. & Guilbert, R. (2005) The use of bone as fuel during the Palaeolithic, experimental study of bone combustible properties. In: *The Zooarchaeology of Fats, Oils, Milk and Dairying. 9th ICAZ Conference, Durham 2002*, (eds.) J. Mulville & A. K. Outram, pp. 50-59. Oxbow Books and the individual authors.
- Théry-Parisot, I., Dufraisse, A., Chrzavzez, J., Henry, A. & Paradis-Grenouillet, S. (2011) Charcoal analysis and wood diameter: inductive and deductive methodological approaches for the study of firewood collecting practices. *Sagvntum Extra* 11, 31-32.

- Théry-Parisot, I. & Henry, A. (2012) Seasoned or green? Radial cracks analysis as a method for identifying the use of green wood as fuel in archaeological charcoal. *Journal of Archaeological Science* 39, 381-388. doi:10.1016/j.jas.2011.09.024.
- Théry-Parisot, I., Henry, A. & Chrzavzez, J. (2016) Apport de l'expérimentation à la compréhension des pratiques sociétales en anthracologie : gestion et utilisation du bois de feu dans les sociétés préhistoriques. *Cadernos do LEPAARQ XIII*.
- Théry-Parisot, I. & Meignen, L. (2000) Économie des combustibles dans l'abri moustérien des Canalettes, de l'expérimentation à la simulation des besoins énergétiques. *Gallia Préhistoire* 42, 44-55.
- Théry-Parisot, I. & Texier, P.-J. (2006) La collecte du bois de feu dans le site moustérien de la Combette (Bonnieux, Vaucluse, France) : implications paléo-économiques et paléo-écologiques. Approche morphométrique des charbons de bois). *Bulletin de la Société préhistorique française* 103, 453-463. doi:10.3406/bspf.2006.13466.
- Théry-Parisot, I. & Thiébault, S. (2005) Le pin (*Pinus sylvestris*) : préférence d'un taxon ou contrainte de l'environnement ? Étude des charbons de bois de la grotte Chauvet. *Bulletin de la Société préhistorique française* 102, 69-75.
- Théry-Parisot, I., Thiebault, S., Delannoy, J.-J., Ferrier, C., Feruglio, V., Fritz, C., Gely, B., Guibert, P., Monney, J., Tosello, G., Clottes, J. & Geneste, J.-J. (2018) Illuminating the cave, drawing with black wood charcoal: new insights from la grotte Chauvet (Vallon-Pont d'Arc, France) through charcoal fragments analysis. *Antiquity* 92, 320-333. doi:doi.org/10.15184/aqy.2017.222.
- Théry, I., Girel, J., Vernet, J.-L., Meignen, L. & Maury, J. (1995) First use of coal. *Nature* 373, 480-481.
- Théry, I., Girel, J., Vernet, J.-L., Meignen, L. & Maury, J. (1996) Coal used at two prehistoric sites in southern France : les Canalettes (Mousterian) and les Usclades (Mesolithic). *Journal of Archaeological Science* 23, 509-512.
- Thiébault, S. (1988) *L'homme et le milieu végétal : analyses anthracologiques de six gisements des Préalpes au tardi et postglaciaire*. Paris, Maison des sciences de l'Homme, pp. 111.
- Thiébault, S. (1999) Dynamique des paysages et intervention humaine du Tardiglaciaire à l'Holocène, de la Méditerranée aux Préalpes sud-occidentales - apport de l'analyse anthracologique., pp. 278. Paris: Université Paris 1.
- Thiébault, S., Girard, M. & Bui-Thi, M. (1995) Le milieu végétal du Tardiglaciaire à l'Holocène d'après les analyses de charbons de bois et de pollens. In: *Épipaléolithique et Mésolithique en Europe : préhistoire et quaternaire en Vercors*, livret guide de excursion, pp. 32-37. Grenoble: congrès international UISPP, XII^e commission.
- Thiébault, S. & Théry-Parisot, I. (2012) Etude Anthracologique – Evaluation du potentiel du site des Deux-Ouvertures. In: *Projet Datation Grottes Ornées. Rapport d'Activité 2012 (5^{ème} Volet). Grotte des Deux-Ouvertures (St-Martin-d'Ardèche)*, (ed.) J. Monney, pp. 20-28. Lyon: Ministère de la Culture, SRA Rhône-Alpes.

- Thiébaud, C. (2005) Le Moustérien à denticulés : Variabilité ou diversité techno-économique ? In: *Préhistoire*, pp. 644. Aix en Provence: Université d'Aix-Marseille I- Université de Provence.
- Thiébaud, C. (2007) Le Moustérien à denticulés des années cinquante à nos jours : définitions et caractérisation. *Bulletin de la Société préhistorique française* 104, 461-481. doi:https://doi.org/10.3406/bspf.2007.13587.
- Thinon, M. (1992) L'analyse pédoanthracologique, aspects méthodologiques et applications. In: *Sciences*, pp. 317. Université d'Aix-Marseille III.
- Thomson, J. J. (1913) Rays of positive electricity. *Proceedings of the Royal Society A* 89, 1-20.
- Tiercelin, J. J. (1977) Front glaciaires d'âge Würmien dans les environs du Poët, vallée de la Durance. *Géologie Méditerranéenne* 4, 307-312.
- Tieszen, L. L. (1991) Natural Variations in the Carbon Isotope Values of Plants: Implications for Archaeology, Ecology, and Paleoecology. *Journal of Archaeological Science* 18, 227-248.
- Tillet, T., Argant, A., Bernard-Guelle, S., Griggo, C. & Jeannet, M. (2016) La grotte de Prélétang (Presles, Isère) : un campement de chasse moustérien.
- Tillet, T., Bernard-Guelle, S., Delfour, G., Bressy, C., Argant, J., Lemorini, C. & Guibert, P. (2004) JIBOUI, station moustérienne d'altitude dans le Vercors (Drôme). *L'anthropologie* 108, 331-365. doi:10.1016/j.anthro.2004.10.002.
- Tinner, W., Hofstetter, S., Zeugin, F., Conedera, C., Wohlgemuth, T., Zimmermann, L. & Zweifel, R. (2006) Long-distance transport of macroscopic charcoal by an intensive crown fire in the Swiss Alps / implications for fire history reconstruction. *The Holocene* 16, 287-292.
- Tomasso, A. (2014) Pérennité et évolution des territoires d'approvisionnement au Paléolithique supérieur : l'exemple de l'Épigravettien de la grotte des Enfants (Ventimiglia, Italie). In: *Modes de contacts et de déplacements au Paléolithique eurasiatique*, (ed.) M. Otte, pp. 513-532. Liège: ERAUL 140 / ArchéoLogiques 5, Université de Liège / MNHA-CNRA Luxembourg.
- Tomasso, A. (2015) Territoires, systèmes de mobilité et systèmes de production : La fin du Paléolithique supérieur dans l'arc liguro-provençal. In: *Lettres, Sciences Humaines et Sociales*. Nice: Université de Nice-Sophia-Antipolis.
- Tomasso, A. & Martino, G. (2010) Rapport de prospections. Les ressources siliceuses de Ligurie. In: *Matière premières, productions et usages du Paléolithique à l'âge du Bronze ancien. PCR ETICALP Rapport 2010*, (ed.) D. Binder. Nice: SRA PACA.
- Tomasso, A. & Porraz, G. (2016) Hunter-gatherer mobility and embedded raw-material procurement strategies in the mediterranean Upper Paleolithic. *Evolutionary Anthropology* 25, 164-174.
- Tomasso, A., Porraz, G., Purdue, L., Costa, S., Audiard, B., Sorin, S., Carré, A., Julien, M.-A., Beyries, S., Mhamdi, M., Théry-Parisot, I., Davtian, G., Rots, V., Guillemard, I. & Ricci, G. (2016) *Les Prés de Laure à Comps sur Artuby (Var) : Un site du Paléolithique supérieur dans la moyenne vallée du Jabron*. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.

- Tomasso, A., Purdue, L., Porraz, G., Audiard, B., Beyries, S., Cizeron, M., Julien, M.-A., Michel, M., M'hamdi, M., Ricci, G., Rots, V., Sardelli, G., Sorin, S. & Szymanek, M. (2019) *Les Prés de Laure à Comps sur Artuby (Var). Campagne programmée 2017-2019. Rapport final d'opération triennale*. Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie Provence-Alpes-Côte d'Azur.
- Tomasso, A., Rots, V., Purdue, L., Beyries, S., Buckley, M., Cheval, C., Cnuts, D., Coppe, J., Julien, M.-A., Grenet, M., Lepers, C., M'hamdi, M., Simon, P., Sorin, S. & Porraz, G. (2018) Gravettian weaponry: 23,500-year-old evidence of a composite barbed point from Les Prés de Laure (France). *Journal of Archaeological Science* 100, 158-175.
- Treydte, K., Frank, D. C., Saurer, M., Helle, G., Schleser, G. & Esper, J. (2009) Impact of climate and CO₂ on a millennium-long tree-ring carbon isotope record. *Geochim Cosmochim Acta* 73, 4635-4647.
- Treydte, K., Schleser, G. H., Schweingruber, F. H. & Winiger, M. (2001) The climatic significance of $\delta^{13}\text{C}$ in subalpine spruces (Loetschental, Swiss Alps). *Tellus* 53, 593-611.
- Triat-Laval, H. (1978) Contribution pollenanalytique à l'histoire Tardiglaciaire et Postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône. pp. 343. Université d'Aix-Marseille III.
- Trouy, M.-T. (2015) *Anatomie du bois : formation, fonctions et identification*. Versailles: Éditions Quae.
- Truze, E. & Kelts, K. (1993) Sedimentology and paleoenvironment from maar lac du Bouchet for the last climatic cycle, 0-120,000 years (massif central, France). In: *Paleo limnology of European Maar Lakes*, (eds) J. F. W. Negendank & B. Zolitschka. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- Turekian, V. C., Macko, S., Ballentine, D., Swap, R. J. & Garstang, M. (1998) Causes of bulk carbon and nitrogen isotopic fractionations in the products of vegetation burns: laboratory studies. *Chemical Geology* 152, 181-192.
- Turney, C. S. M., Barringer, J., Hunt, J. E. & McGlone, M. S. (1999) Estimating past leaf-to-air vapour pressure deficit from terrestrial plant $\delta^{13}\text{C}$. *Journal of Quaternary Science* 14, 437-442.
- Turney, C. S. M., Bird, M. I. & Roberts, R. G. (2001) Elemental $\delta^{13}\text{C}$ at Allen's Cave, Nullarbor Plain, Australia: assessing post-depositional disturbance and reconstructing past environments. *Journal of Quaternary Science* 16, 779-784. doi:10.1002/jqs.633.
- Turney, C. S. M., Wheeler, D. & Chivas, A. R. (2006) Carbon isotope fractionation in wood during carbonization. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 960-964. doi:10.1016/j.gca.2005.10.031.
- Tzedakis, P. C. (1994) Vegetation changes through glacial-interglacial cycles: a long pollen sequence perspective. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 345, 403-432.
- Uzquiano, P., Yravedra, J., Ruiz Zapata, B., Gil Garcia, M. J., Sesé, C. & Baena, J. (2012) Human behaviour and adaptations to MIS 3 environmental trends (>53-30 ka BP) at Esquilieu cave (Cantabria, northern Spain). *Quaternary International* 252, 82-89.
- Vaganov, E. A., Hughes, M. K. & Shashkin, A. V. (2006) *Growth dynamics of conifer tree rings. Images of past and future environments*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer.

- Vaiglova, P., Snoeck, C., Nitsch, E., Bogaard, A. & Lee-Thorp, J. (2014) Impact of contamination and pre-treatment on stable carbon and nitrogen isotopic composition of charred plant remains. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 28, 2497-2510. doi:10.1002/rcm.7044.
- Valdeyron, N. (2008) Sauveterrien et Sauveterriano : unité ou diversité du premier mésolithique en France méridionale et en Italie du nord. *PALLAS* 76, 247-259.
- Valdeyron, N. (2013) Of men and nuts. Essai sur le Mésolithique et sur la place qu'y tient le végétal. Toulouse: UMR 5608 TRACES, Université Toulouse Jean Jaurès.
- Valensi, P., Crégut-Bonnoure, É. & Defleur, A. (2012) Archaeozoological data from the Mousterian level from Moula-Guercy (Ardèche, France) bearing cannibalised Neanderthal remains. *Quaternary International* 252, 48-55. doi:10.1016/j.quaint.2011.07.028.
- Valladares, F., Matesanz, S., Guilhaumon, F., Araújo, M. B., Balaguer, L., Benito-Garzón, M., Cornwell, W., Gianoli, E., van Kleunen, M., Naya, D. E., Nicotra, A. B., Poorter, H. & Zavala, M. A. (2014) The effects of phenotypic plasticity and local adaptation on forecasts of species range shifts under climate change. *Ecology Letters* 17, 1351-1364. doi:10.1111/ele.12348.
- Valladas, H. (1993) Application de la méthode de datation par thermoluminescence à l'abri des Canalettes. In: *L'abri des Canalettes. Un habitat moustérien sur les grands Causses (Nant, Aveyron). Fouilles 1980-1986*, (ed.) L. Meignen, pp. 141-146. CNRS, Monographie du CRA.
- Valladas, H., Chadelle, J. P., Geneste, J. M., Joron, J. L., Meignen, L. & Texier, P.-J. (1987) Datations par la thermoluminescence de gisements moustériens du sud de la France. *l'Anthropologie (Paris)* 91, 211-226.
- Valladas, H., Clottes, J., Geneste, J.-M., Garcia, M., Arnold, M., Cachier, H. & Tisnéat Laborde, N. (2001) Evolution of prehistoric cave art. *Nature* 413, 479.
- Valladas, H., Tisnéat-Laborde, N., Cachier, H., Kaltnecker, E., Arnold, M., Oberlin, C. & Évin, J. (2005) Bilan des datations carbone 14 effectuées sur des charbons de bois de la grotte Chauvet. In: *La grotte Chauvet à Vallon-Pont-d'Arc : un bilan des recherches pluridisciplinaires Actes de la séance de la Société préhistorique française, 11 et 12 octobre 2003, Lyon*, pp. 109-113. Bulletin de la Société préhistorique française.
- Van de Water, P. K., Leavitt, S. W. & Betancourt, J. L. (1994) Trends in Stomatal Density and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratios of *Pinus flexilis* Needles During Last Glacial-interglacial Cycle. *Science* 264, 239-243.
- Van de Water, P. K., Leavitt, S. W. & Betancourt, J. L. (2002) Leaf $\delta^{13}\text{C}$ variability with elevation, slope aspect, and precipitation in the southwest United States. *Oecologia* 132, 332-343.
- Van Lith, S. C., Jensen, P. A., Frandsen, F. J. & Glarborg, P. (2008) Release to the gas phase of inorganic elements during wood combustion. Part 2: influence of fuel composition. *Energy & Fuels* 22, 1598-1609.
- Van Vliet-Lanoë, B. (1991) Les changements climatiques et leurs conséquences sur le milieu lors du dernier Glaciaire dans le Massif Central (Climatic changes and their environmental

- consequences during the last glaciation in the Massif Central). *Bulletin de l'Association de géographes français* 68, 11-21. doi:10.3406/bagf.1991.1554.
- Van Vliet-Lanoë, B. (2007) The autocyclic nature of glaciations. *Bull. Soc. géol. Fr.* 178, 247-262.
- Van Vliet-Lanoë, B. & Lisitsyna, O. (2001) Permafrost extent at the last glacial maximum and at the Holocene optimum. In: *The climax map*, (eds.) R. Paepe, V. P. Melnikov, E. Van Overloop & V. D. Gorokhov, pp. 215-225. Dordrecht: Springer.
- Vandavelde, S., Brochier, J. E., Petit, C. & Slimak, L. (2017) Establishment of occupation chronicles in Grotte Mandrin using sooted concretions: Rethinking the Middle to Upper Paleolithic transition. *Journal of Human Evolution* 112, 70-78. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jhevol.2017.07.016.
- Vanholme, R., Demedts, B., Morreel, K., Ralph, J. & Boerjan, W. (2010) Lignin Biosynthesis and Structure. *Plant Physiology* 153, 895-905.
- Ventajol, D. (2018) Usages et fréquentations historiques de la grotte aux Points au travers des sources écrites. *Karstologia* 72, 21-26.
- Verjux, C. (2017) Les structures en creux au Mésolithique. L'hypothèse du stockage enterré de fruits à coque. In: *Creuser au Mésolithique/Digging in the Mesolithic. Actes de la séance de la Société préhistorique française de Châlons-en-Champagne (29-30 mars 2016)*, (eds.) N. Achard-Corompt, E. Ghesquière & V. Riquier, pp. 155-171. Paris: Société préhistorique française.
- Vernet, J.-L. (1973) Étude sur l'histoire de la végétation du sud-est de la France au Quaternaire d'après des charbons de bois principalement. In: *Sciences naturelles*, pp. 103. Montpellier: Université des sciences et techniques du Languedoc.
- Vernet, J.-L. (1979) Le milieu végétal à la fin du Würm de 15 000 à 8 000 B.C., d'après les charbons de bois. In: *La fin des temps glaciaires en Europe : Chronostratigraphie et écologie des cultures du Paléolithique final : Talence, 24-28 mai 1977 / [Colloque international organisé par le Centre national de la recherche scientifique]*, (ed.) D. de Sonneville-Bordes, pp. 23-302. Paris: Ed. du Centre national de la recherche scientifique.
- Vernet, J.-L. (1981) *Le milieu naturel du Quaternaire dans les Causses et vallées périphériques ; travaux de la RCP 576*. Montpellier.
- Vernet, J.-L. (1992) Les charbons de bois, les anciens écosystèmes et le rôle de l'homme. In: *Actes du colloque international d'anthracologie*, pp. 725. Montpellier: Bulletin de la Société botanique française.
- Vernet, J.-L. (1993) Analyse anthracologique de l'abri des Canalettes. In: *L'abri des Canalettes. Un habitat moustérien sur les grands Causses (Nant, Aveyron). Fouilles 1980-1986*, (ed.) L. Meignen, pp. 63-70. CNRS, Monographie du CRA.
- Vernet, J.-L. (2001) *Guide d'identification des charbons de bois préhistoriques et récents*. CNRS Éditions.
- Vernet, J.-L., Pachiaudi, C., Bazile, F., Durand, A., Fabre, L., Heinz, C., Solari, M.-E. & Thiébault, S. (1996) Le $\delta^{13}\text{C}$ de charbons de bois préhistoriques et historiques méditerranéens, de 35000 BP à l'actuel. Premiers résultats. *C.R. Acad. Sci. Paris* 323, 319-324.

- Vernet, J.-L. & Thiébaud, S. (1987) L'analyse anthracologique: une approche du paléoenvironnement végétal. In: *Géologie de la Préhistoire, méthodes, techniques, applications*, pp. 619-630. GéoPré.
- Vernet, J.-L., Thiébaud, S. & Heinz, C. (1987) Nouvelles données sur la végétation préhistorique postglaciaire méditerranéenne d'après l'analyse anthracologique. In: *Premières communautés paysannes en Méditerranée occidentale*, (eds.) J. Guilaine, J. Courtin, J.-L. Roudil & J.-L. Vernet, pp. 87-94. CNRS Éditions.
- Vidal-Matutano, P., Henry, A., Carrión Marco, Y. & Allué, E. (2020) Disentangling human from natural factors: Taphonomical value of microanatomical features on archaeological wood and charcoal assemblages. *Journal of Archaeological Science: Reports* 31, 102328.
- Vidal-Matutano, P., Henry, A. & Théry-Parisot, I. (2017) Dead wood gathering among Neanderthal groups: charcoal evidence from Abric del Pastor and El Salt (eastern Iberia). *Journal of Archaeological Science* 80, 109-121.
- Vignola, C., Masi, A., Balossi Restelli, F., Frangipane, M., Marzaioli, F., Passariello, I., Rubino, M., Terrasi, F. & Sadori, L. (2018) $\delta^{13}\text{C}$ values in archaeological ^{14}C -AMS dated charcoals: Assessing mid-Holocene climate fluctuations and human response from a high-resolution isotope record (Arslantepe, Turkey). *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 32, 1149-1162. doi:10.1002/rcm.8137.
- Visentin, D. (2017) Sauveterrian hunter-gatherers in Northern Italy and Southern France. Evolution and dynamics of lithic technical systems. In: *Quaternario e Preistoria/Préhistoire*, pp. 381. Ferrara/Toulouse: Università degli Studi di Ferrara/Université Toulouse - Jean Jaurès.
- Vitasse, Y., Delzon, S., Dufrêne, E., Pontalier, J.-Y., Louvet, J.-M., Kremer, A., Michalet, R. & 744. (2009) Leaf phenology sensitivity to temperature in European trees: do within-species populations exhibit similar responses? *Agricultural and forest meteorology* 149, 735-744.
- Voelker, S. L., Brooks, J. R., Meinzer, F. C., Anderson, R., Bader, M. K.-F., Battipaglia, G., Becklin, K. M., Beerling, D., Bert, D., Betancourt, J. L., Dawson, T. E., Domec, J.-C., Guyette, R. P., Körner, C., Leavitt, S. W., Linder, S., Marshall, J. D., Mildner, M., Ojée, J., Panyushkina, I., Plumpton, H. J., Pregitzer, K. S., Saurer, M., Smith, A. R., Siegwolf, R. T., Stambaugh, M. C., Tallhelm, A. F., Tardif, J. C., Van de Water, P. K., Ward, J. K. & Wingate, L. (2016) A dynamic leaf gas-exchange strategy is conserved in woody plants under changing ambient CO₂: evidence from carbon isotope discrimination in paleo and CO₂ enrichment studies. *Global Change Biology* 22, 889-902. doi:10.1111/gcb.13102.
- Voelker, S. L., Meinzer, F. C., Lachenbruch, B., Brooks, J. R. & Guyette, R. P. (2014) Drivers of radial growth and carbon isotope discrimination of bur oak (*Quercus macrocarpa* Michx.) across continental gradients in precipitation, vapour pressure deficit and irradiance. *Plant, Cell & Environment* 37, 766-779.
- Voltas, J., Aguilera, M., Gutiérrez, E. & Shestakova, T. A. (2020) Shared drought responses among conifer species in the middle Siberian taiga are uncoupled from their contrasting water-use

- efficiency trajectories. *Science of the Total Environment* 720. doi:<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137590>.
- Voltas, J., Camarero, J. J., Carulla, D., Aguilera, M., Ortiz, A. & Ferrio, J. P. (2013) A retrospective, dual-isotope approach reveals individual predispositions to winter-drought induced tree dieback in the southernmost distribution limit of Scots pine. *Plant, Cell & Environment* 36, 1435-1448.
- Voltas, J., Ferrio, J. P., Alonso, N. & Araus, J. L. (2008) Stable carbon isotopes in archaeobotanical remains and palaeoclimate. *Contribution to Science* 4, 21-31. doi:10.2436/20.7010.01.32.
- Voltas, J., Lucabaugh, D., Chambel, M. R. & Ferrio, J. P. (2015) Intraspecific variation in the use of water sources by the circum-Mediterranean conifer *Pinus halepensis*. *New Phytologist* 208, 1031–1041. doi:10.1111/nph.13569.
- Voltas, J., Shestakova, T. A., Patsiou, T., di Matteo, G. & Klein, T. (2018) Ecotypic variation and stability in growth performance of the thermophilic conifer *Pinus halepensis* across the Mediterranean basin. *Forest Ecology and Management* 424, 205-215. doi:<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2018.04.058>.
- Wagner, G. A., Walter, R. & Lang, A. (2002) Thermoluminescence and ESR dating of the Palaeolithic site La Combette (Vaucluse). In: *Labri de la Combette Site Paleolithique Moyen à Bonnieux Vaucluse*, (eds.) P.-J. Texier, J.-P. Brugal, C. Lemorini, J. A. Lopez-Saez, I. Thery, H. Valladas & L. Wilson, pp. 108-111.
- Wainer, K. (2010) Reconstruction climatique des derniers 200 ka à partir de l'étude isotopique et géochimique des spéléothèmes du sud de la France. In: *Dynamique et physico-chimie de la Terre et des planètes*, pp. 272. Paris: Université de Paris XI.
- Walker, A., Gibbs, N., Leech, L., Lincoln, B. & Marshall, J. (2005) *L'Encyclopédie du bois*. Hachette Pratique.
- Walther, R. & Zilles, D. (1994) ESR studies on flint with a difference-spectrum method. *Quaternary Science Reviews* 13, 635–639. doi:10.1016/0277-3791(94)90091-4.
- Wang, H., Ambrose, S. H., Liu, C.-L. J. & Follmer, L. R. (1997) Paleosol stable isotope evidence for early hominid occupation of east asian temperate environments. *Quaternary Research* 48, 228-238.
- Wangaard, F. (1979) *Wood: its structure and properties, Forest products laboratory, Forest services*. USDA in cooperation with the University of Wisconsin-extension, pp. 395.
- Warren, C. R., McGrath, J. F. & Adams, M. A. (2001) Water availability and carbon isotope discrimination in conifers. *Oecologia* 127. doi:10.1007/s004420000609.
- Watts, W. A., Allen, J. R. M. & Huntley, B. (1996) Vegetation history and palaeoclimate of the last glacial period at Lago Grande di Monticchio, Southern Italy. *Quaternary Science Reviews* 15, 133-153. doi:[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00093-3](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00093-3).

- Wegener, F., Beyschlag, W. & Werner, C. (2010) The magnitude of diurnal variation in carbon isotopic composition of leaf dark respired CO₂ correlates with the difference between $\delta^{13}\text{C}$ of leaf and root material. *Funct Plant Biol* 37, 849–858.
- Weitner, A., Dupouey, J. L., Lefèvre, Y., Bréda, N., Badeau, V., Ferhi, A., Duquesnay, A. & Thimonier, A. (2007) Roles of soil chemistry and water availability in site-related $\delta^{13}\text{C}$ variations in French beech forests. *Tree Physiology* 27, 1043-1051.
- Wells, C. G., Campbell, R. E., DeBano, L. F., Lewis, C. E., Fredriksen, R. L., Franklin, E. C., Froelich, R. C. & Dunn, P. H. (1979) *Effects of Fire on Soil*. Denver: U.S. Department of Agriculture.
- Wernert, P. (1938) La station paléolithique d'Achenheim dans le cadre des formations pléistocènes de la vallée du Rhin. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 11, 161-163.
- Wernert, P. (1957) Stratigraphie paléontologique et préhistorique des sédiments quaternaires d'Alsace. Achenheim. *Mémoire du service de la carte géologique d'Alsace-Lorraine*.
- Werts, S. P. & Jahren, A. H. (2007) Estimation of temperatures beneath archaeological campfires using carbon stable isotope composition of soil organic matter. *Journal of Archaeological Science* 34, 850-857. doi:10.1016/j.jas.2006.05.007.
- Western, A. C. (1963) Wood and charcoal in archaeology. In: *Science in archaeology : a comprehensive survey of Progress and Research*, (eds.) D. Borthwell, E. Higgs & G. Clark, pp. 150-158. Thames & Hudson.
- Whelan, R. J. (1995) *The Ecology of Fire*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Wigley, T. M. L., Briffa, K. R. & Jones, P. D. (1984) On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 23, 201-213.
- Willmes, M., Grün, R., Douka, K., Michel, V., Armstrong, R. A., Benson, A., Crégut-Bonnouère, É., Desclaux, E., Fang, F., Kinsley, L., Saos, T. & Defleur, A. R. (2016) A comprehensive chronology of the Neanderthal site Moula-Guercy, Ardèche, France. *Journal of Archaeological Science: Reports* 9, 309-319. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jasrep.2016.08.003.
- Wilson, A. T. & Grinsted, M. J. (1977) $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ in cellulose and lignin as palaeothermometers. *Nature* 265, 133-135.
- Wilson, L. & Browne, C. L. (2014) Change in raw material selection and subsistence behaviour through time at a Middle Palaeolithic site in southern France. *Journal of Human Evolution* 75, 28-39. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.12.018.
- Wilson, L., Browne, C. L. & Texier, P.-J. (2018) Provisioning on the periphery: Middle Palaeolithic raw material supply strategies on the outer edge of a territory at La Combette (France). *Journal of Archaeological Science: Reports* 21, 87-98.
- Wohlfarth, B. (2013) A review of Early Weichselian climate (MIS 5d-a) in Europe. In: *Technical Report*, pp. 70. Dept. of Geological Sciences, Stockholm Univ.

- Woillard, G. M. (1978) Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the 140,000 years. *Quaternary Research* 9, 1-21.
- Woillard, G. M. & Mook, W. G. (1982) Carbon-14 dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies. *Science* 215, 159-161. doi:10.1126/science.215.4529.159.
- Woodley, E. J., Loader, N. J., McCarroll, D., Young, G. H. F., Robertson, I., Heaton, T. H. E. & Gagen, M. H. (2012) Estimating uncertainty in pooled stable isotope time-series from tree-rings. *Chemical Geology* 294-295, 243-248. doi:10.1016/j.chemgeo.2011.12.008.
- Wulf, S., Keller, J., Paterne, M., Mingram, J., Lauterbach, S., Optiz, S., Sottili, G., Giaccio, B., Albert, P. G., Satow, C., Tomlinson, E. L., Viccaro, M. & Brauer, A. (2012) The 100-133 ka record of Italian explosive volcanism and revised tephrochronology of Lago Grande di Monticchio. *Quaternary Science Reviews* 58, 104-123. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.020.
- Wuscher, P. (2016) Géomorphologie. In: *MUTZIG, Bas-Rhin. Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport de fouilles programmées. Triennale 2014-2016*, (eds.) H. Koehler & F. Wegmüller, pp. 83-103. Sélestat: Archéologie Alsace.
- Wuscher, P. (2019) Géomorphologie. In: *MUTZIG, Bas-Rhin. Rain, Boulevard Clémenceau. Rapport de fouilles programmées de la Campagne Triennale 2017-2019*, (eds.) H. Koehler & F. Wegmüller, pp. 164-171. Sélestat: Archéologie Alsace.
- Wuscher, P., Koehler, H., Moine, O., Bachellerie, F., Basoge, F., Griselin, S., Schneider, N., Boës, E., Diemer, S. & Sévêque, N. (2017) *Le Paléolithique et le Mésolithique de la Plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes. Reprises des données existantes, pistes pour détecter les sites et approches territoriales, Rapport de Projet Collectif de Recherche*. Strasbourg: Ministère de la Culture, Service Régional d'Archéologie.
- Wuscher, P., Moine, O., Preusser, F. & Schwartz, D. (2018) Les formations quaternaires du Pléistocène supérieur et de l'Holocène dans le quart sud-ouest du fossé rhénan supérieur : état de l'art, nouvelles données et pistes de recherches. (ed.) Poster - "Q11 - Au Centre des Enjeux" - 13, 15 février 2018 - Orléans.
- Yang, H., Yan, R., Chen, H., Lee, D. H. & Zheng, C. (2007) Characteristics of hemicellulose, cellulose and lignin pyrolysis. *Fuel* 86, 1781-1788. doi:10.1016/j.fuel.2006.12.013.
- Yeh, T.-F., Braun, J. L., Goldfarb, B., Chang, H.-M. & Kadla, J. F. (2006) Morphological and chemical variations between juvenile wood, mature wood, and compression wood of loblolly pine (*Pinus taeda* L.). *Holzforschung* 60, 1-8. doi:10.1515/HF.2006.001.
- Young, G. H. F., McCarroll, D., Loader, N. J. & Kirchhefer, A. J. (2010) A 500-year record of summer near-ground solar radiation from tree-ring stable carbon isotopes. *The Holocene* 20, 315-324. doi:10.1177/0959683609351902.
- Zimmerman, J. K. & Ehleringer, J. R. (1990) Carbon isotope ratios are correlated with irradiance levels in the Panamanian orchid *Catasetum viridiflavum*. *Oecologia* 83, 247-249.

ANNEXES

ANNEXE 1 : PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE DE LA GROTTÉ DES DEUX-OUVERTURES

Contexte de l'étude

La grotte des Deux Ouvertures est un des nombreux sites archéologiques ornés des Gorges de l'Ardèche. La grotte se situe sur la commune de Saint-Martin d'Ardèche (Ardèche, 07700), à la sortie des gorges (rive gauche), comprise dans le réseau karstique du Ranc pointu (Monney, 2019), connu pour son site éponyme du Paléolithique moyen (Moncel, 1996). Elle s'ouvre vers le nord à travers deux entrées (dont une double), à une vingtaine de mètres au-dessus du cours actuel de la rivière. Le site est entouré par plusieurs autres sites ornés (La Tête du Lion, Chabot, Huchard, Le Figuier, Grotte Sombre) (Monney, 2012), indiquant l'aspect attractif de la zone pendant la Préhistoire.

Si la grotte est connue depuis relativement longtemps (Chiron, 1896), ce n'est qu'en 1985, après l'aménagement d'un tunnel (contournement d'une obstruction stalagmitique), que le réseau

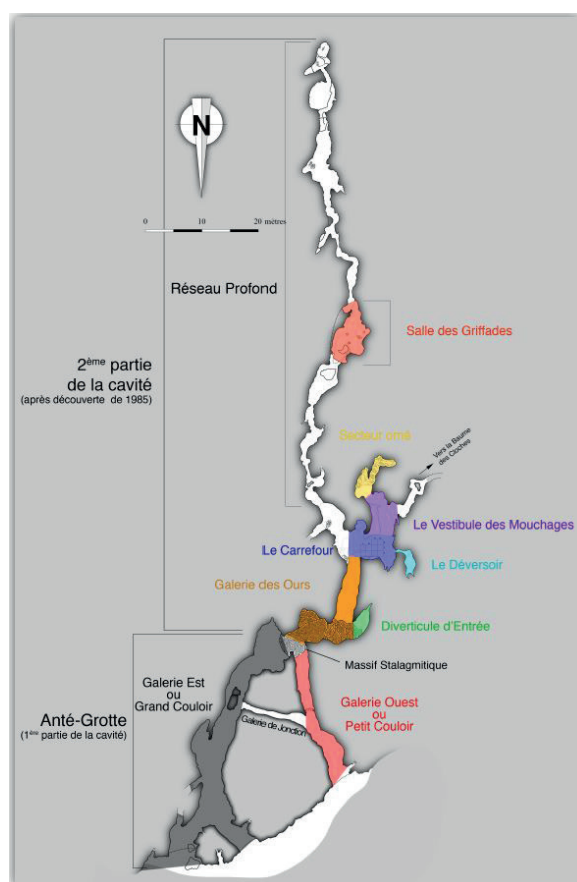


Figure Ax.1-1) Plan Général de la grotte des Deux-Ouvertures et toponymes.

profond orné est découvert (Gély, 1988; Porte and Gély, 1987a, b). Cependant, à la suite de la première campagne de fouilles, menée par J.-L. Porte (relevé des gravures et de la topographie, premier sondage stratigraphique) (Gély and Porte, 1996, 1998; Porte and Gély, 1987b), il faudra attendre 2007 pour qu'une nouvelle campagne se lance (Dir. M. Philippe) (Philippe, 2007). Cette dernière donnera suite dès 2008 au projet pluridisciplinaire de « Datation des Grottes Ornées » (Dir. J. Monney) (Monney, 2011, 2015, 2019). L'ensemble de ces nouvelles prospections permettront alors non seulement de compléter l'étude de la topographie de la grotte et du premier sondage, mais également d'initier un grand nombre de nouvelles études sur l'ensemble de l'étendue de la cavité (nouveaux sondages et études paléontologiques, géomorphologiques, chronologiques, lithiques, des gravures, fauniques et anthracologiques) (Condemi et al., 2017; Monney, 2019; Monney et al., 2010; Monney et al., 2014; Philippe et al., 2009). L'ensemble des datations radiocarbone (charbon, faune) réalisé sur la grotte permet de proposer plusieurs grandes phases de fréquentations. Parmi elles, on retrouve une phase humaine et ursine durant l'Aurignacien entre 32 et 28 000 BP (entre 37 et 32 ka cal BP), puis une phase plus récente au Gravettien datée sur charbons, bouquetin, Hyène entre 19 et 23 000 BP (entre 28 et 23 cal BP). Les autres occupations sont toutes postérieures 10 ka BP (11,6 ka cal BP) (occupations tardiglaciaires, puis néolithiques et historiques) à l'exception d'une date isolée vers 16,5 ka BP (\approx 20 ka cal BP) (Monney, 2014, 2019).

Matériel et méthode

L'étude anthracologique du matériel de la grotte des Deux Ouvertures présentée ici s'est concentrée sur les charbons issus des sondages S1 à S3 (première partie de la grotte) et le sondage de la salle des Griffades (SG1, deuxième partie de la grotte). Elle s'est inscrite dans le cadre du projet « Datation Grottes Ornées » et fait suite, dans ce cadre, à l'étude taxinomique des charbons de la salle du Carrefour (M6) (Thiébaud and Théry-Parisot, 2012). Finalement, seuls les sondages de la salle du Carrefour (M6) (*Ibid*) et le sondage de la salle des Griffades (SG1, réalisé dans le cadre de cette thèse) ont mis en évidence de probables niveaux associés au Paléolithique supérieur, avec la présence d'essences typiques de la période froide (*Pinus* type *sylvestris/nigra*, *Juniperus* sp.). Les sondages dans la 1^{ère} partie de la cavité (S1 à S3) sont, quant à eux, essentiellement représentés par des taxons de milieux tempérés (*Quercus* sp. FC, *Buxus* sp., *Sorbus* sp.) représentatifs d'un couvert forestier plus récent (Holocène). Toutefois, on précise que pour l'ensemble des sondages, les études ont été réalisées sur un petit nombre de charbons. Plus encore, les niveaux paléolithiques de M6 se retrouvent sous la forme d'un palimpseste dans le haut du sondage, associés aux mêmes essences thermophiles que dans les sondages S1 à S3. L'étude isotopique s'est donc concentrée sur l'étude des charbons issus du sondage SG1 dans le réseau profond de la grotte. Ce dernier est représenté par une séquence peu dilatée (6cm), avec 5 unités stratigraphiques différenciées (Monney, 2015, 2019). La principale unité (US D, jusqu'à 4cm) est représentée par une matrice argileuse très plastique et sans claste. L'aspect de cette unité, dont proviennent l'ensemble des charbons étudiés semble intègre. Au total, une dizaine de charbons est répartie dans l'unité (7 *Pinus* type *sylvestris/nigra*, 1 gymnosperme, 1 indéterminé).

Au total, 6 charbons ont été échantillonnés pour les analyses isotopiques. Considérant la faible épaisseur de la séquence archéologique source, jugée assez fine pour ne représenter qu'une

seule période de fréquentations archéologique, le choix des analyses s'est porté sur des groupes de 3 charbons, regroupés par ordre de prélèvements : SG 1-3-5 et SG 9-10-11. Cependant, la datation de la séquence SG1 a révélé plusieurs niveaux de fréquentations, avec trois dates : deux contemporaines de l'Aurignacien à 29,1 3,6 ka BP ($\approx 34,0$ ka cal BP, Charb_02) et 28,1 2,9 ka BP (32,5 ka cal BP, Charb_06), et une beaucoup plus récente à 16,5 0,8 ka BP (≈ 20 ka cal BP, Charb_08). Ainsi, malgré la proximité des charbons utilisés, il est possible que le groupement des charbons ait conduit à un mélange de matériel issu de plusieurs périodes, d'autant plus que les datations révèlent un probable pendage dans les niveaux archéologiques (en « x et y »). Ainsi, les charbons « 3, 5 et 10 » plus proches de la paroi seraient associés à la date la plus ancienne, alors que les charbons « 1, 9 et 11 » seraient associés à la date Aurignacienne la plus récente (« 1 » est attribuée au même niveau que C11 et C9 malgré un « x » différent, en raison d'un pendage du niveau en « y »). L'hypothèse qu'un des charbons analysés soit associé au niveau archéologique vers 20 ka cal BP apparaît alors moins probable.

Le test-infrarouge s'étant révélé négatif aux acides humiques et les pourcentages de carbone homogènes (%C stables entre 60 et 65% indiquant un degré de carbonisation similaire),

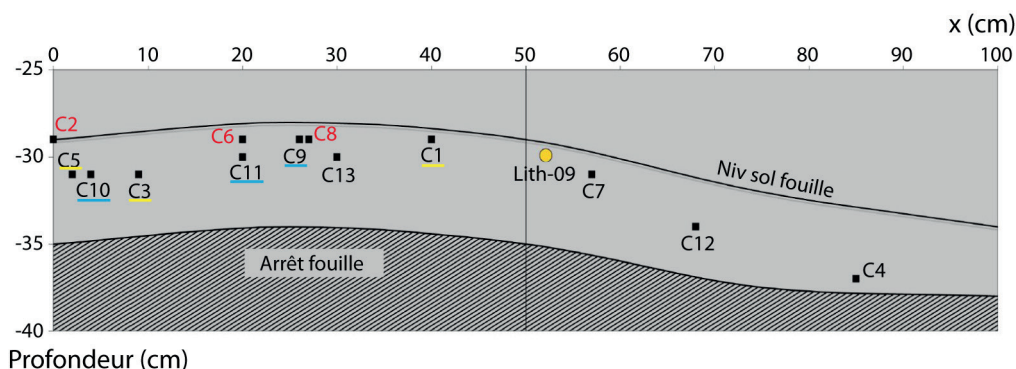


Figure Ax.1-2) Représentation graphique du sondage SG1 selon « x » et la profondeur. Les charbons datés sont légendés en rouge et les charbons des deux groupes analysés sont respectivement soulignés en bleu et jaune. NB : Un pendage dans l'axe des y des niveaux archéologiques est également présent.

seul un prétraitement à l'acide a été réalisé et aucune correction de l'effet de la carbonisation n'a été réalisée. Enfin, compte-tenu de l'incertitude dans la chronologie d'origine des charbons, aucune correction des effets de l'évolution des paramètres atmosphériques n'a été réalisée ($\delta^{13}\text{C}$ bruts), mais doivent être considérés dans les interprétations. Toutefois, on précise que seules deux phases chronologiques du Paléolithique supérieur peuvent être attribuées à ces fréquentations, où les variations du CO_2_{atm} sont négligeables (210 ppmV entre 34 et 32,5 ka cal BP ; 195 ppmV vers 20 ka cal BP) et les variations de $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ restent inférieures à 0,2‰ (avec un $\delta^{13}\text{C}$ de 6,5 à 6,43 ‰ entre 37 et 32 ka cal BP et de 6,47 à 6,37 ‰ entre 21 et 19 cal BP) (Barnola et al., 1987; Eggleston et al., 2016).

Résultat et interprétation

L'analyse isotopique des regroupements de charbons a donné deux $\delta^{13}\text{C}$ moyens différents de 1,4‰, avec la valeur la plus faible obtenue pour le groupe « SG 1-3-5 » (-23,43‰) et la valeur la plus haute pour le groupe « SG 9-10-11 » (-24,84‰) (hypothétiquement du groupe le plus vieux au plus récent).

Les valeurs isotopiques obtenues ici correspondent, non seulement à la moyenne du signal isotopique enregistré dans un charbon (possibilité d'avoir plusieurs cernes), mais aussi la moyenne des $\delta^{13}\text{C}$ moyens de chacun des trois charbons regroupés. Dans ce cadre, comme observé dans notre référentiel et dans d'autres sites de la région (voir chapitre II et IV), la variabilité isotopique entre les valeurs analytiques obtenues est par logique nettement diminuée (perte de la variabilité haute-fréquence, intra-individu, inter-individu). Ainsi, la relative forte différence (1,4‰) observée ici, entre les deux groupes de charbons, indique certainement l'enregistrement d'une évolution climatique et/ou environnementale par les plantes sources. En effet, malgré le faible nombre de charbons utilisés (3 charbons), les variabilités isotopiques connues au sein d'une même population à un moment « t » (inter-individu, jusqu'à 2‰ et écart-type <0,5‰ ; variabilité intra-individu, jusqu'à 1‰ et écart-type <0,25‰) ont peu de probabilités statistiques d'expliquer un tel écart (Leavitt, 2010; Loader et al., 2013). De même, la variabilité extrême des paramètres atmosphériques à ces périodes n'est pas suffisante pour appuyer l'hypothèse d'une évolution isotopique d'origine uniquement nonclimatique. Malheureusement, le choix d'utiliser une analyse de regroupement par charbons ne nous permet pas d'approfondir ces questions. Plus encore, le choix de cette méthode a pu constituer un biais dans la représentativité du signal, considérant qu'il soit possible que plusieurs charbons de périodes climatiques et/ou environnementales différentes aient été regroupés (diminution de l'écart isotopique réelle).

Sans donnée environnementale supplémentaire (anthracologie entre autres), et sur la base des altitudes (z) individuelles des charbons, la différence isotopique observée ici peut être considérée comme le résultat d'un changement climatique correspondant certainement à une augmentation de l'humidité.

Discussion et synthèse

À la suite des résultats présentés ci-dessus, il apparaît évident que le choix méthodologique (analyse par regroupement de charbons) appliqué sur la grotte des Deux Ouvertures n'était pas adéquat. En effet, malgré la perception d'un niveau d'occupation unique (ou au moins d'une même période) à la fouille, le taux de sédimentation du sondage SG1 a conduit au rapprochement stratigraphique de plusieurs charbons issus de phases de fréquentations séparées, attesté par un écart de dates jusqu'à 15 ka. Ainsi le mélange de charbons de plusieurs périodes climatiques, contemporains des différentes fréquentations, a pu avoir lieu.

Malgré tout, l'analyse isotopique des charbons de SG1 permet de proposer l'hypothèse d'une évolution climatique et/ou environnementale entre deux phases de fréquentation de la grotte. Plus encore, malgré un possible risque de charbons, la position stratigraphique des charbons utilisés suggère que ce changement climatique ait été présent entre deux fréquentations de l'Aurignacien (entre 34 et 32,5 ka cal BP) (Monney, 2019).

En somme, si l'étude isotopique des charbons de la grotte des Deux Ouvertures soulève la présence de plusieurs phases de fréquentations de la salle des Griffades (dans un climat/ environnement différent), elle souligne l'importance du choix méthodologique (intérêt de l'analyse individuelle) dans des contextes de faibles taux de sédimentation. On précise toutefois, qu'ici, malgré un nombre très restreint de charbons, l'utilisation du signal isotopique permet de proposer des hypothèses sur l'évolution du contexte climatique et environnemental. Malgré tout, seul un nombre plus important de charbons et d'analyses pourrait nous permettre de confirmer et affiner ces dernières.

Bibliographie

- Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. & Lorius, C. (1987) Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature* 329, 408-414. doi:10.1038/329408a0.
- Chiron, L. (1896) *La préhistoire dans le Vivarais*. Privas: Imprimerie centrale de l'Ardèche, pp. 56.
- Condemi, S., Voisin, J.-L., Puymérail, L., Monney, J. & Philippe, M. (2017) Les restes humains de la grotte ornée paléolithique des Deux-Ouvertures (Ardèche, France). *C. R. Palevol* 16, 452-461. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.crpv.2017.02.001.
- Eggleston, S., Schmitt, J., Bereiter, B., Schneider, R. & Fischer, H. (2016) Evolution of the stable carbon isotope composition of atmospheric CO₂ over the last glacial cycle. *Paleoceanography* 31. doi:10.1002/2015PA002874.
- Gély, B. (1988) *Réserve Naturelle des Gorges de l'Ardèche : bilan archéologique*. Lyon: Ministère de la Culture, DRAC Rhône-Alpes, pp. 239.
- Gély, B. & Porte, J.-L. (1996) Les gravures paléolithiques dans la grotte des Deux-Ouvertures, à Saint-Martin-d'Ardèche. *Bull. Soc. Préhist. Ariège-Pyrénées* 57, 81-98.
- Gély, B. & Porte, J.-L. (1998) Première campagne de relevé de gravures paléolithiques dans la grotte des Deux-Ouvertures, à Saint-Martin-d'Ardèche. *Ardèche Archéologie* 15, 5-12.
- Leavitt, S. W. (2010) Tree-ring C-H-O isotope variability and sampling. *Science of the Total Environment* 408, 5244-5253. doi:10.1016/j.scitotenv.2010.07.057.
- Loader, N. J., Young, G. H. F., McCarroll, D. & Wilson, R. J. S. (2013) Quantifying uncertainty in isotope dendroclimatology. *The Holocene*, 1-6. doi:10.1177/0959683613486945.
- Moncel, M.-H. (1996) Le Moustérien de la grotte du Ranc Pointu (Ardèche) Fouilles René Gilles et Jean Combier. *Bulletin de la Société préhistorique française* 93, 164-168. doi:https://doi.org/10.3406/bspf.1996.10134.
- Monney, J. (2011) *Projet Datation Grottes Ornées. Rapport d'Activité 2011 (4^{ème} Volet). Grotte des Deux-Ouvertures (St-Martin-d'Ardèche)*. Lyon: Ministère de la Culture, SRA Rhône-Alpes, pp. 77.
- Monney, J. (2012) Et si d'un paysage l'on contait passé. Tissu de sens et grottes ornées le long des gorges de l'Ardèche. *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie* 13, 21-42.

- Monney, J. (2014) *Projet Datation Grottes Ornées. Rapport d'Activité 2014 (7^{ème} Volet). Grotte des Deux-Ouvertures (St-Martin-d'Ardèche)*. Lyon: Ministère de la Culture, SRA Rhône-Alpes, pp. 69.
- Monney, J. (2015) *Projet Datation Grottes Ornées. Rapport d'Activité 2015 (8^{ème} Volet). Grotte des Deux-Ouvertures (St-Martin-d'Ardèche)*. Lyon: Ministère de la Culture, SRA Rhône-Alpes, pp. 79.
- Monney, J. (2019) *Projet Datation Grottes Ornées. Rapport Pluriannuel 2012-2016. Grotte des Deux-Ouvertures (St-Martin-d'Ardèche)*. Lyon: Ministère de la Culture, SRA Rhône-Alpes, pp. 77.
- Monney, J., Baracchini, L., Lateur, N. & Stocchetti, S. (2010) La grotte des Deux-Ouvertures : le regard et la mémoire Perception d'une grotte ornée paléolithique à la sortie des gorges de l'Ardèche. *Ardèche Archéologie* 27, 3-12.
- Monney, J., Delannoy, J.-J., Genty, D., Hellstrom, J., Jaillet, S., Kaltnecker, E., Lateur, N., Moreau, C., Philippe, M., Sadier, B., Stocchetti, S. & Valladas, H. (2014) La grotte des Deux-Ouvertures à Saint-Martin-d'Ardèche : approches chronométriques croisées de la mise en place du massif stalagmitique (U/Th et 14C AMS) : implications quant aux fréquentations humaines de la cavité et à la présence ursine dans la région. In: *Les arts de la Préhistoire : micro-analyses, mises en contextes et conservation. Actes du colloque « Micro-analyses et datations de l'art préhistorique dans son contexte archéologique », MADAPCA - Paris, 16-18 novembre 2011*, (ed.) P. Paillet, pp. 41-50. PALEO.
- Philippe, M. (2007) *Rapport sur les travaux effectués en 2007 dans la grotte des Deux-Ouvertures, à Saint-Martin-d'Ardèche*. Lyon: Ministère de la Culture, S.R.A. Rhône-Alpes, pp. 110.
- Philippe, M., Monney, J., Argant, J., Chauvet, J.-M., Debard, E., Gély, B., Lateur, N. & Stocchetti, S. (2009) Une «grotte à ours des cavernes» à la sortie des gorges de l'Ardèche. *Ardèche Archéologie* 26, 3-12.
- Porte, J.-L. & Gély, B. (1987a) *Grotte des Deux-Ouvertures à Saint-Martin-d'Ardèche. Cahier de fouilles*. Lyon: Ministère de la Culture, S.R.A. Rhône-Alpes, pp. 7.
- Porte, J.-L. & Gély, B. (1987b) *La grotte des Deux-Ouvertures : le sanctuaire orné de la Galerie des Ours*. Lyon: Ministère de la Culture, S.R.A. Rhône-Alpes, pp. 19.
- Thiébaud, S. & Théry-Parisot, I. (2012) Etude Anthracologique – Evaluation du potentiel du site des Deux-Ouvertures. In: *Projet Datation Grottes Ornées. Rapport d'Activité 2012 (5^{ème} Volet). Grotte des Deux-Ouvertures (St-Martin-d'Ardèche)*, (ed.) J. Monney, pp. 20-28. Lyon: Ministère de la Culture, SRA Rhône-Alpes.

ANNEXE 2 : DESCRIPTION ET ÉTUDE DES SOLS DES DIFFÉRENTS SITES D'ÉCHANTILLONNAGE DU RÉFÉRENTIEL

Site	Texture	Munsell humide	Structure	Inclusions	Tri	pH	Eh (mV)	Ce (µS/cm)	TDS (ppm)
Ro	limons sableux fins	10YR 5/8 yellowish brown	-	qq radicelles, CaCO ₃ secondaires	très bon	7,72	-46,1	47,84	24,12
An1	limons	10YR 4/3 brown/dark brown	grumeleuse	racines et radicelles	très bon	5,16	+76,3	123,77	63,94
An2	limons	2,5Y 4/2 dark grayish brown	polyédrique	qq racines et radicelles	très bon	4,83	+95,2	66,47	34,34
Ar1	limons sableux fins	10YR 3/3 dark brown	-	racines et radicelles, fragments végétaux, qq gravillons (0,5-1cm)	bon	4,96	+88,9	58,18	30,55
Ar2	limons sableux	2,5Y 4/2 dark grayish brown	-	racines et radicelles, fragments végétaux	bon	5,29	+72,1	25,20	13,2
Ca1	limons	7,5YR 3/4 dark brown	grumeleuse	qq cailloux 1-3cm, qq racines et radicelles, qq gravillons calcaires (infracm.)	mauvais	6,82	-4,8	298,43	155,6
Ca2	limons sableux fins	10YR 4/2 dark grayish brown	-	racines et radicelles, qq CaCO ₃ secondaires, qq gravillons (infracm.)	bon	7,53	-49,4	101,93	53,28
LMa	gravillons dans matrice limoneuse	2,5Y 5/2 grayish brown	-	gravillons (0,2-1cm), qq cailloux (2-4cm)	mauvais	8,28	-78,2	113,64	58,81
PdL	cailloux calcaires (0,5-4cm) dans matrice limons fins	10YR 3/3 dark brown	-	qq radicelles, fragments végétaux	très mauvais	7,84	-55,8	147,49	76,16

Tableau Ax.2-1) Tableau de synthèse des résultats de l'étude des sols du référentiel, avec « Eh » pour potentiel d'oxydo-réduction, « Ce » pour conductivité électrique et « TDS » pour *Total Dissolved Solids*.

ANNEXE 3 : OPEN ACCESS À LA BASE DE DONNÉES DU RÉFÉRENTIEL

L'ensemble des données isotopiques (brutes, sans corrections des effets atmosphériques) et des données élémentaires pour le référentiel sont accessibles et importables sur la base de données en ligne.

➤ <https://fms.cepam.cnrs.fr/fmi/webd/d13C>

Identifiant : invite

Mot de passe : invite2020?

ANNEXE 4 : RÉSULTATS MOYENS DES MESURES DES CERNES OBTENUES SUR LES CAROTTES POUR LES SITES SECONDAIRES DU RÉFÉRENTIEL ET CHOIX DES GROUPES DE CERNES POUR L'ÉTUDE

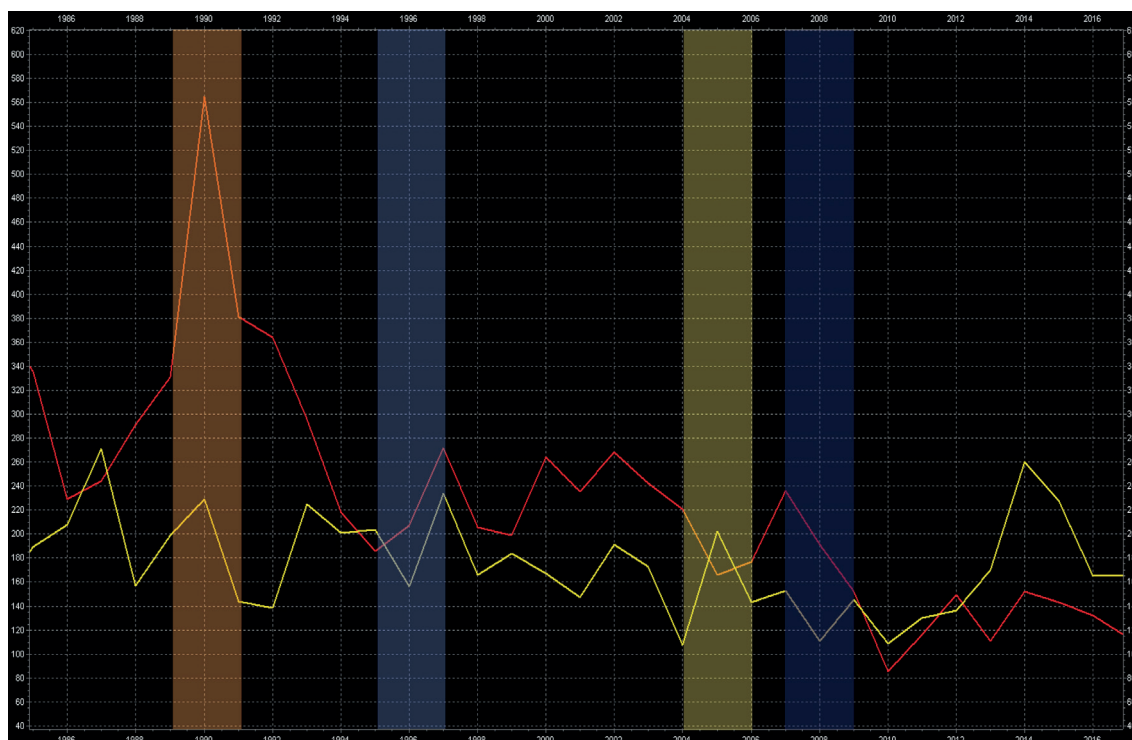


Figure Ax.4-1) Mesures moyennes des cernes des sites An1 et An2 avec les groupes de cernes sélectionnés en surligné bleu foncé pour le climat « Humide Absolu », en bleu clair pour le climat « Humide Relatif », en jaune pour le climat « Sec Absolu » et en orange pour le climat « Sec relatif ».

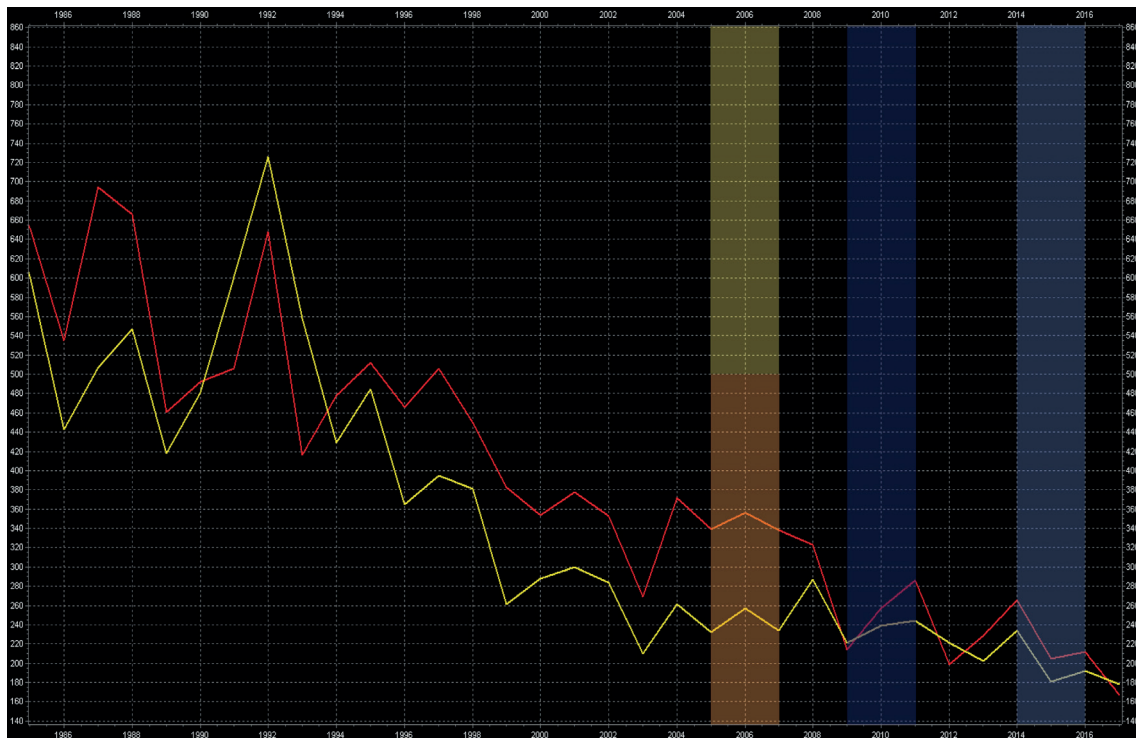


Figure Ax.4-2) Mesures moyennes des cernes des sites Ar1 et Ar2 avec les groupes de cernes sélectionnés en surligné en bleu foncé pour le climat « Humide Absolu », en bleu clair pour le climat « Humide Relatif », en jaune pour le climat « Sec Absolu » et en orange pour le climat « Sec relatif ».

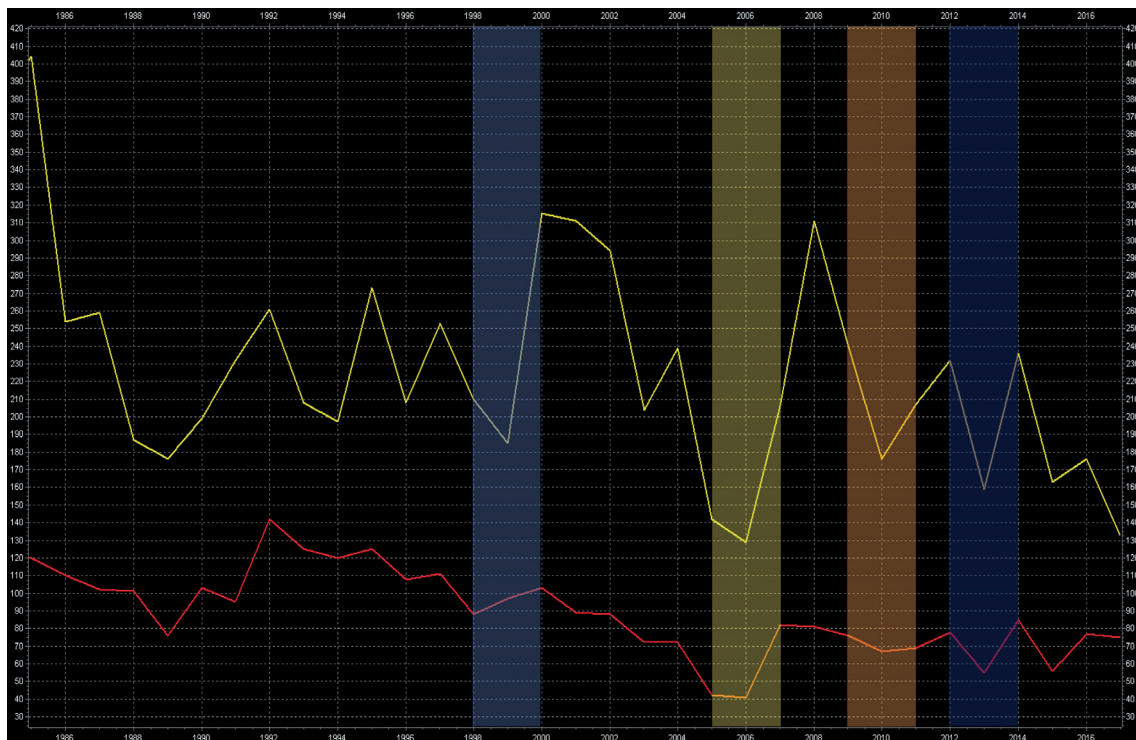


Figure Ax.4-3) Mesures moyennes des cernes des sites Ca1 et Ca2 avec les groupes de cernes sélectionnés en surligné en bleu foncé pour le climat « Humide Absolu », en bleu clair pour le climat « Humide Relatif », en jaune pour le climat « Sec Absolu » et en orange pour le climat « Sec relatif ».

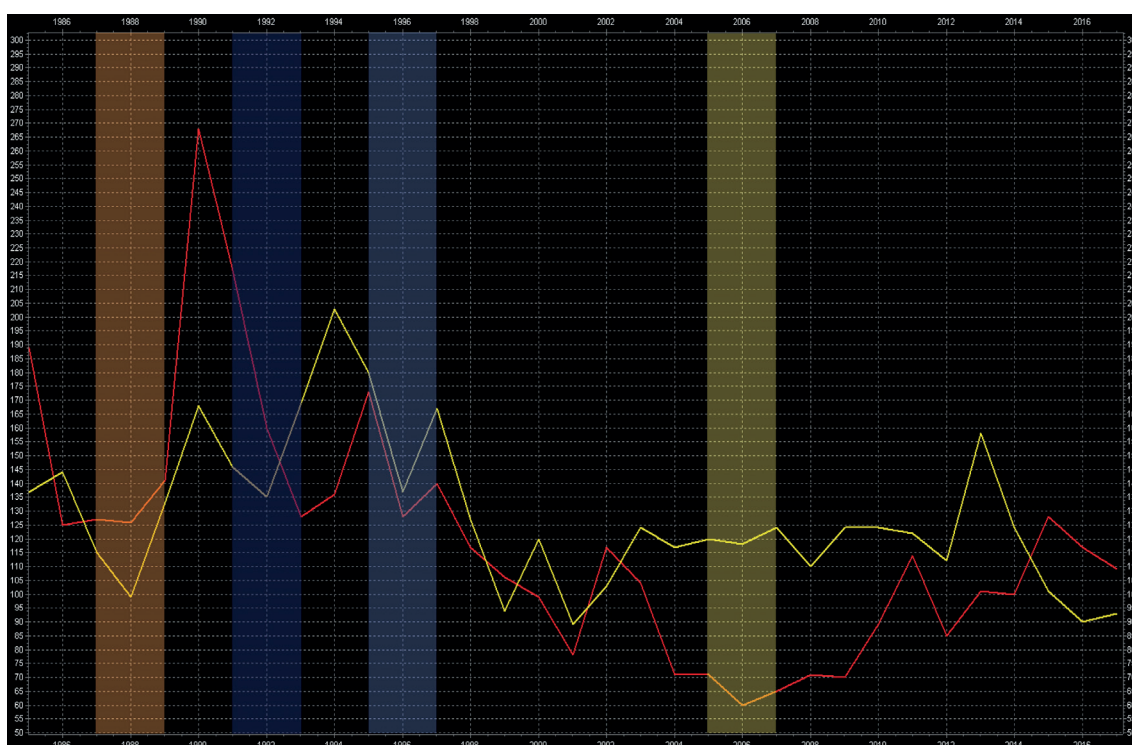


Figure Ax.4-4) Mesures moyennes des cernes des sites LMa et PdL avec les groupes de cernes sélectionnées en surligné en bleu foncé pour le climat « Humide Absolu », en bleu clair pour le climat « Humide Relatif », en jaune pour le climat « Sec Absolu » et en orange pour le climat « Sec relatif ».

ANNEXE 5 : DONNÉES ISOTOPIQUES ET TENEURS EN CARBONE

OBTENUES POUR CHAQUE SITE ARCHÉOLOGIQUE

Site	Nom de l'échantillon	Niveau/ Ensemble	dec ou z	Carré	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N charbons	Masse éch. (mg)	%C
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-1	Couche 2	dec 8	G5	-26,08	1	2,1	64,72
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-3	Couche 2	dec 8	G5	-26,49	1	1,86	59,96
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-4	Couche 2	dec 8	G5	-24,40	1	1,68	61,50
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-5	Couche 2	dec 8	G5	-24,58	1	1,87	Erreur machine
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-6	Couche 2	dec 8	G5	-26,17	1	1,16	68,93
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-9	Couche 2	dec 8	G5	-24,22	1	1,79	61,25
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-10	Couche 2	dec 8	G5	-25,76	1	1,38	61,46
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-12	Couche 2	dec 8	G5	-25,08	1	1,53	59,90
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-14	Couche 2	dec 8	G5	-27,35	1	1,54	60,82
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-15	Couche 2	dec 8	G5	-24,37	1	1,91	62,73
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-18	Couche 2	dec 8	G5	-27,51	1	1,59	63,42
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-20	Couche 2	dec 8	G5	-24,86	1	1,97	57,04
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-21	Couche 2	dec 8	G5	-25,69	1	1,67	61,67

Annexes

Site	Nom de l'échantillon	Niveau/ Ensemble	dec ou z	Carré	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N charbons	Masse éch. (mg)	%C
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-23	Couche 2	dec 8	G5	-24,86	1	1,53	52,21
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-25	Couche 2	dec 8	G5	-26,59	1	1,69	60,24
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-26	Couche 2	dec 8	G5	-24,75	1	1,63	65,15
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-27	Couche 2	dec 8	G5	-24,88	1	1,77	63,01
CHV	CAN82_G5_rel8_Ch2-29	Couche 2	dec 8	G5	-24,26	1	1,46	63,97
CHV	CAN81_G5_rel9_Ch2-1	Couche 2	dec 9	G5	-26,23	1	1,58	61,52
CHV	CAN81_G5_rel9_Ch2-4	Couche 2	dec 9	G5	-24,92	1	1,5	62,90
CHV	CAN81_G5_rel9_Ch2-10	Couche 2	dec 9	G5	-24,90	1	1,71	54,74
CHV	CAN81_G5_rel9_Ch2-11	Couche 2	dec 9	G5	-25,96	1	1,38	63,74
CHV	CAN85_G5_Ch2-1	Couche 2	dec «1985»	G5	-23,72	1	1,93	65,49
CHV	CAN85_G5_Ch2-19	Couche 2	dec «1985»	G5	-24,07	1	1,16	Erreur machine
CHV	CAN87_G5_rel20_Ch3-1	Couche 3	dec 20	G5	-24,79	1	1,77	57,70
CHV	CAN87_G5_rel20_Ch3-2	Couche 3	dec 20	G5	-24,56	1	2,06	59,10
CHV	CAN87_G5_rel20_Ch3-3	Couche 3	dec 20	G5	-24,76	1	1,82	58,62
CHV	CAN87_G5_rel20_Ch3-4	Couche 3	dec 20	G5	-24,77	1	1,8	61,33
CHV	CAN87_G5_rel20_Ch3-5	Couche 3	dec 20	G5	-24,50	1	1,27	57,16
CHV	CAN87_G5_rel20_Ch3-6	Couche 3	dec 20	G5	-24,52	1	0,49	53,45
CHV	CAN87_G5_rel20_Ch3-7	Couche 3	dec 20	G5	-24,48	1	1,32	54,53
CHV	CAN87_G5_rel20_Ch3-8	Couche 3	dec 20	G5	-24,36	1	0,72	54,59
CHV	CAN87_G5_rel35_Ch3-1	Couche 3	dec 35	G5	-24,90	1	1,83	59,70
CHV	CAN87_G5_rel35_Ch3-2	Couche 3	dec 35	G5	-25,24	1	1,73	57,92
CHV	CAN87_G5_rel35_Ch3-3	Couche 3	dec 35	G5	-24,90	1	1,81	55,96
CHV	CAN87_G5_rel35_Ch3-4	Couche 3	dec 35	G5	-24,97	1	1,51	58,03
CHV	CAN87_G5_rel35_Ch3-5	Couche 3	dec 35	G5	-25,01	1	1,39	58,69
CHV	CAN87_G5_rel35_Ch3-6	Couche 3	dec 35	G5	-24,76	1	1,8	56,02
CHV	CAN87_G5_rel35_Ch3-7	Couche 3	dec 35	G5	-25,21	1	1,41	62,60
CHV	CAN87_G5_rel35_Ch3-8	Couche 3	dec 35	G5	-24,91	1	2,2	61,13
CHV	CAN87_G5_rel35_Ch3-9	Couche 3	dec 35	G5	-24,98	1	1,37	56,34
CHV	CAN87_G5_rel35_Ch3-10	Couche 3	dec 35	G5	-25,13	1	1,97	60,77
CHV	CAN87_G5_Ch3-1	Couche 3	dec «1987»	G5	-25,07	1	1,45	Erreur machine
CHV	CAN87_G5_Ch3-2	Couche 3	dec «1987»	G5	-24,91	1	2,1	59,93
CHV	CAN87_G5_Ch3-3	Couche 3	dec «1987»	G5	-25,28	1	1,76	64,22
CHV	CAN87_G5_Ch3-4	Couche 3	dec «1987»	G5	-24,94	1	1,99	62,62
CHV	CAN87_G5_Ch3-5	Couche 3	dec «1987»	G5	-25,83	1	1,75	66,12
CHV	CAN87_G5_Ch3-6	Couche 3	dec «1987»	G5	-25,17	1	1,93	63,98
CHV	CAN87_G5_Ch3-7	Couche 3	dec «1987»	G5	-25,19	1	1,82	62,03

Site	Nom de l'échantillon	Niveau/ Ensemble	dec ou z	Carré	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N charbons	Masse éch. (mg)	%C
CHV	CAN87_G5_Ch3-8	Couche 3	dec «1987»	G5	-25,20	1	2,03	64,36
CHV	CAN87_G5_Ch3-9	Couche 3	dec «1987»	G5	-25,70	1	1,32	65,45
CHV	CAN87_G5_Ch3-10	Couche 3	dec «1987»	G5	-26,59	1	1,95	65,35
CHV	CAN88_G5_Ch3-1	Couche 3	dec «1988»	G5	-26,29	1	1,51	65,39
CHV	CAN88_G5_Ch3-2	Couche 3	dec «1988»	G5	-25,92	1	1,5	61,14
CHV	CAN88_G5_Ch3-3	Couche 3	dec «1988»	G5	-24,95	1	1,49	52,15
CHV	CAN88_G5_Ch3-4	Couche 3	dec «1988»	G5	-23,82	1	1,15	62,07
CHV	CAN88_G5_Ch3-5	Couche 3	dec «1988»	G5	-24,58	1	1,66	64,78
CHV	CAN88_G5_Ch3-6	Couche 3	dec «1988»	G5	-25,55	1	1,64	Erreur machine
CHV	CAN88_G5_Ch3-7	Couche 3	dec «1988»	G5	-24,87	1	1,39	48,33
CHV	CAN88_G5_Ch3-8	Couche 3	dec «1988»	G5	-25,04	1	1,29	63,22
CHV	CAN88_G5_Ch3-9	Couche 3	dec «1988»	G5	-24,32	1	0,98	55,67
CHV	CAN88_G5_Ch3-10	Couche 3	dec «1988»	G5	-24,15	1	1,41	58,36
CHV	CAN87_Ch4_G5-rel51-1	Couche 4	dec 51	G5	-23,87	1	1,91	48,18
CHV	CAN87_Ch4_G5-rel51-2	Couche 4	dec 51	G5	-24,42	1	1,6	59,49
CHV	CAN87_Ch4_G5-rel51-3	Couche 4	dec 51	G5	-25,47	1	1,78	50,36
CHV	CAN87_Ch4_G5-rel51-4	Couche 4	dec 51	G5	-26,01	1	1,26	55,22
CHV	CAN87_Ch4_G5-rel51-5	Couche 4	dec 51	G5	-24,60	1	2,47	60,84
CHV	CAN87_Ch4_G5-rel51-6	Couche 4	dec 51	G5	-25,05	1	1,37	60,75
CHV	CAN87_Ch4_G5-rel51-7	Couche 4	dec 51	G5	-25,07	1	2,33	60,89
CHV	CAN87_Ch4_G5-rel51-8	Couche 4	dec 51	G5	-24,62	1	1,37	48,67
CHV	CAN87_Ch4_G5-rel51-9	Couche 4	dec 51	G5	-24,58	1	0,87	45,42
CHV	CAN87_Ch4_G5-rel51-10	Couche 4	dec 51	G5	-24,92	1	1,39	56,35
CHV	Ch4_L756_G5-rel57-26	Couche 4	dec 57	G5	-25,06	1	1,62	40,36
CHV	Ch4_L756_G5-rel57-29	Couche 4	dec 57	G5	-24,88	1	1,95	59,32
CHV	Ch4_L756_G5-rel57-31	Couche 4	dec 57	G5	-25,30	1	1,73	51,95
CHV	Ch4_L756_G5-rel57-32	Couche 4	dec 57	G5	-25,85	1	1,55	51,20
CHV	Ch4_L756_G5-rel57-33	Couche 4	dec 57	G5	-24,98	1	1,64	54,77
CHV	Ch4_L756_G5-rel57-36	Couche 4	dec 57	G5	-24,79	1	1,74	53,47
CHV	Ch4_L756_G5-rel57-37	Couche 4	dec 57	G5	-25,35	1	1,67	56,44
CHV	Ch4_L756_G5-rel57-38	Couche 4	dec 57	G5	-24,84	1	1,92	59,51
CHV	Ch4_L756_G5-rel57-40	Couche 4	dec 57	G5	-24,02	1	2,06	59,44
CHV	Ch4_L756_G5-rel57-42	Couche 4	dec 57	G5	-24,81	1	1,48	55,98
CHV	Ch4_L306_G5-rel62-263	Couche 4	dec 62	G5	-25,02	1	1,7	52,07
CHV	Ch4_L306_G5-rel62-264	Couche 4	dec 62	G5	-24,21	1	1,67	53,04
CHV	Ch4_L306_G5-rel62-266	Couche 4	dec 62	G5	-25,80	1	1,57	53,16

Annexes

Site	Nom de l'échantillon	Niveau/ Ensemble	dec ou z	Carré	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N charbons	Masse éch. (mg)	%C
CHV	Ch4_L306_G5-rel62-267	Couche 4	dec 62	G5	-23,70	1	1,24	50,74
CHV	Ch4_L306_G5-rel62-268	Couche 4	dec 62	G5	-24,82	1	1,69	54,07
CHV	Ch4_L306_G5-rel62-269	Couche 4	dec 62	G5	-24,59	1	1,67	57,34
CHV	Ch4_L306_G5-rel62-271	Couche 4	dec 62	G5	-23,89	1	1,09	58,94
CHV	Ch4_L306_G5-rel62-272	Couche 4	dec 62	G5	-24,34	1	1,61	46,38
CHV	Ch4_L306_G5-rel62-273	Couche 4	dec 62	G5	-24,44	1	1,7	56,58
CHV	Ch4_L306_G5-rel62-274	Couche 4	dec 62	G5	-24,61	1	1,26	57,89
CHV	Ch4_L306_G5-rel68-238	Couche 4	dec 68	G5	-25,48	1	2,33	40,26
CHV	Ch4_L306_G5-rel68-239	Couche 4	dec 68	G5	-25,21	1	1,84	43,40
CHV	Ch4_L306_G5-rel68-241	Couche 4	dec 68	G5	-23,28	1	1,97	61,51
CHV	Ch4_L306_G5-rel68-243	Couche 4	dec 68	G5	-24,97	1	1,3	50,49
CHV	Ch4_L306_G5-rel68-245a	Couche 4	dec 68	G5	-25,10	1	1,54	55,20
CHV	Ch4_L306_G5-rel68-245b	Couche 4	dec 68	G5	-25,19	1	1,51	44,95
CHV	Ch4_L306_G5-rel68-246	Couche 4	dec 68	G5	-25,12	1	1,35	50,03
CHV	Ch4_L306_G5-rel68-247	Couche 4	dec 68	G5	-25,17	1	1,83	50,46
CHV	Ch4_L306_G5-rel68-248	Couche 4	dec 68	G5	-23,20	1	1,86	67,03
CHV	CAN95_Ch4_G5-rel68-1	Couche 4	dec 68	G5	-24,89	1	0,74	49,04
CHV	CAN95_Ch4_G5-rel72-1	Couche 4	dec 72	G5	-24,19	1	1,37	46,05
CHV	CAN95_Ch4_G5-rel72-2	Couche 4	dec 72	G5	-24,28	1	1,42	51,79
CHV	CAN95_Ch4_G5-rel72-3	Couche 4	dec 72	G5	-25,01	1	0,92	59,56
CHV	CAN95_Ch4_G5-rel72-4	Couche 4	dec 72	G5	-23,93	1	0,6	51,47
CHV	CAN95_Ch4_G5-rel72-5	Couche 4	dec 72	G5	-24,87	1	0,58	44,13
CHV	Ch4_L306_G5-rel73-201	Couche 4	dec 73	G5	-24,15	1	2,46	59,97
CHV	Ch4_L306_G5-rel73-202	Couche 4	dec 73	G5	-24,39	1	2,16	48,71
CHV	Ch4_L306_G5-rel73-203	Couche 4	dec 73	G5	-24,92	1	1,58	57,53
CHV	Ch4_L306_G5-rel73-204	Couche 4	dec 73	G5	-24,49	1	1,79	59,63
CHV	Ch4_L306_G5-rel73-206	Couche 4	dec 73	G5	-25,39	1	1,95	65,61
COMB	LC-K16-A1	A1	-135	autre	-24,89	1	2,96	60,20
COMB	LC-J15-Bb	B2	-195	autre	-27,05	2	0,83	57,00
COMB	CombIV2016-90	lamine	-227	autre	-24,54	7	2,08	43,10
COMB	CombIV2016-21	D	-354,5	K16	-24,25	4	0,68	46,58
COMB	CombIV2016-07	D	-358	I15	-23,85	6	1,26	51,37
COMB	CombIV2016-45	D	-360	N14	-23,91	9	0,22	41,19
COMB	CombIV2016-94	D	-361	L11	-23,47	11	0,9	56,00
COMB	Comb16K19	E	-427/-435	K19	-24,26	2	0,32	45,21
COMB	Comb16K19-427-429	E	-427/-429	K19	-24,69	8	1,01	52,01

Site	Nom de l'échantillon	Niveau/ Ensemble	dec ou z	Carré	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N charbons	Masse éch. (mg)	%C
COMB	Comb16K19-429-431	E	-429/-431	K19	-24,93	10	1,65	56,01
COMB	Comb16K19-431-433	E	-431/-433	K19	-25,08	7	1,48	58,14
COMB	Comb16K19-433-435	E	-433/-435	K19	-25,42	5	2,21	61,54
COMB	CombIV2016-453	torrentiel	-444	M14	-25,10	16	2,71	64,35
COMB	CombIV2016-454	torrentiel	-445	M14	-24,07	4	0,28	48,86
COMB	CombIV2016-182	torrentiel	-445/-450	M14	-24,56	9	1,08	55,99
COMB	CombIV2016-183-O	torrentiel	-445/-450	M14	-24,51	6	2,93	58,29
COMB	CombIV2016-183-I	torrentiel	-445/-450	M14	-24,36	9	2,39	60,68
COMB	CombIV2016-184	torrentiel	-450/-455	M14	-25,56	4	1,72	58,31
COMB	CombIV2016-185	torrentiel	-450/-460	M14	-25,11	11	1,84	61,51
COMB	Comb97-ITP-E-LC114	E	-457	L13	-23,06	1	2,98	51,54
COMB	CombIV2016-402	E	-459/-464	M14	-26,13	11	2,11	61,52
COMB	Comb97-ITP-E-LC118	E	-460/-462	L13	-23,89	1	6,6	47,12
COMB	Comb97-ITP-E-LC122	E	-460/-466	L13	-24,35	1	2,27	47,15
COMB	CombIV2016-151	lamine	-467/-472	L13	-24,55	11	2,23	56,99
COMB	Comb16M13a	lamine	-481/-495	M13	-25,12	4	0,85	45,79
COMB	CombIV16-152a	lamine	-510/-532	L13	-24,68	6	1	58,39
COMB	CombIV16-152b	lamine	-510/-532	L13	-24,75	6	1,72	60,60
COMB	CombIV16-152T	lamine	-510/-532	L13	-24,45	6	2,89	52,88
COMB	CombIV16-164	F1	-541	L13	-24,74	7	2,31	59,64
COMB	CombIV16-163	F1	-543/-547	L13	-25,35	6	1,97	56,37
COMB	CombIV16-162	F1	-543/-547	L13	-24,07	7	1,67	61,06
COMB	CombIV16-155	F1	-543/-548	L13	-24,81	9	2,44	40,09
COMB	CombIV16-157	F1	-543/-548	L13	-24,19	6	1,64	57,98
COMB	CombIV16-156	F1	-543/-548	L13	-24,13	8	1,97	59,91
COMB	CombIV16-159	F1	-543/-548	L13	-25,36	3	1,1	52,90
COMB	CombIV16-154	F1/F2	-548/-551	L13	-24,25	14	1,74	57,17
COMB	CombIV2016-160	F1/F2	-548/-552	L13	-23,81	5	2,46	61,47
COMB	CombIV2016-158	F2	-550/-553,5	L13	-24,93	12	2,75	60,08
COMB	CombIV16-324	F2	-551,5/-555	L13	-25,08	9	2,36	58,39
COMB	CombIV2016-161	F2	-553/-555	L13	-25,78	8	1,21	54,21
COMB	Comb16M13c	F1/F2/G1a	-548/-563	M13	-24,50	3	1,39	59,25
COMB	CombIV16-327	G1a	-556/-559	L13	-24,29	8	1,31	62,19
COMB	CombIV16-331	G1a	-559/-561	L13	-24,55	3	1,13	58,71
COMB	CombIV16-329	G1b	-563/-564,5	L13	-24,98	6	1,21	62,22
COMB	CombIV16-332a	G1b	-564,5/-567	L13	-24,97	9	1,51	66,90
COMB	CombIV16-332b	G1b	-564,5/-567	L13	-24,75	9	2,63	61,23
COMB	CombIV16-332c	G1b	-564,5/-567	L13	-24,73	9	1,17	60,93

Annexes

Site	Nom de l'échantillon	Niveau/ Ensemble	dec ou z	Carré	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N charbons	Masse éch. (mg)	%C
COMB	CombIV16-332d	G1b	-564,5/-567	L13	-24,95	9	1,09	60,50
COMB	CombIV16-332T	G1b	-564,5/-567	L13	-24,75	9	2,41	60,75
COMB	CombIV16-330	G1b	-567/-570	L13	-25,00	7	2,07	54,11
COMB	CombIV2016-165	G2	-575	L13	-24,09	9	2,37	55,56
COMB	Comb99-ITP-EIL-28	G2	-575/-577	L13	-25,82	1	1,65	53,43
COMB	Comb99-ITP-EIL-31	G2	-575/-577	L13	-24,04	1	2,35	42,03
COMB	Comb99-ITP-EIL-30	G2	-575/-577	L13	-25,03	1	2,03	57,43
COMB	Comb99-ITP-EIL-29	G2	-575/-577	L13	-24,46	1	0,56	59,89
COMB	Comb99-ITP-EIL-35	G2	-575/-579	L13	-24,85	1	2,76	30,52
COMB	CombIV2016-328	G2	-575,5/-579	L13	-24,04	5	2,01	57,59
COMB	Comb16M13d	H	-588/-598	M13	-23,90	15	2,7	54,89
COMB	Comb16M13d-588-591	H	-588/-591	M13	-24,34	5	0,98	39,12
COMB	Comb16M13d-588-591	H	-588/-591	M13	-24,55	6	0,81	59,17
COMB	Comb16M13d-594-588	H	-594/-598	M13	-24,06	1	0,31	42,81
COMB	Comb16M13d-594-598	H	-594/-598	M13	-23,99	3	0,56	58,19
CHV	Chv-Ge1a-159a	2a ROUGE	-43	Ge1a	-24,49	1	2	59,89
CHV	Chv-Ge1a-159b	2a ROUGE	-43	Ge1a	-24,46	1	1,93	63,47
CHV	Chv-Ge1a-162a	2a ROUGE	-46,5	Ge1a	-23,76	1	1,49	52,47
CHV	Chv-Ge1a-168a	2a ROUGE	-46,5	Ge1a	-24,72	1	1,19	58,48
CHV	Chv-Ge1a-168b	2a ROUGE	-46,5	Ge1a	-24,88	1	2,03	57,68
CHV	Chv-Ge1a-168c	2a ROUGE	-46,5	Ge1a	-23,43	1	1,52	59,34
CHV	Chv-Ge1a-170a	2a ROUGE	-44,5	Ge1a	-23,41	1	1,42	57,41
CHV	Chv-Ge1a-170c	2a ROUGE	-44,5	Ge1a	-23,20	1	0,06	55,14
CHV	Chv-Ge1a-172a	2a ROUGE	-48,5	Ge1a	-22,39	1	1,76	55,61
CHV	Chv-Ge1a-172b	2a ROUGE	-48,5	Ge1a	-21,96	1	1,22	55,19
CHV	Chv-Ge1a-172c	2a ROUGE	-48,5	Ge1a	-21,88	1	0,51	55,98
CHV	Chv-Ge1a-172d	2a ROUGE	-48,5	Ge1a	-21,66	1	0,31	54,35
CHV	Chv-Ge1a-172e	2a ROUGE	-48,5	Ge1a	-21,86	1	0,28	54,05
CHV	Chv-Ge1a-173b1	2a ROUGE	-48	Ge1a	-23,92	1	0,45	59,36
CHV	Chv-Ge1a-173b2	2a ROUGE	-48	Ge1a	-24,04	1	0,21	61,18
CHV	Chv-Ge1a-173c	2a ROUGE	-48	Ge1a	-24,17	1	1,46	56,84
CHV	Chv-Ge1a-174a	2b ROUGE & GRIS	-48	Ge1a	-23,24	1	1,87	60,76
CHV	Chv-Ge1a-174b	2b ROUGE & GRIS	-48	Ge1a	-23,24	1	1,97	59,59
CHV	Chv-Ge1a-178a	2a ROUGE (base)	-49	Ge1a	-24,11	1	1,75	57,21
CHV	Chv-Ge1a-181a	2a ROUGE (base)	-50,5	Ge1a	-23,41	1	1,28	64,74

Site	Nom de l'échantillon	Niveau/ Ensemble	dec ou z	Carré	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N charbons	Masse éch. (mg)	%C
CHV	Chv-Ge1a-181b	2a ROUGE (base)	-50,5	Ge1a	-23,40	1	0,73	56,97
CHV	Chv-Ge1a-183a	2a ROUGE (base)	-50	Ge1a	-24,06	1	2,14	60,65
CHV	Chv-Ge1a-184a	3 GRISE	-50	Ge1a	-23,77	1	0,96	57,64
CHV	Chv-Ge1a-184b	3 GRISE	-50	Ge1a	-23,47	1	0,48	50,10
CHV	Chv-Ge1a-184c	3 GRISE	-50	Ge1a	-23,28	1	0,27	52,35
CHV	Chv-Ge1a-184d	3 GRISE	-50	Ge1a	-23,17	1	0,34	60,10
CHV	Chv-Ge1a-184e	3 GRISE	-50	Ge1a	-23,13	1	0,12	64,16
CHV	Chv-Ge1a-184f	3 GRISE	-50	Ge1a	-23,20	1	0,39	54,88
CHV	Chv-Ge1a-184g	3 GRISE	-50	Ge1a	-24,24	1	0,84	59,38
CHV	Chv-Ge1a-184h	3 GRISE	-50	Ge1a	-23,16	1	0,09	50,22
CHV	Chv-Ge1a-187a	3 GRISE	-53	Ge1a	-23,19	1	1,73	61,92
CHV	Chv-Ge1a-187b	3 GRISE	-53	Ge1a	-23,49	1	1,99	64,64
CHV	Chv-Ge1a-188a	3 GRISE	-52,5	Ge1a	-23,22	1	1,99	64,03
CHV	Chv-Ge1a-188b	3 GRISE	-52,5	Ge1a	-22,97	1	0,86	61,38
CHV	Chv-Ge1a-189a	2b ROUGE & GRIS	-53	Ge1a	-24,92	1	1	53,76
CHV	Chv-Ge1a-189b	2b ROUGE & GRIS	-53	Ge1a	-24,98	1	0,6	55,07
CHV	Chv-Ge1a-189c	2b ROUGE & GRIS	-53	Ge1a	-24,59	1	2,16	56,98
CHV	Chv-Ge1a-189d	2b ROUGE & GRIS	-53	Ge1a	-24,70	1	1,37	59,94
CHV	Chv-Ge1a-189e	2b ROUGE & GRIS	-53	Ge1a	-24,82	1	0,6	62,00
CHV	Chv-Ge1a-190a	3 GRISE	-53	Ge1a	-24,58	1	1,48	61,95
CHV	Chv-Ge1a-190b	3 GRISE	-53	Ge1a	-23,41	1	0,08	21,45
CHV	Chv-Ge1a-192a	3 GRISE	-54,5	Ge1a	-23,21	1	1,33	56,03
CHV	Chv-Ge1a-192b	3 GRISE	-54,5	Ge1a	-23,36	1	1,41	54,71
CHV	Chv-Ge1a-193a	3 GRISE	-54,5	Ge1a	-23,47	1	1,87	62,17
CHV	Chv-Ge1a-193b	3 GRISE	-54,5	Ge1a	-23,60	1	1,96	62,42
CHV	Chv-Ge1a-193c	3 GRISE	-54,5	Ge1a	-22,22	1	0,21	51,06
CHV	Chv-Ge1a-193d	3 GRISE	-54,5	Ge1a	-22,72	1	1,63	61,48
CHV	Chv-Ge1a-195a	3 GRISE	-54,5	Ge1a	-23,41	1	1,04	60,22
CHV	Chv-Ge1a-196a	3 GRISE	-56	Ge1a	-24,49	1	0,75	62,84
CHV	Chv-Ge1a-197a	2a ROUGE	-53,5	Ge1a	-24,37	1	1,69	56,68
CHV	Chv-Ge1a-200a	3 GRISE	-57,5	Ge1a	-23,57	1	0,62	59,69
CHV	Chv-Ge1a-200b	3 GRISE	-57,5	Ge1a	-24,49	1	0,15	59,55
CHV	Chv-Ge1a-200c	3 GRISE	-57,5	Ge1a	-23,74	1	0,6	57,26
CHV	Chv-Ge1a-200d	3 GRISE	-57,5	Ge1a	-24,58	1	1,56	60,71

Annexes

Site	Nom de l'échantillon	Niveau/ Ensemble	dec ou z	Carré	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N charbons	Masse éch. (mg)	%C
CHV	Chv-Ge1a-203b1	3 GRISE	-60	Ge1a	-23,44	1	0,09	43,77
CHV	Chv-Ge1a-203b2	3 GRISE	-60	Ge1a	-22,65	1	0,5	49,65
CHV	Chv-Ge1a-203c	3 GRISE	-60	Ge1a	-22,87	1	0,06	28,51
CHV	Chv-Ge1a-203d	3 GRISE	-60	Ge1a	-23,36	1	0,47	60,74
CHV	Chv-Ge1a-203e	3 GRISE	-60	Ge1a	-23,38	1	0,42	39,76
CHV	Chv-Ge1a-204a	3 GRISE	-60	Ge1a	-23,51	1	0,6	50,36
CHV	Chv-Ge1a-204b	3 GRISE	-60	Ge1a	-23,35	1	1,32	53,66
CHV	Chv-Ge1a-204c	3 GRISE	-60	Ge1a	-23,13	1	0,4	23,03
CHV	Chv-Ge1a-205a	3 GRISE	-56,5	Ge1a	-23,79	1	1,5	59,35
CHV	Chv-Ge1a-205c	3 GRISE	-56,5	Ge1a	-23,79	1	0,25	67,83
CHV	Chv-Ge1a-205d	3 GRISE	-56,5	Ge1a	-23,61	1	0,16	58,78
CHV	Chv-Ge1a-205e	3 GRISE	-56,5	Ge1a	-23,25	1	0,6	62,52
CHV	Chv-Ge1a-205f	3 GRISE	-56,5	Ge1a	-23,66	1	0,18	65,43
CHV	Chv-Ge1a-205g	3 GRISE	-56,5	Ge1a	-23,09	1	0,15	61,15
CHV	Chv-Ge1a-205h	3 GRISE	-56,5	Ge1a	-23,99	1	0,06	Erreur machine
CHV	Chv-Ge1a-205i	3 GRISE	-56,5	Ge1a	-23,16	1	0,08	53,09
CHV	Chv-Ge1a-208a	3 GRISE	-60	Ge1a	-23,10	1	1,23	65,19
CHV	Chv-Ge1a-208b	3 GRISE	-60	Ge1a	-23,52	1	2,02	65,33
CHV	Chv-Ge1a-211a	³ GRISE (base)	-63	Ge1a	-22,56	1	1,84	62,52
CHV	Chv-Ge1a-211b	³ GRISE (base)	-63	Ge1a	-22,46	1	1,97	60,82
CHV	Chv-Ge1a-211c	³ GRISE (base)	-63	Ge1a	-22,58	1	1,77	61,39
CHV	Chv-Ge1a-211d	³ GRISE (base)	-63	Ge1a	-22,56	1	1,28	62,32
CHV	Chv-Ge1a-211e	³ GRISE (base)	-63	Ge1a	-21,97	1	0,49	57,25
CHV	Chv-Ge1a-211f	³ GRISE (base)	-63	Ge1a	-22,19	1	0,96	60,58
CHV	Chv-Ge1a-211g	³ GRISE (base)	-63	Ge1a	-22,38	1	0,83	60,93
CHV	Chv-Ge1a-211h	³ GRISE (base)	-63	Ge1a	-22,00	1	0,35	55,59
CHV	Chv-Ge1a-211i	³ GRISE (base)	-63	Ge1a	-22,40	1	1,11	61,76
CHV	Chv-Ge1a-213a	³ GRISE (base)	-60,5	Ge1a	-23,33	1	1,89	64,45
CHV	Chv-Ge1a-213b	³ GRISE (base)	-60,5	Ge1a	-23,03	1	1,91	62,58
PTS	PTS-1615	Superieur	-154	S12	-24,76	1	1,32	56,30
PTS	PTS-1595	Superieur	-154	S12	-24,21	1	1,91	60,09

Site	Nom de l'échantillon	Niveau/ Ensemble	dec ou z	Carré	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N charbons	Masse éch. (mg)	%C
PTS	PTS-16.08	Superieur	-158,5	S12a	-24,54	1	0,92	60,56
PTS	PTS-16.01	Sommet	-150,5	S12b	-25,95	1	0,71	58,37
PTS	PTS-16.20	Inferieur	-172,5	S12b	-24,32	1	2,04	65,06
PTS	PTS-16.26	Inferieur	-179	S12a	-23,95	1	1,03	60,72
PTS	PTS-16.25	Inferieur	-178,5	S12b	-24,11	1	1,74	64,07
PTS	PTS-16.19	Moyen	-170,5	S12a	-25,46	1	1,87	56,96
PTS	PTS-17.76	Inferieur	-168	S12d	-23,98	1	1,49	63,72
PTS	PTS-tamis16q	Inferieur	-174/-176	S12b	-24,36	1	1,29	59,92
PTS	PTS-tamis16h	Moyen	-162/-164	S12a	-25,63	1	0,26	58,45
PTS	PTS-tamis16g	episode sup	-160/-162	S12b	-24,12	4	1,97	61,73
PTS	PTS-tamis16m	Moyen	-166/-168	S12b	-25,10	5	1,95	60,65
PTS	PTS-tamis16d	Superieur	-156/-158	S12a	-24,60	2	2,06	60,85
PTS	PTS-tamis16n	Moyen	-170/-172	S12a+b	-24,37	3	1,86	60,12
PTS	PTS-tamis16r	Inferieur	-176/-178	S12a	-24,30	2	1,81	62,38
PTS	PTS-tamis16w	Moyen	-164/-166	S12	-25,78	1	1,95	57,30
PTS	PTS-tamis16v	Moyen	-162/-164	S12	-25,09	2	1,54	63,99
PTS	PTS-tamis16u	episode sup	-160/-162	S12	-24,83	2	1,71	62,91
PTS	PTS-17.39	Inferieur	-160	S12d	-23,84	1	1,04	58,96
PTS	PTS-17.50	Inferieur	-164	S12d	-23,94	1	1,17	60,19
PTS	PTS-16.28	Inferieur	-181	S12b	-23,91	1	1,17	61,69
PTS	PTS-1628	Moyen	-163	S12	-24,07	1	1,52	61,61
PTS	PTS-1616	Superieur	-154	S12	-25,14	1	1,05	60,39
PTS	PTS-1626	episode sup	-157	S12	-23,66	1	1,38	64,69
PTS	PTS-1596	Sommet	-153	S12	-26,01	1	2	65,24
PTS	PTS-1583	Sommet	-147	S12	-24,41	1	0,3	68,78
PTS	PTS-1577	Superieur	-154	S12	-24,29	1	2,04	58,34
PTS	PTS-17.77	Inferieur	-169,5	S12d	-24,31	1	0,49	57,43
PTS	PTS-17.51	Inferieur	-165	S12d	-23,50	1	0,6	51,71
PTS	PTS-16.27	Inferieur	-180,5	S12b	-23,92	1	0,43	56,77
PTS	PTS-16.13	Moyen	-167	S12a	-25,27	1	0,54	52,85
PTS	PTS-16.16	Moyen	-170	S12a	-24,25	1	0,97	59,03
PTS	PTS-16.11	Superieur	-160	S12a	-24,85	1	1,22	58,54
PTS	PTS-16.24	Inferieur	-179	S12a	-23,87	1	1,36	57,18
PTS	PTS-16.23	Inferieur	-179	S12a	-24,13	1	0,24	53,94
PTS	PTS-16.04	Superieur	-157,5	S12b	-25,10	1	0,43	61,21
PTS	PTS-16.07	Moyen	-162,5	S12b	-24,82	1	0,51	54,44
PTS	PTS-16.09	Superieur	-159	S12a	-24,55	1	0,61	54,91
PTS	PTS-16.03	Superieur	-157	S12b	-25,22	1	1,05	54,72

Annexes

Site	Nom de l'échantillon	Niveau/ Ensemble	dec ou z	Carré	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N charbons	Masse éch. (mg)	%C
PTS	PTS-16.10	episode sup	-159,5	S12a	-23,59	1	1,72	60,69
PTS	PTS-tamis16i	episode sup	-160/-162	S12a	-23,70	1	0,38	61,41
PTS	PTS-tamis16a	episode sup	-160/-162	S12a	-23,36	3	1,7	56,39
PTS	PTS-tamis16f	Superieur	-158/-160	S12a	-24,56	10	1,82	61,69
PTS	PTS-tamis16j	Moyen	-164/-166	S12a	-24,86	2	1,59	62,25
PTS	PTS-tamis16s	Inferieur	-178/-180	S12a	-24,61	3	1,87	60,28
PTS	PTS-1557	Sommet	-144	G22	-26,60	1	1,58	40,18
PTS	PTS-1068	Superieur	-147	G22	-25,46	1	1,91	60,88
PTS	PTS-J-(1588)	Moyen	-154,5	G22	-25,05	4	1,65	51,72
PTS	PTS-K-(1116)	Moyen	-159,5	G22	-24,89	4	1,84	58,29
PTS	PTS-D-(1624)	Inferieur	-173	G22	-24,86	2	1,48	56,07
PTS	PTS-1101	Moyen	-153	G22	-24,82	1	2,32	63,84
PTS	PTS-G-(1572)	Moyen	-151	G22	-24,79	2	1,73	49,11
PTS	PTS-1587	Moyen	-157	G22	-24,77	1	1,77	49,38
PTS	PTS-L-(1103)	Moyen	-156,5	G22	-24,74	5	2,11	57,86
PTS	PTS-E-(1092)	Moyen	-154,5	G22	-24,66	3	1,8	57,30
PTS	PTS-A-(1613)	Inferieur	-164,75	G22	-24,60	4	1,98	56,26
PTS	PTS-H-(1083)	Moyen	-151	G22	-24,57	2	1,47	58,85
PTS	PTS-B-(1540)	Superieur	-142,5	G22	-24,55	4	1,65	55,31
PTS	PTS-F-(1575)	Moyen	-152,5	G22	-24,52	3	1,88	50,03
PTS	PTS-C-(1593)	Inferieur	-162,25	G22	-24,39	5	1,85	46,77
PTS	PTS-I-(1131)	episode sup	-148,5	G22	-24,39	3	1,6	59,80
PTS	PTS-1620	Inferieur	-169	G22	-24,33	1	1,83	52,45
PTS	PTS-1567	episode sup	-150	G22	-24,10	1	1,73	56,56
PTS	PTS-1565	episode sup	-148,5	G22	-24,01	1	1,65	64,40
BO	Bo17-1999b-1	US1206	SC1-B	D10	-24,05	6	1,54	65,49
BO	Bo17-1999b-2	US1206	SC1-B	D10	-23,91	11	1,51	62,39
BO	Bo17-1999b-3	US1206	SC1-B	D10	-23,53	11	1,81	61,80
BO	Bo17-1999-1	US1206	SC1-B	D10	-22,86	4	2,16	62,99
BO	Bo17-1999-2	US1206	SC1-B	D10	-23,88	10	1,81	62,47
BO	Bo17-1929-1	US1206	SC1-B	D10d	-24,09	11	1,57	65,63
BO	Bo17-1929-2	US1206	SC1-B	D10d	-23,82	9	1,8	61,87
BO	Bo17-1929-3	US1206	SC1-B	D10d	-23,86	10	1,93	63,95
BO	Bo17-1891-1	US1205	SC1-A	D10d	-23,66	1	1,37	62,07
BO	Bo17-1891-2	US1205	SC1-A	D10d	-22,58	5	1,96	64,21
BO	Bo17-1891-3	US1205	SC1-A	D10d	-22,39	5	2,26	61,54
BO	Bo17-1891-4	US1205	SC1-A	D10d	-23,62	3	0,69	65,31
BO	Bo17-1891-5	US1205	SC1-A	D10d	-22,87	5	0,76	64,20

Site	Nom de l'échantillon	Niveau/ Ensemble	dec ou z	Carré	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N charbons	Masse éch. (mg)	%C
BO	Bo17-1892-1	US1206	SC2	D10c	-24,03	11	1,95	63,51
BO	Bo17-1892-2	US1206	SC2	D10c	-24,20	9	1,98	64,43
BO	Bo17-1892-3	US1206	SC2	D10c	-23,81	10	1,92	64,04
BO	Bo17-1801-1	US1206	SC2	D10c	-23,63	5	1,58	65,57
BO	Bo17-1801-2	US1206	SC2	D10c	-23,81	14	2,03	64,21
BO	Bo17-1800-1	US1206	SC2	D10c	-23,98	11	2,03	65,68
BO	Bo17-1800-2	US1206	SC2	D10c	-24,02	7	1,8	65,34
BO	BO18-3819-1	US1304	dec 15	F13c	-24,51	5	1,36	62,01
BO	BO18-3819-2	US1304	dec 15	F13c	-24,33	5	1,6	61,74
BO	BO18-3819-3	US1304	dec 15	F13c	-24,50	5	1,84	64,57
BO	BO18-3819-4	US1304	dec 15	F13c	-24,31	5	1,33	61,19
BO	BO18-3819-5	US1304	dec 15	F13c	-24,25	5	1,05	63,59
BO	BO18-3819-6	US1304	dec 15	F13c	-24,57	5	0,9	60,96
BO	BO18-3582-1	US1304	dec 14	F13c	-23,98	5	2,04	62,53
BO	BO18-3582-2	US1304	dec 14	F13c	-24,91	5	1,2	63,93
BO	BO18-3582-3	US1304	dec 14	F13c	-24,25	5	1,33	61,63
BO	BO18-3582-4	US1304	dec 14	F13c	-24,86	5	0,97	61,04
DEE	DEE-SG.9/10/11	≈ niv sup	/	SG	-24,84	3	1,75	7,13
DEE	DEE-SG.1/3/5	≈ niv inf	/	SG	-23,43	3	1,6	25,91
PDL	Pdl16-3974_I	US35	dec 26	W31	-23,14	5	1,24	53,36
PDL	Pdl16-3974_II	US35	dec 26	W31	-23,46	5	0,64	46,56
PDL	Pdl16-3965	US35	dec 25	W31	-24,38	5	1,41	52,73
PDL	Pdl16-3975_I	US35	dec 26	W31	-23,72	5	1,89	49,03
PDL	Pdl16-3975_II	US35	dec 26	W31	-22,71	5	0,53	48,19
PDL	Pdl16-2813.	US30	dec 34	AN29	-23,80	6	1,98	52,25
PDL	Pdl16-2813..I	US30	dec 34	AN29	-23,15	4	2,72	46,69
PDL	Pdl16-2813..II	US30	dec 34	AN29	-23,67	4	0,47	44,72
PDL	Pdl16-2813...	US30	dec 34	AN29	-22,81	3	0,48	49,95
PDL	Pdl16-2813....I	US30	dec 34	AN29	-22,65	5	1,87	44,96
PDL	Pdl16-2813....II	US30	dec 34	AN29	-22,79	5	1,23	47,78
PDL	Pdl16-2813....III	US30	dec 34	AN29	-22,94	6	1,26	47,21
PDL	Pdl16-2812..I	US30	dec 34	AN29	-23,80	4	2,65	65,98
PDL	Pdl16-4737	US9	dec 3	AN31	-25,01	2	1,47	57,09
PDL	Pdl16-4738	US9	dec 3	AN31	-26,03	3	1,99	60,77
BMV	BMV17-US3.4_I	US3	dec 4	G11b	-26,14	5	1,99	63,14
BMV	BMV17-US3.4_II	US3	dec 4	G11b	-25,29	5	0,76	60,61
BMV	BMV17-US3.4_III	US3	dec 4	F10A	-25,99	5	1,95	63,63

Annexes

Site	Nom de l'échantillon	Niveau/ Ensemble	dec ou z	Carré	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N charbons	Masse éch. (mg)	%C
BMV	BMV17-US3.4_IV	US3	dec 4	F10A	-25,83	5	1,7	63,18
BMV	BMV17-US3.5_I	US3	dec 5	F10d-c	-25,93	5	1,52	Erreur machine
BMV	BMV17-US3.5_II	US3	dec 5	F10d-c	-26,10	5	2,06	
BMV	BMV17-US3.3_I	US3	dec 3	F10c	-24,81	5	1,57	66,67
BMV	BMV17-US3.3_II	US3	dec 3	G11a- (F10c)	-24,96	5	1,93	65,90
BMV	BMV17-US3.2_I	US3	dec 2	F10a	-24,67	5	1,75	65,90
BMV	BMV17-US3.2_II	US3	dec 2	F10c	-25,02	5	1,72	66,11
BMV	BMV17-US3.2_III	US3	dec 2	F10c	-25,28	5	2,17	67,11
BMV	BMV17-US3.6_I	US3	dec 6	F11c- G11ab	-25,73	5	2,46	66,82
MTZ-B	B-Mtz-C4.1.E8	C4	dec 1	E8	-26,12	6	1,47	52,71
MTZ-B	B-Mtz-C5.8/9.E5	C5	dec 8-9	E5	-26,22	5	1,31	56,22
MTZ-B	B-Mtz-C5.7.E5	C5	dec 7	E5	-25,42	3	1,13	59,59
MTZ-B	B-Mtz-C7c.2.O7	C7c1	dec 2	O7	-26,57	2	0,38	64,02
MTZ-B	B-Mtz-C7c1.4.ST1	C7c1	dec 4	ST1	-26,54	3	1,78	58,12
MTZ-B	B-Mtz-C7c2.2	C7c1/C7c2	dec 2	Multi	-25,49	5	1,42	57,90
MTZ-B	B-Mtz-C9.9/10	C7c2	dec 9-10	Multi	-26,06	3	2,01	56,77
MTZ-B	B-Mtz-C7c2/d.1	C7c2/7d	dec 1	Multi	-26,50	5	1,98	56,16
MTZ-B	B-Mtz-C7c2/d.1.N7	C7c2/7d	dec 1	N7	-25,88	3	1,71	56,66
MTZ-B	B-Mtz-C7c2/C7d.1.O8	C7c2/7d	dec 1	O8	-25,07	5	2,18	60,60
MTZ-B	B-Mtz-C9.3	C7d/7f	dec 3	Multi	-25,56	3	2,1	60,01
MTZ-B	B-Mtz-C9.8	C7d/7f	dec 8	Multi	-25,52	6	2,02	64,84
MTZ-J	J-Mtz-C7c.4	C7a	dec 4	Multi	-23,43	4	0,76	47,46
MTZ-J	J-Mtz-C7c2.1	C7c2	dec 1	Multi	-24,74	2	1,41	58,21
MTZ-J	J-Mtz-C8.4	C7c2	dec 4	Multi	-23,84	2	1,23	54,24
MTZ-J	J-Mtz-C7d.1	C7d	dec 1	Multi	-22,62	3	1,85	45,79
MTZ-J	J-Mtz-C7d.2	C7d	dec 2	Multi	-23,44	4	1,35	48,97
MTZ-J	J-Mtz-C7d.2bis	C7d	dec 2	Multi	-23,84	4	1,68	39,74
MTZ-J	J-Mtz-C9.4	C7d/7f & C10	dec 4	Multi	-24,72	3	2,08	60,30

Tableau Ax.5-1) Tableau des données isotopiques et des teneurs en carbone obtenues pour chaque site archéologique.

ANNEXE 6 : RÉSULTATS DES ANALYSES IFTR SUR LES DIFFÉRENTS SITES ARCHÉOLOGIQUES

Nous présentons dans cette annexe les résultats de l'analyse IFTR obtenus dans la publication de Vaiglova et al. (2014) et ceux obtenus sur nos différents sites. La majorité des résultats est obtenue sur des échantillons bruts. Cependant, compte tenu de la présence importante de carbonates dans certains échantillons, l'analyse a également été réalisée sur certains échantillons après un traitement à l'acide (1M HCl ; indiqué dans la légende). NB : Comme mentionné dans ce travail, plusieurs échantillons présentent des pics d'absorbance entre 1200 et 1000 cm^{-1} dus à la présence de sédiment incrusté dans le charbon et qui rendent l'observation d'acides humiques difficile. Dans ces cas de figure, la vérification est principalement faite avec le pic vers 3690 cm^{-1} comme signal de référence.

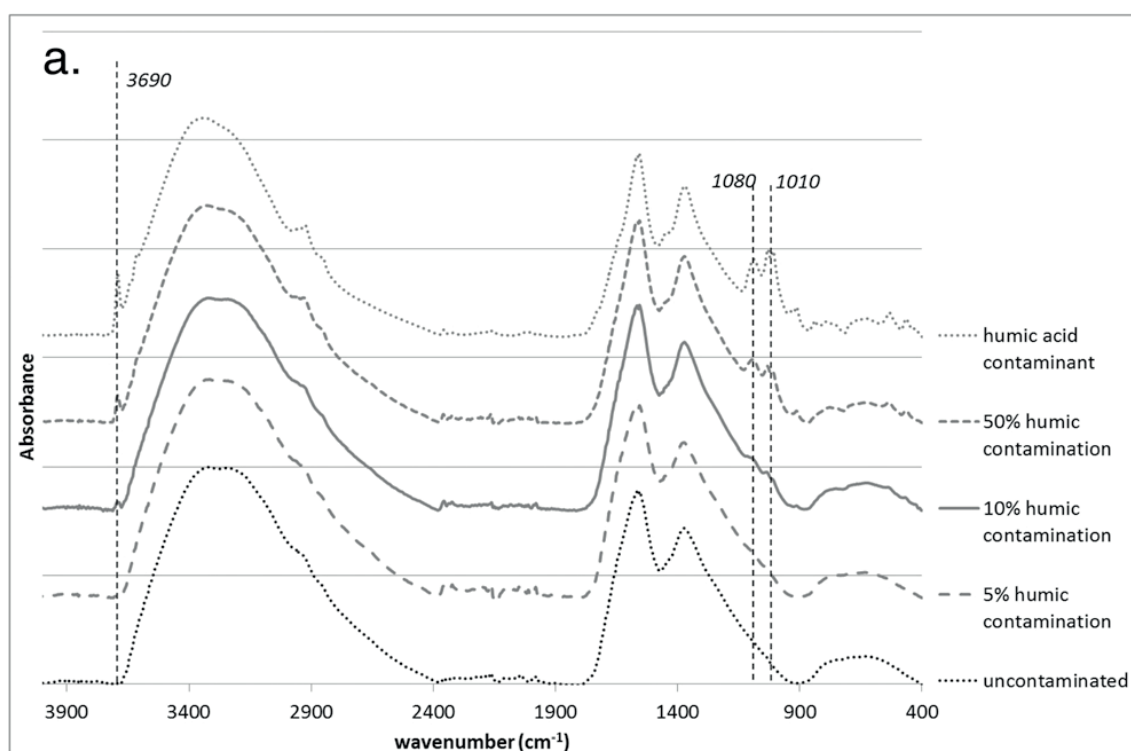


Figure Ax.6-1) Spectres IFTR d'un échantillon de poids archéologique non traité et contaminé par des acides humiques (à 5%, 10% et 50% de la masse sèche) (Vaiglova et al., 2014).

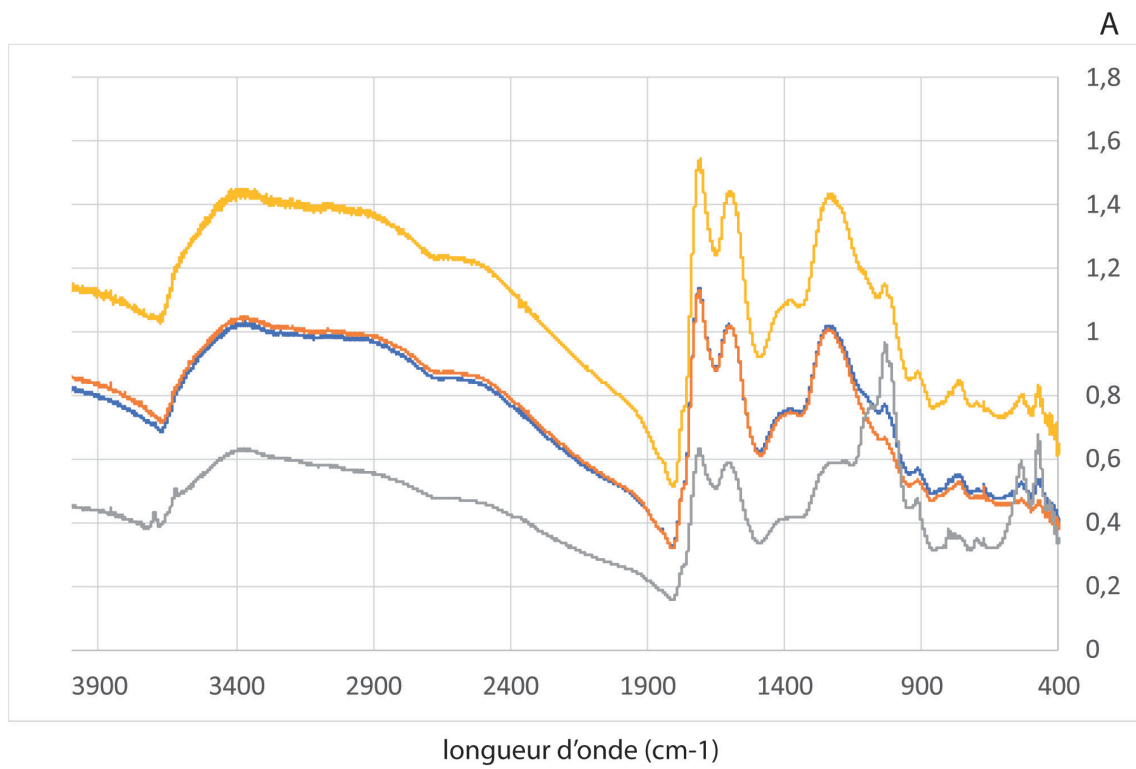


Figure Ax.6-2) Spectres IFTR des charbons analysés pour les Canalettes (échantillons analysés après un pré-traitement à l'acide).

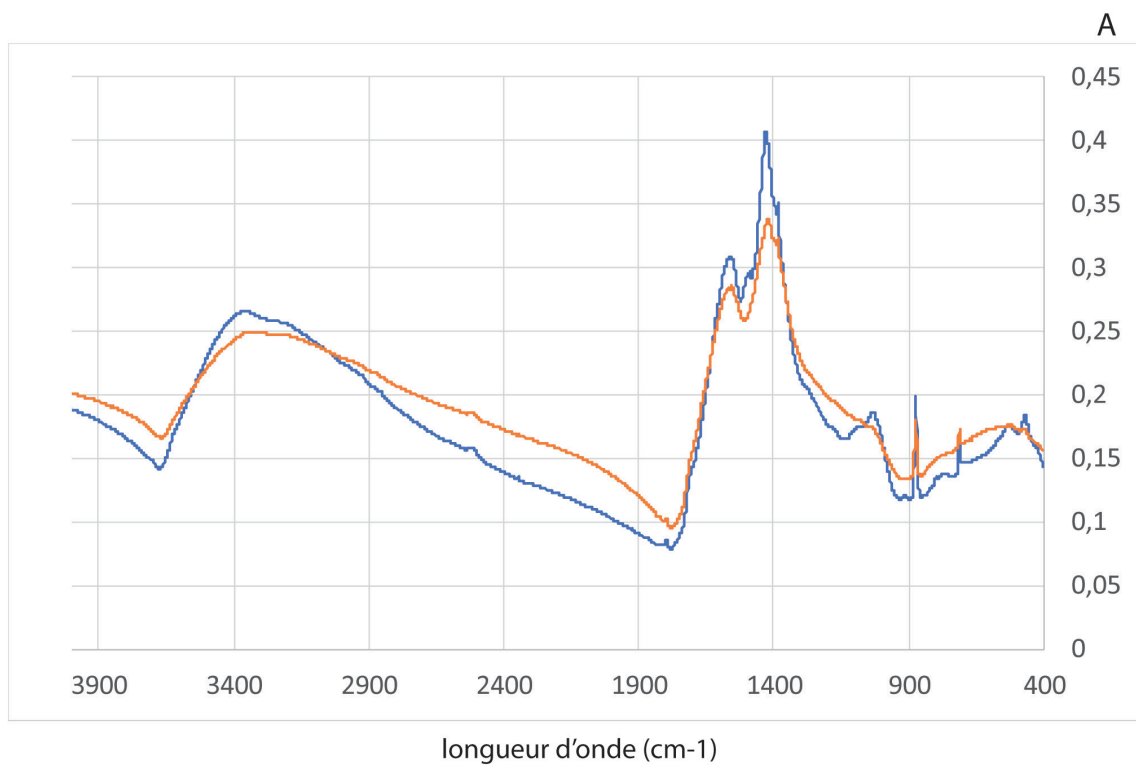


Figure Ax.6-3) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (top de la séquence).

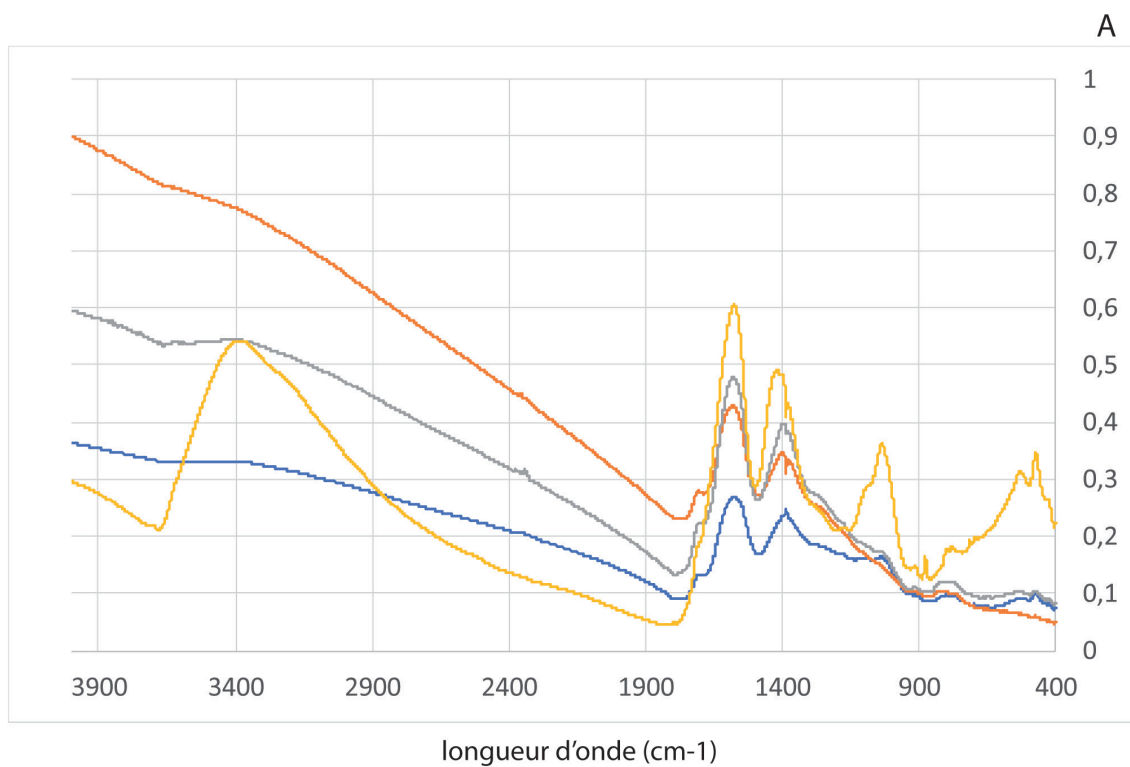


Figure Ax.6-4) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (base de l'ensemble limoneux supérieur).

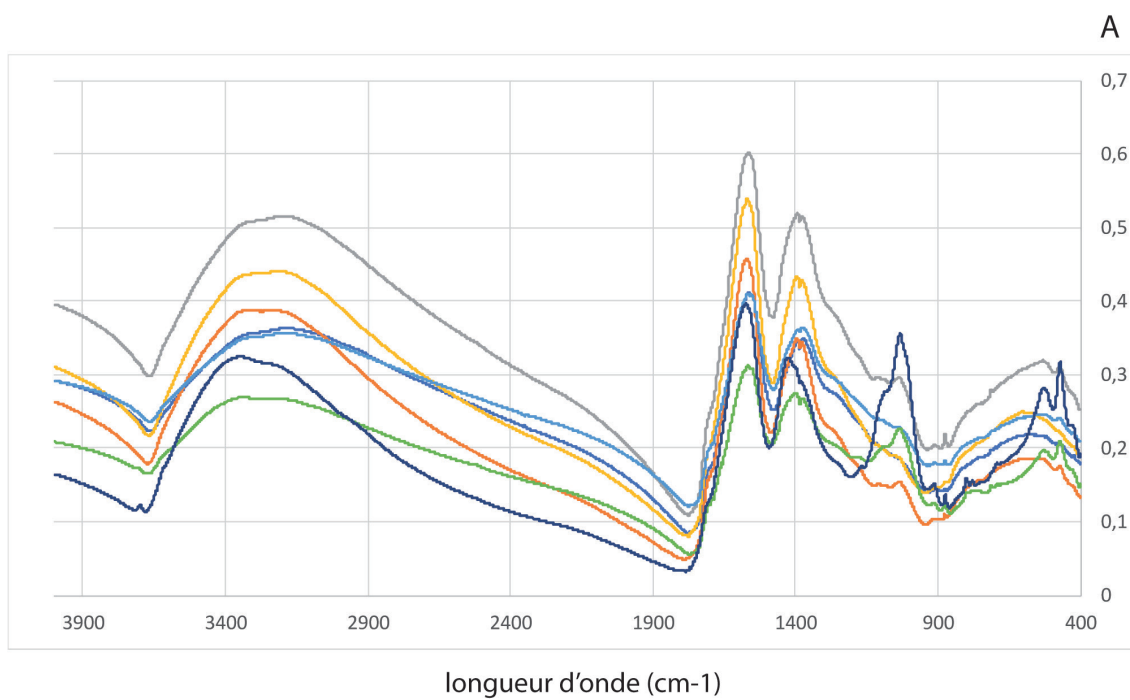


Figure Ax.6-5) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (sommet de l'ensemble limoneux supérieur, en ML13, étude anthracologique de I. Théry-Parisot).

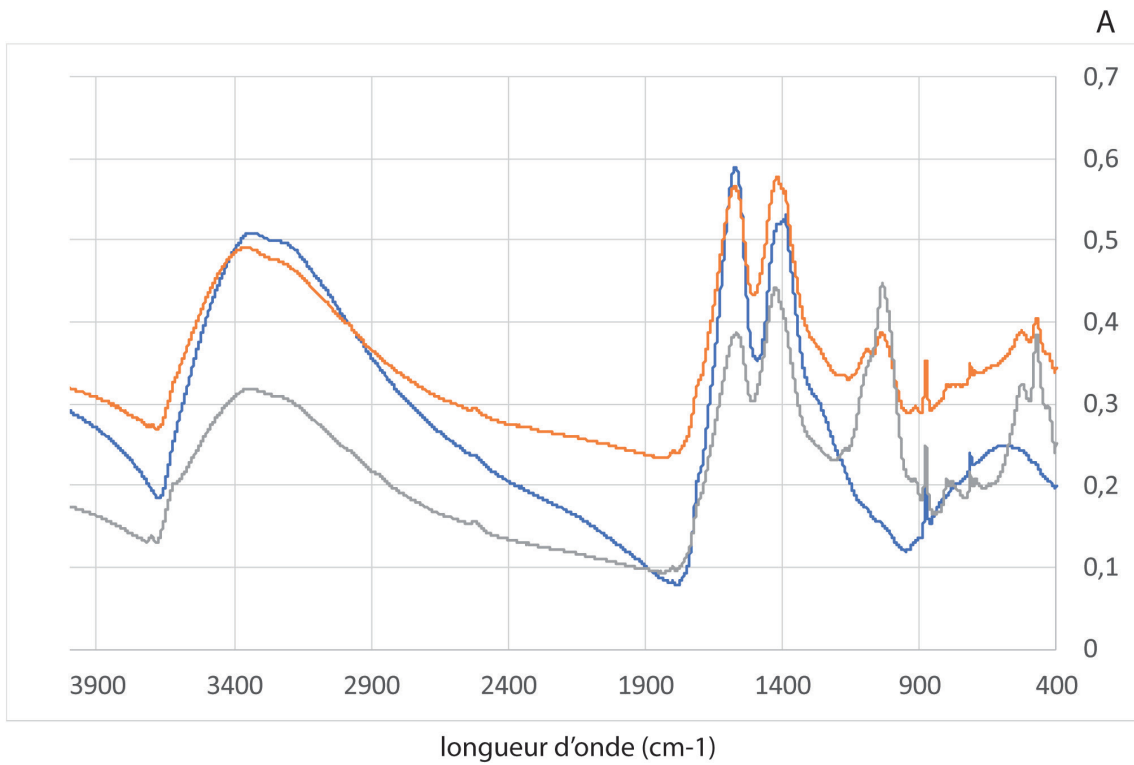


Figure Ax.6-6) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (sommet de l'ensemble limoneux supérieur, en ML13, prélèvements anciens).

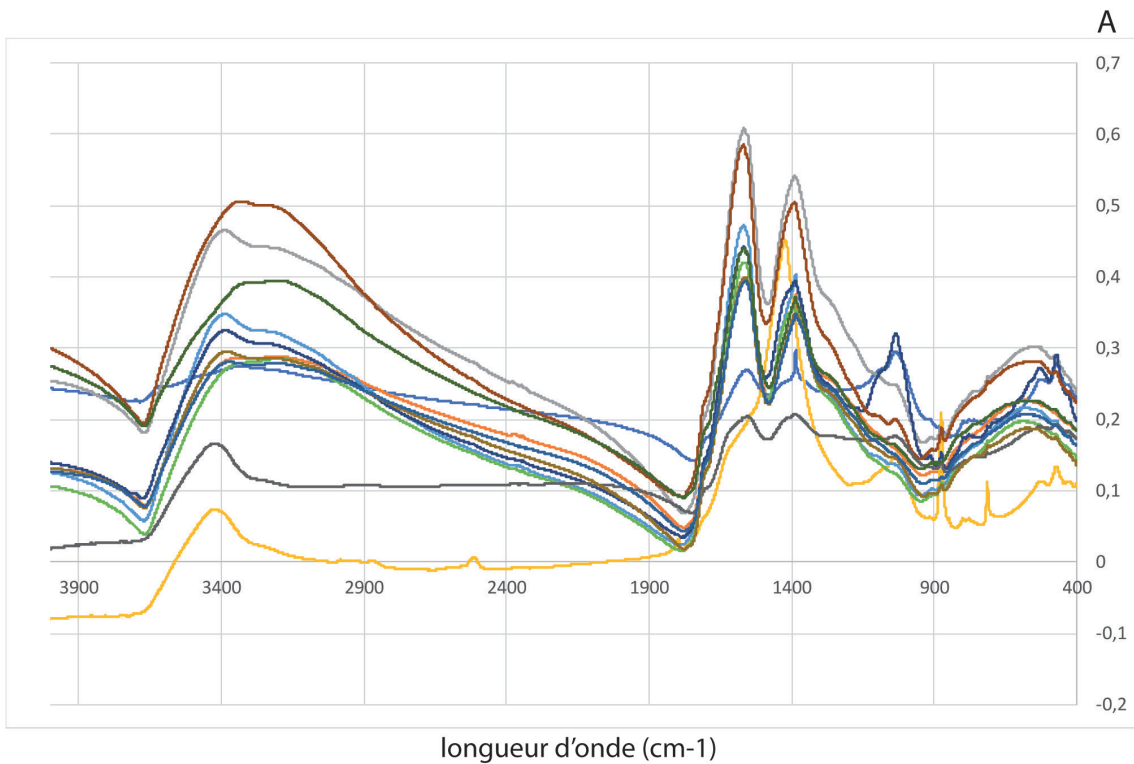


Figure Ax.6-7) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (milieu de l'ensemble limoneux supérieur, en ML13, prélèvements anciens).

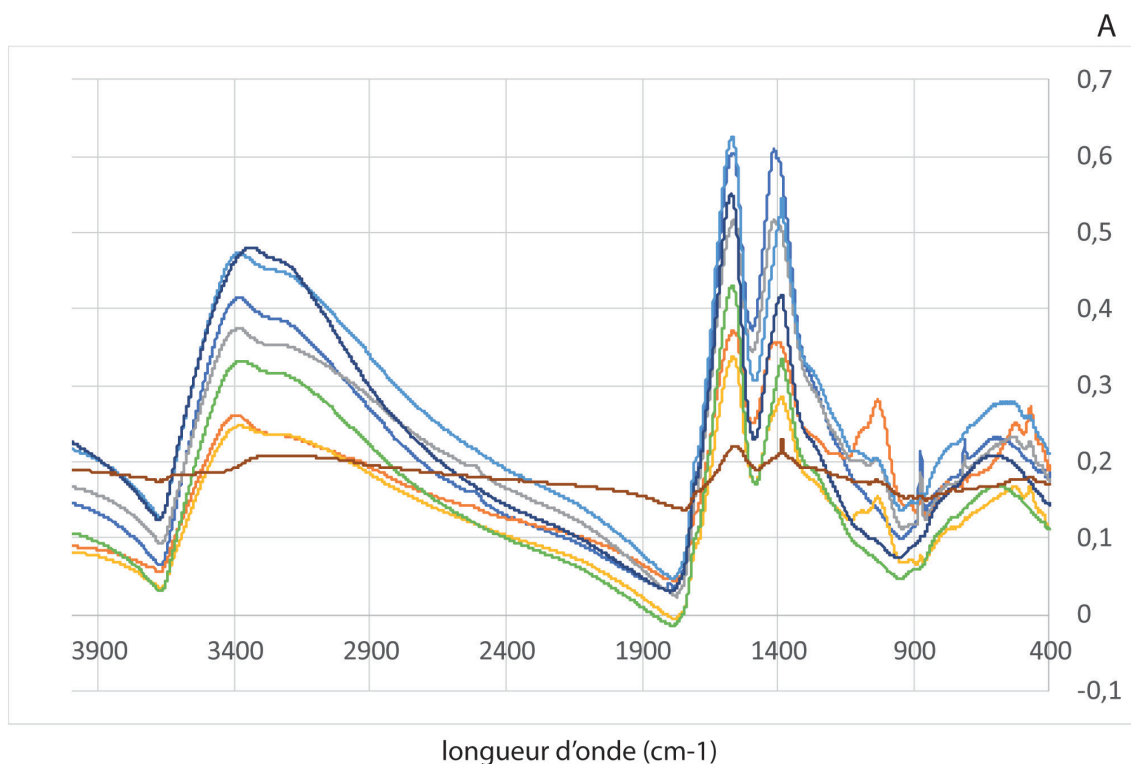


Figure Ax.6-8) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (partie basse de l'ensemble limoneux supérieur, en ML13, prélèvements anciens).

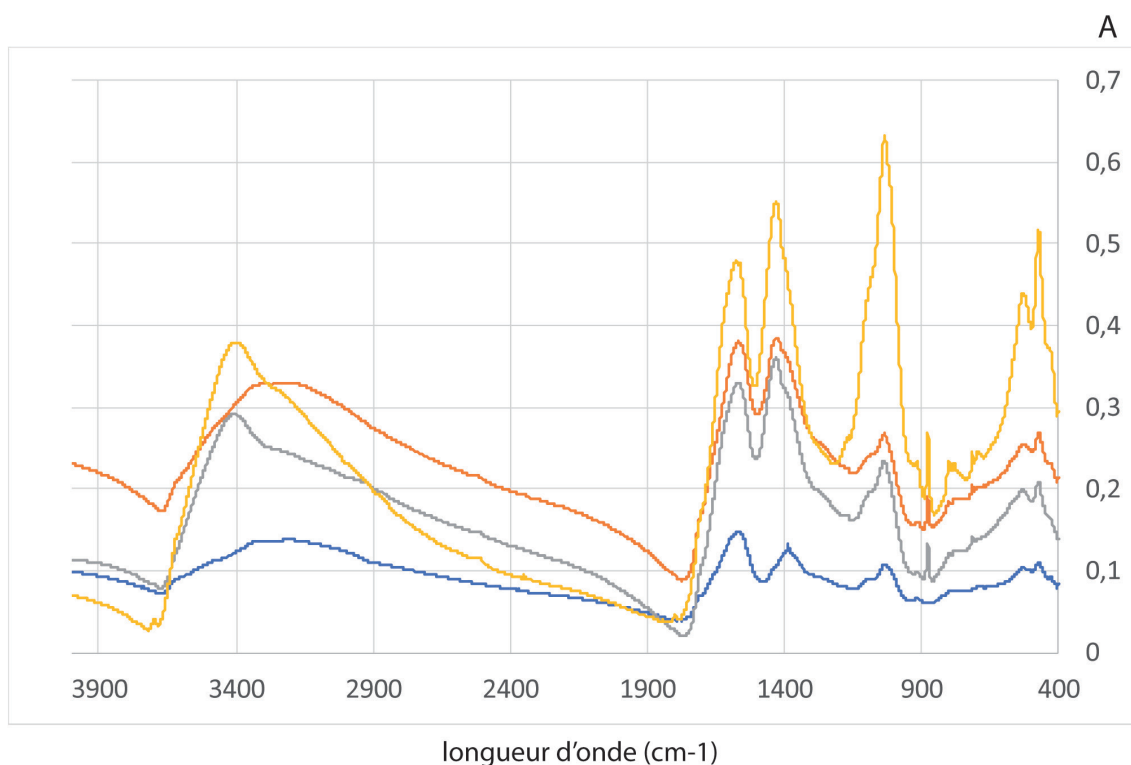


Figure Ax.6-9) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (ensemble limoneux supérieur, en ML13, prélèvements en 2016).

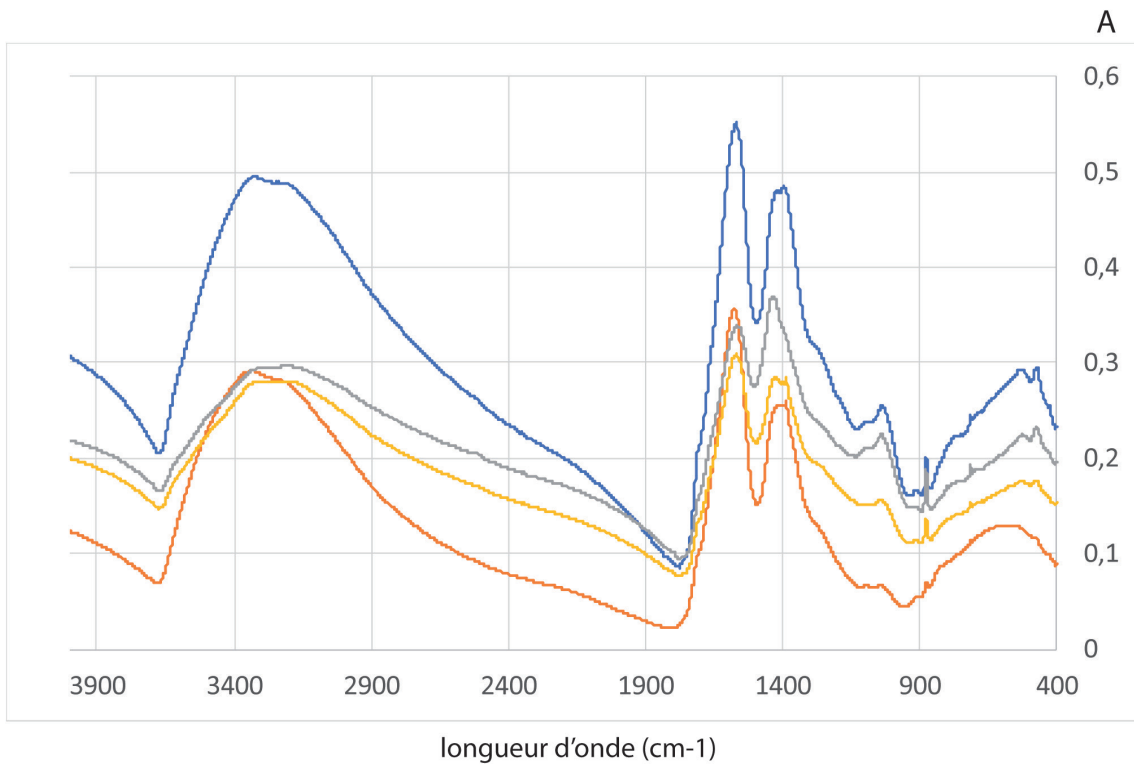


Figure Ax.6-10) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (niveau E, en K19, prélèvements en 2016).

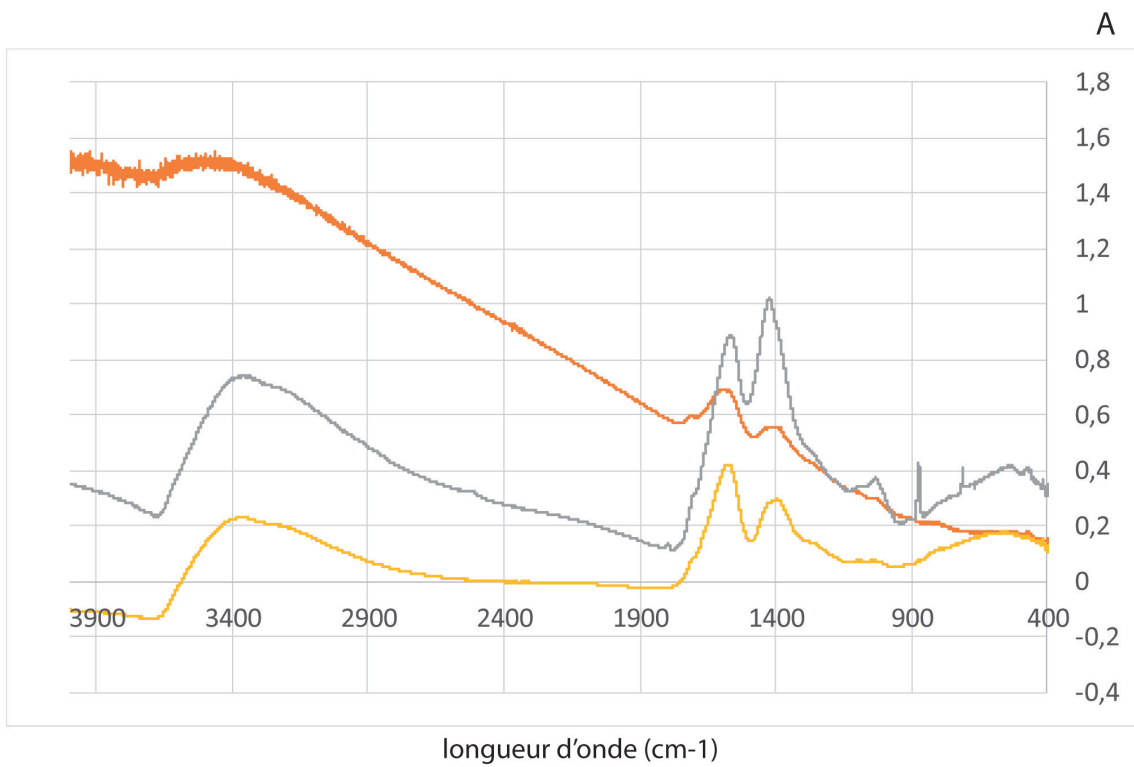


Figure Ax.6-11) Spectres IFTR des charbons analysés pour Chauvet-Pont d'Arc.

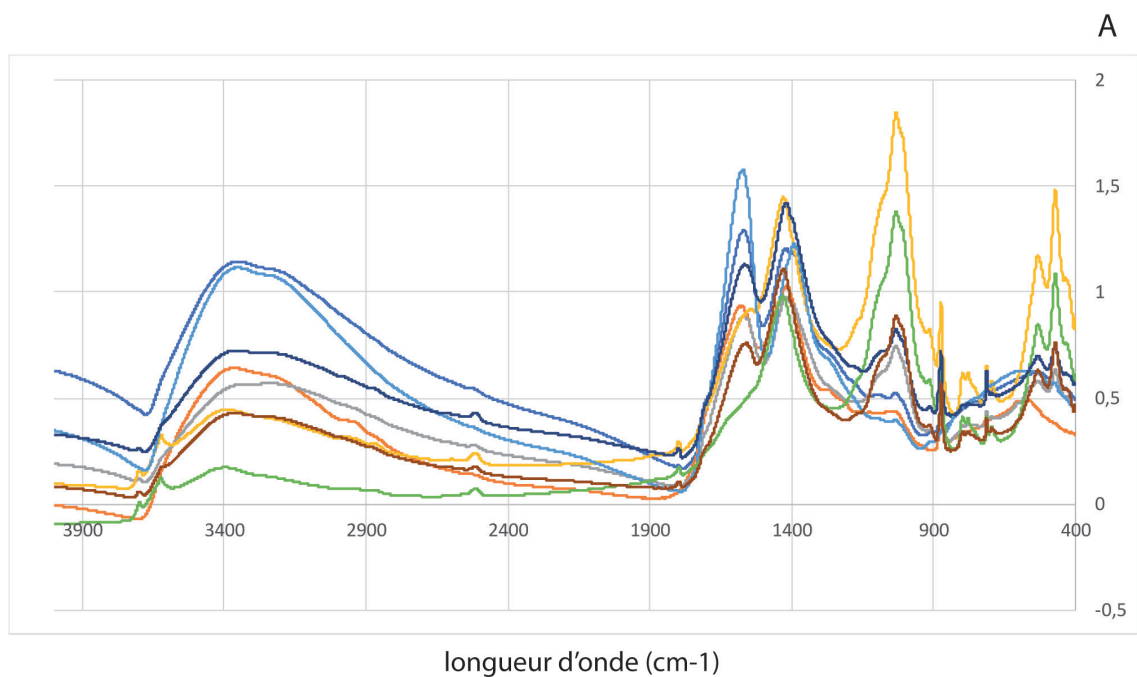


Figure Ax.6-12) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Grotte aux Points (prélèvements manuels).

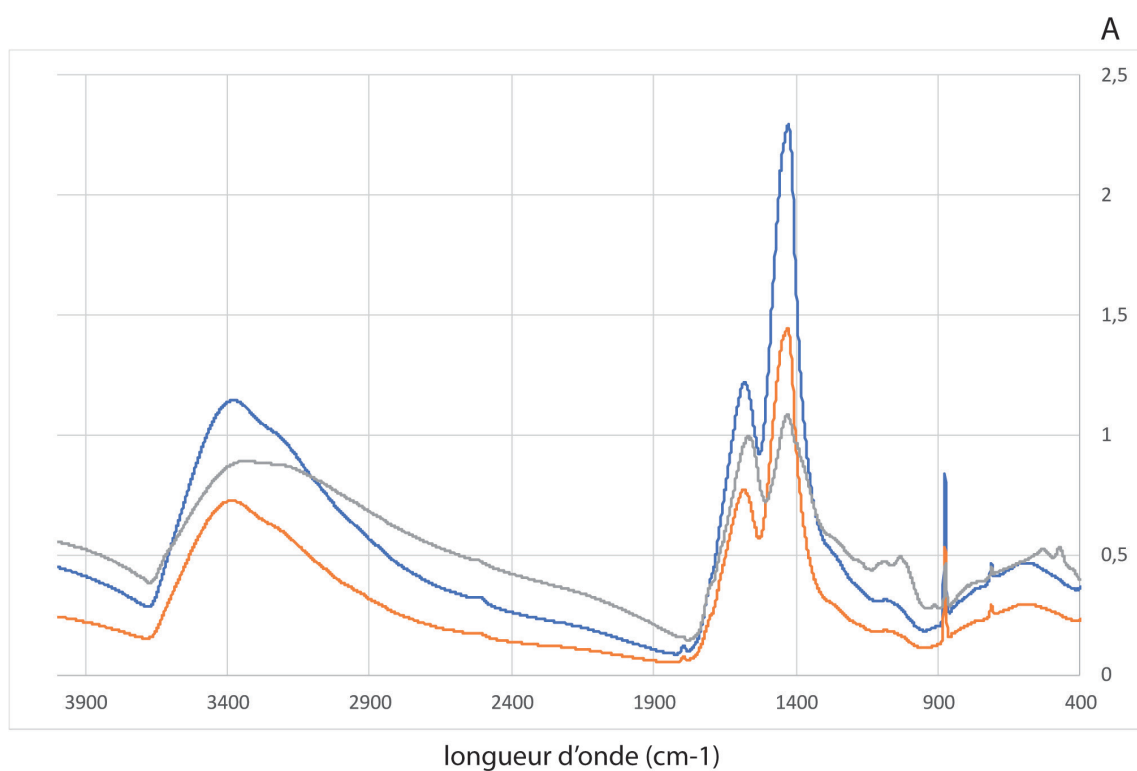


Figure Ax.6-13) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Grotte aux Points (refus de tamis).

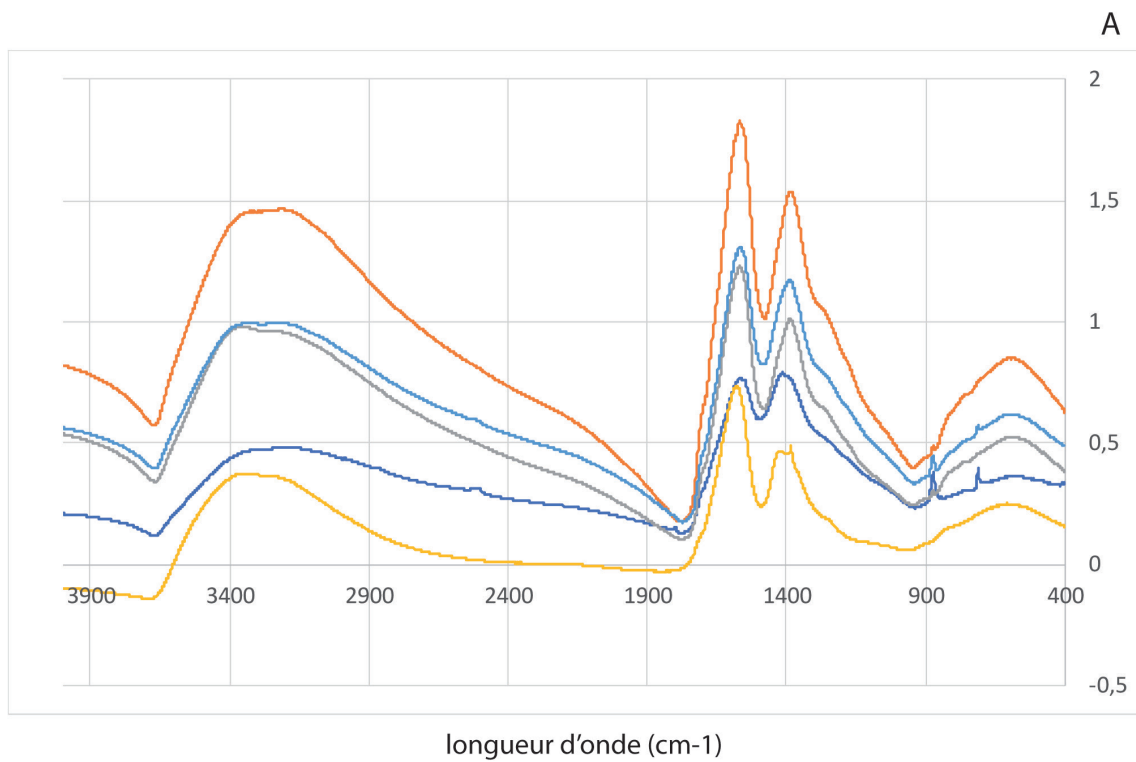


Figure Ax.6-14) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Baume d'Oulen.

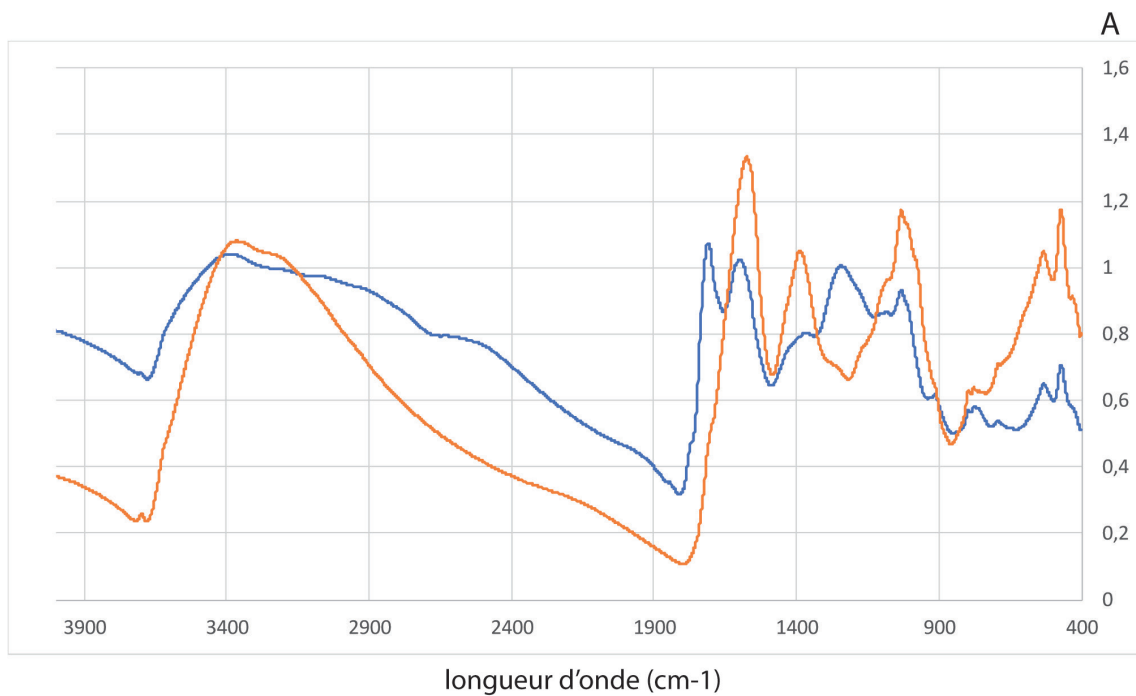


Figure Ax.6-15) Spectres IFTR des charbons analysés pour les Deux-Ouvertures (l'échantillon en bleu est analysé après un pré-traitement à l'acide).

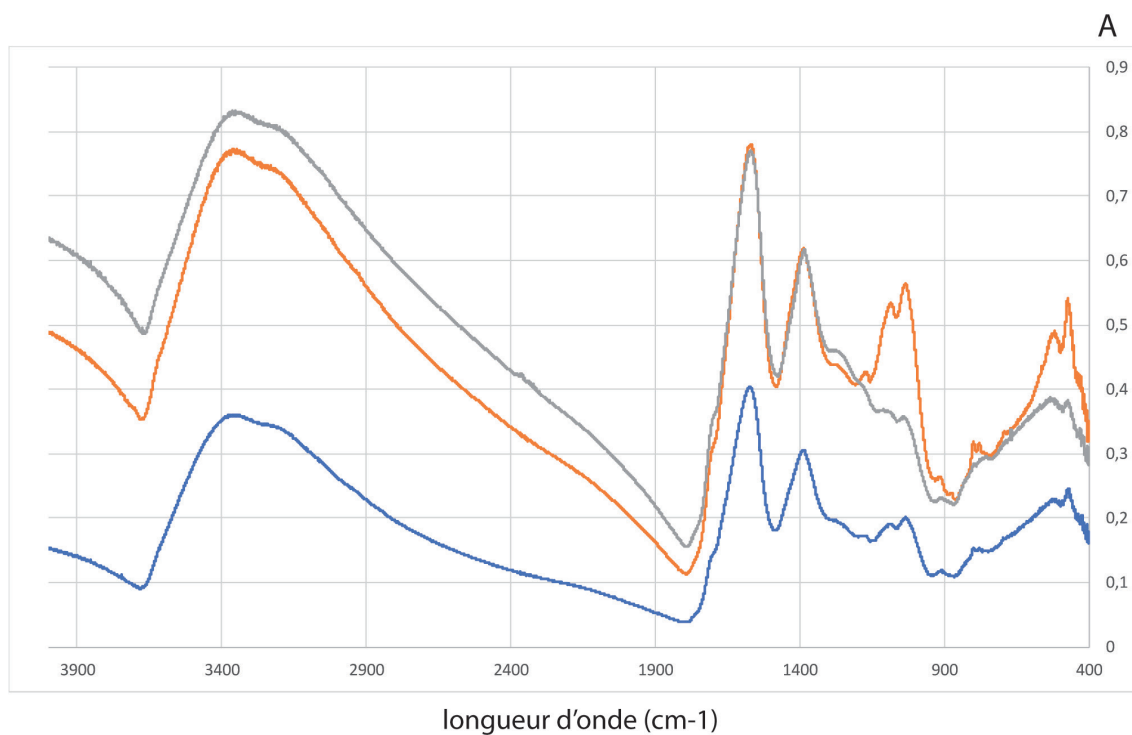


Figure Ax.6-16) Spectres IFTR des charbons analysés pour les Prés de Laure.

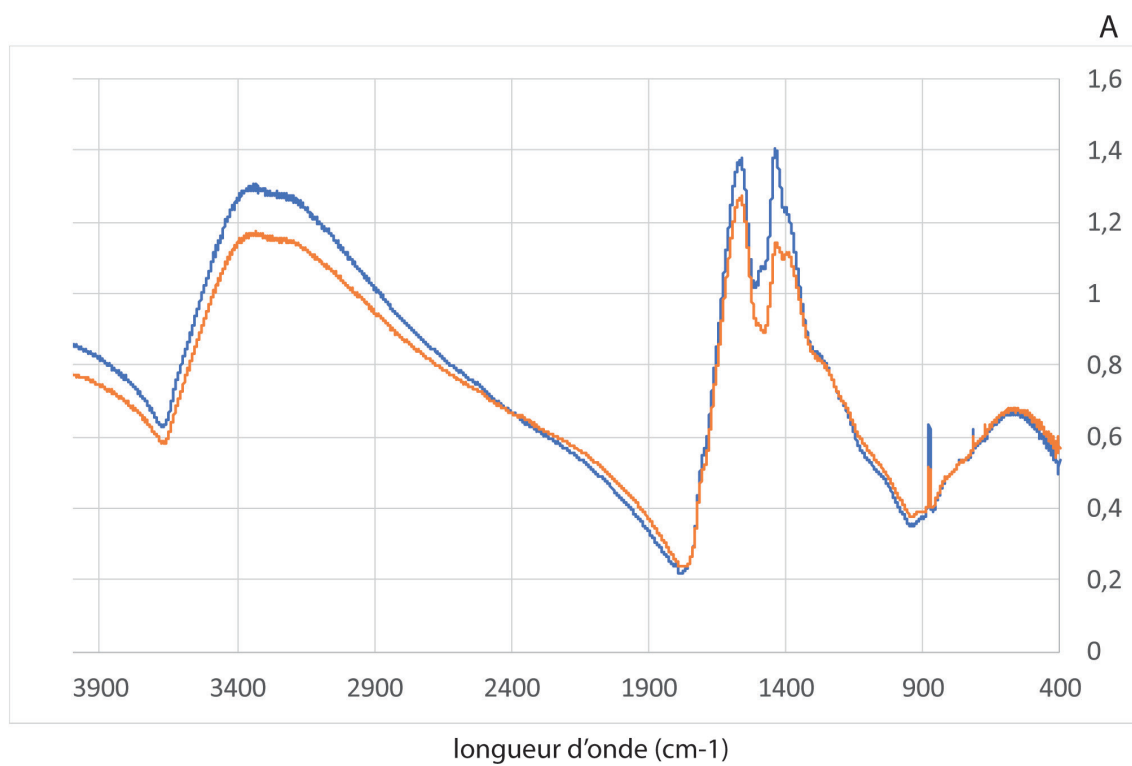


Figure Ax.6-17) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Baume de Monthiver.

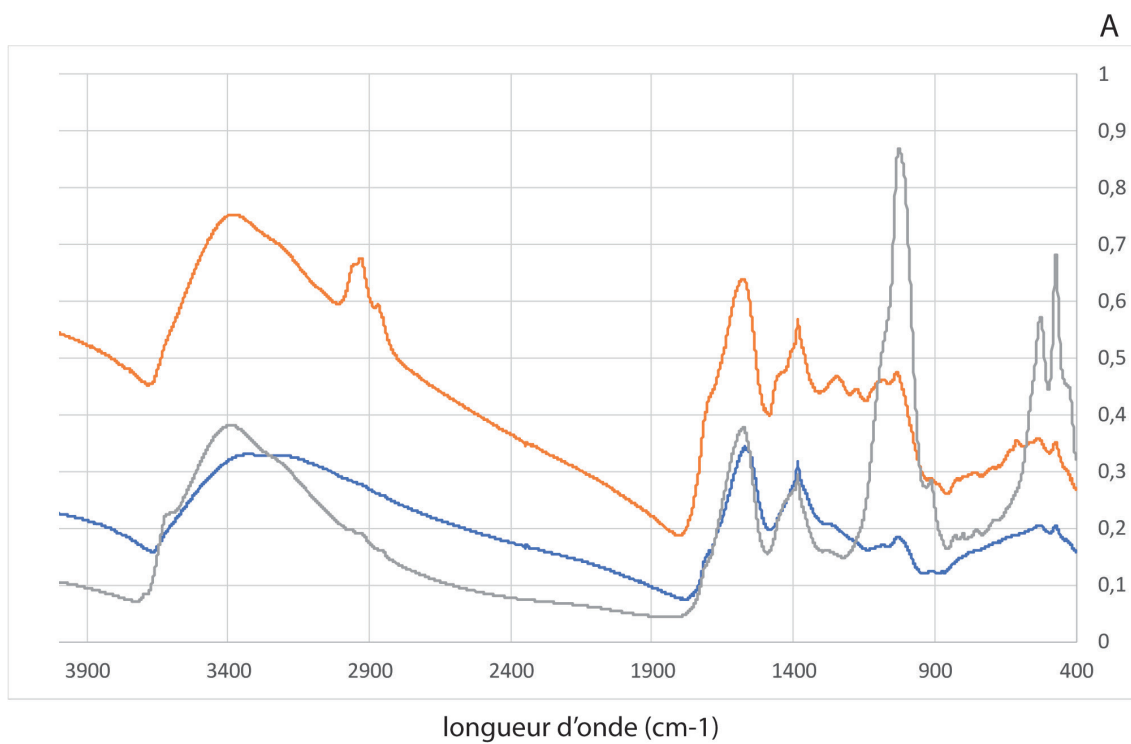


Figure Ax.6-18) Spectres IFTR des charbons analysés pour Mutzig.

TABLE DES ILLUSTRATIONS ET TABLEAUX

Figure C1.I-1) Plans ligneux de la plante et structures (Chez <i>Quercus</i> sp.) (Anonyme, 2011).	21
Figure C1.I-2) Schéma de la cellulose et de l'hémicellulose, avec : a, le cellobiose (motif de répétition de la cellulose) ; b, fragment de chaîne de cellulose (représentation dans l'espace) ; c exemple du module répétitif d'une hémicellulose (Glc, glucose ; Gal, galactose ; Xyl, xylose ; Fuc, fucose) (Heller et al, 2004b).....	22
Figure C1.I-3) Représentation des trois principaux monolignols (unité phénolique de la lignine) et d'un polymère de lignine provenant du peuplier (Vanholme et al., 2010).	22
Figure C1.I-4) Représentation schématique des différentes couches constituant la paroi cellulaire d'une cellule de bois ; LM : lamelle moyenne, PP : paroi primaire, (S1, S2 et S3) : paroi secondaire (Trouy, 2015).....	23
Figure C1.I-5) Représentation schématique d'un résineux montrant les principaux contrôles du fractionnement des isotopes du carbone et les facteurs environnementaux qui les influencent (modifié d'après McCarroll and Loader, 2004).	30
Figure C3.I-6) Variations du $\delta^{13}\text{C}$ de la cellulose, du bois total et de la lignine au cours du temps chez un chêne pédonculé (Loader et al., 2003).	31
Tableau C1.I-1) Variabilité isotopique intra-individu approximative pour les arbres d'un même site (même espèce) (Bibliographie non-exhaustive ; modifié d'après Leavitt et al., 2010).....	32
Tableau C1.I-2) Variabilité isotopique inter-individus approximative pour les arbres d'un même site (même espèce) (Bibliographie non-exhaustive ; modifié d'après Leavitt et al., 2010).....	33
Tableau C1.I-3) Variabilité isotopique approximative entre les arbres d'un même site, selon les différentes espèces d'arbres (Bibliographie non-exhaustive ; modifié d'après Leavitt et al., 2010).	34
Tableau C1.I-4) Bibliographie non-exhaustive des études sur le $\delta^{13}\text{C}$ des plantes et de sa relation avec les variables climatiques.	41
Figure C1.I-7) Représentation de la différence entre les évolutions climatique de basse fréquence et de haute fréquence, illustrée à travers la comparaison des températures estivales reconstruites à partir de $\delta^{13}\text{C}_{\text{pin}}$ des sites de Forfjord et Torneträsk (figure modifiée d'après Young et al., 2010).....	43
Figure C1.II-1) Modifications du bois au cours de la carbonisation. Les quantités sont données en rapport à la matière organique totale chez le chêne (<i>Quercus</i> f.c.) (modifié d'après Baton, 2017). ...	50
Tableau C1.II-1) tableau bibliographique non-exhaustif des études sur l'impact de la carbonisation sur le $\delta^{13}\text{C}$	53
Figure C1.III-1) Représentation schématique de la structure anatomique du bois de gymnosperme et angiosperme.	57
Figure C1.III-2) Préservation différentielle du charbon : interaction des paramètres (Théry-Parisot et al., 2010a).	58
Figure C1.III-3) La collecte du bois de feu au Paléolithique (Théry-Parisot, 2001).	59

Figure C1.III-4) Photo MEB des déformations anatomiques du Pin sylvestre en coupe transversale (X800, échantillon actuel avec une dégradation fongiques ante-combustion) (Henry, 2011).....	61
Figure C1.III-5) Proposition des étapes méthodologiques pour l'inférence des précipitations annuelles à partir du charbon fossile du pin d'Alep (Voltas et al., 2008).	63
Figure C1.III-6) Carte en courbes de niveau des précipitations estimées de l'automne passé (période septembre-décembre), telles que déduites du $\Delta^{13}\text{C}$ des restes de charbon de bois récupérés sur les sites archéologiques (Aguilera et al., 2009).	65
Figure C1.IV-1) Figure de synthèse fondée sur les variations isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte glaciaire GISP2 (Grootes and Stuiver, 1997), avec le découpage des stades isotopiques, les épisodes de Heinrich et de « Dansgaard-Oeschger ». La figure est complétée par la chronologie des grands complexes techno-culturels du Pléistocène supérieur et début de l'Holocène.	67
Figure C1.IV-2) Comparaison schématisée des successions végétales pendant les cycles du Pléistocène ancien et ceux du Pléistocène moyen/supérieur (de Beaulieu et al., 2006).....	69
Tableau C1.IV-) Propositions de corrélation entre les événements D/O, phases polliniques de la Grande Pile et des dénominations historiques d'épisodes climatiques moins rigoureux du Pléistocène supérieur retrouvé dans des séquences archéologiques (d'après Bosselin, 2003).....	72
Figure C2.I-1) Photos de <i>Pinus sylvestris</i> L. (site d'échantillonnage de Roussillon et parc du Fort de Mutzig).	80
Figure C2.I-2) Photo au microscope optique de charbons de <i>Pinus</i> type <i>sylvestris/nigra</i> issus du site de Mutzig (Paléolithique moyen, Alsace), avec A : une coupe transversale et B : une coupe longitudinale radiale.....	81
Figure C2.II-1) Photos de l'instrumentation, avec un couplage d'un analyseur élémentaire et d'un spectromètre de masse à rapport Isotopique (EA-IRMS, LOV - UMR 7093, Villefranche sur Mer).....	83
Figure C2.III.1-1) Représentation graphique de la température moyenne et l'insolation moyenne autour du site d'échantillonnage de Roussillon (donnée météo-France).	86
Figure C2.III.1-2) Représentation graphique de la Pluviométrie et l'Humidité relative autour du site d'échantillonnage de Roussillon (donnée météo-France).....	87
Figure C2.III.1-3) Photo de la plateforme de mesure dendrochronologique (CEPAM - UMR 7264, Nice).	87
Figure C2.III.1-4) Courbe des mesures dendrologique moyenne par espèce (Rouge) et tout espèces confondus (Jaune), obtenu sur le site Roussillon (sans correction de l'effet Juvénile). Les groupes de cernes de 2006-2008 et 1994-1996 sont respectivement surlignés en jaune et en vert.....	88
Figure C2.III.1-5) Représentation de l'échantillonnage et sous-échantillonnage des groupes de cernes pour l'étude expérimentale sur la carbonisation du bois.	90
Figure C2.III.1-6) Photo de échantillons de bois avec aluminium et du four à moufle.	90
Tableau C2.III.1-1) Tableau des pourcentages de la masse restante par rapport à la masse initiale ..	94
Figure C2.III.1-7) Graphique représentant l'évolution de la masse de l'échantillon avec la carbonisation.....	95
Figure C2.III.1-8) Distribution en <i>Boxplot</i> des valeurs de la différence circonférentielle ($\Delta\delta^{13}\text{C}_{ab}$) entre deux carottes paires pour les groupes de cernes de 1994 à 1996.....	96

Tableau C2.III.1-2) Tableau synthèse de la différence circonférentielle entre deux carottes paires.	96
Figure C2.III.1-9) Distribution en <i>Boxplot</i> des valeurs de la différence circonférentielle ($\Delta\delta^{13}C_{ab}$) entre deux carottes paires pour les groupes de cernes de 2006 à 2008.....	97
Tableau C2.III.1-3) Résultats du test Kruskal-Wallis entre espèces pour les différences circonférentielles entre deux carottes paires, calculées pour chaque température de carbonisation. ...	98
Tableau C2.III.1-4) Tableau synthèse des données isotopiques	99
Figure C2.III.1-10) Distribution en <i>Boxplot</i> des valeurs $\delta^{13}C_{pin}$ absolue en fonction de la température de carbonisation et des espèces de pin, pour les groupes de cernes de 1994 à 1996.	99
Figure C2.III.1-11) Distribution en <i>Boxplot</i> des valeurs $\delta^{13}C_{pin}$ absolue en fonction de la température de carbonisation et des espèces de pins, pour les groupes de cernes de 2006 à 2008. ...	100
Tableau C2.III.1-5) Résultats du test Kruskal-Wallis sur le $\delta^{13}C_{pin}$ entre espèces, calculés pour chaque température de carbonisation.....	101
Tableau C2.III.1-6) Résultats du test d'ANOVA sur les modèles de régression linéaire de rangs (lme-rank) pour chaque espèce ($\delta^{13}C_{pin}$ selon la température), calculés pour chaque groupe de cernes (données isotopiques de 2006-2008 à 25°C exclues).....	101
Figure C2.III.1-12) modèles de régression linéaire de rangs (lme-rank) pour chaque espèces de pins ($\delta^{13}C_{pin}$ selon la température), pour les groupes de cernes de 1994 à 1996 et 2006 à 2008. (pour <i>Pinus sylvestris</i> , <i>Pinus halepensis</i> et <i>Pinus nigra</i>).	102
Tableau C2.III.1-7) Tableau synthèse de la différence entre le signal isotopique du groupe de cernes de 2006-2008 et celui de 1994-1996 calculé pour chaque carotte ($\Delta\delta^{13}C_{pin\ 07-95}$).....	103
Figure C2.III.1-13) Distribution en <i>Boxplot</i> des valeurs $\Delta\delta^{13}C_{pin\ 07-95}$ absolues en fonction de la température de carbonisation et des espèces de pins.	104
Tableau C2.III.1-8) Résultats du test Kruskal-Wallis sur le $\Delta\delta^{13}C_{pin\ 07-95}$ entre espèces, calculés pour chaque température de carbonisation.	104
Figure C2.III.1-14) Distribution en <i>Boxplot</i> des valeurs $\delta^{13}C_{pin}$ (<i>Pinus</i> sp.) absolues en fonction de la température de carbonisation et des groupes de cernes et modèles de régression linéaire de rangs (lme-rank) pour chaque groupe de cernes ($\delta^{13}C_{pin}$ de <i>Pinus</i> sp. selon la température).....	105
Tableau C2.III.1-9) Tableau synthèse des pourcentages de carbone selon les groupes de cernes analysés	106
Figure C2.III.1-15) Distribution en <i>Boxplot</i> des valeurs du taux de carbone en fonction de la période de croissance des cernes et de la température de carbonisation (1945-1944, 1961-1963, 1971-1973 et 1979 à 1981).	106
Figure C2.III.2-1) Carte représentant les sites du référentiel (sites de la thèse et sites de l'étude dans la vallée de la Vésubie), avec les sites archéologiques étudiés dans le cadre de cette thèse en complément.....	113
Tableau C2.III.2-1) Tableau synthèse des groupes de cernes sélectionnés pour chaque site et des données météorologiques obtenues pour ces mêmes chronologies.	117
Tableau C2.III.2-2) Tableau synthèse des données isotopiques pour le site d'Andon à 25°C.	121
Figure C2.III.2-2) Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de bois (25°C) pour le site d'Andon (An) avec les données climatiques complémentaires relatives au site.	122
Tableau C2.III.2-3) Tableau synthèse des données isotopiques pour le site d'Ardèche à 25°C.	123

Figure C2.III.2-3) Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de bois (25°C) pour le site d'Ardèche (Ar) avec les données climatiques complémentaires relatives au site. .	124
Tableau C2.III.2-4) Tableau synthèse des données isotopiques pour le site des Causses à 25°C.....	125
Figure C2.III.2-4) Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de bois (25°C) pour le site des Causses (Ca) avec les données climatiques complémentaires relatives au site.	126
Tableau C2.III.2-5) Tableau synthèse des données isotopiques pour le site de La Martre et de Prés de Laure à 25°C.	127
Figure C2.III.2-5) Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de bois (25°C) du site de La Martre (LMa) et celui des Prés de Laure (PdL) avec les données climatiques complémentaires relatives au site.	128
Tableau C2.III.2-6) Tableau synthèse du pourcentage de carbone de la masse totale d'échantillons pour les différents sites d'échantillonnage de bois et de charbons (pyrolyse à 350°C).	129
Figure C2.III.2-6) Représentation en boxplot des compositions en carbone des échantillons de bois (25°C) et de charbons (350°C) pour chacun des sites d'échantillonnage étudié.....	129
Tableau C2.III.2-7) Tableau synthèse des écarts isotopiques entre les échantillons de bois (25°C) et ceux de charbons (350°C) pour les différents sites d'échantillonnage étudiés (complété avec les données du site de Ro).	130
Figure C2.III.2-7) Représentation en boxplot des écarts isotopiques entre les échantillons de bois (25°C) et ceux de charbons (350°C) pour chacun des sites d'échantillonnage étudiés (complété avec les données du site de Ro).	131
Figure C2.III.2-8) Représentation graphique des écarts isotopiques entre les échantillons avant et après carbonisation ($\Delta\delta^{13}\text{C}_{25-350^\circ\text{C}}$) et l'écart de la concentration en carbone pour les mêmes échantillons ($\Delta\text{C}\%$), avec la courbe de tendance des valeurs calculées.	132
Tableau C2.III.2-8 : Tableau synthèse des données isotopiques pour le site d'Andon à 350°C et comparaison avec les données isotopiques à 25°C.....	133
Figure C2.III.2-9 : Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) pour le site d'Andon (An) avec les données climatiques complémentaires relatives au site (+ médiane des données à 25°C).	134
Tableau C2.III.2-9 : Tableau synthèse des données isotopiques pour le site d'Ardèche à 350°C et comparaison avec les données isotopiques à 25°C.....	135
Figure C2.III.2-10 : Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) pour le site d'Ardèche (Ar) avec les données climatiques complémentaires relatives au site (+ médiane des données à 25°C).	136
Tableau C2.III.2-10 : Tableau synthèse des données isotopiques pour le site des Causses à 350°C et comparaison avec les données isotopiques à 25°C.	137
Figure C2.III.2-11 : Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) pour le site des Causses (Ca) avec les données climatiques complémentaires relatives au site (+médiane des données à 25°C).	138
Tableau C2.III.2-11 : Tableau synthèse des données isotopiques pour le site de La Martre (LMa) et celui des Prés de Laure (PdL) à 350°C et comparaison avec les données isotopiques à 25°C.	139

Figure C2.III.2-12 : Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) pour le site de La Martre (LMa) et celui des Prés de Laure (PdL) avec les données climatiques complémentaires relatives au site (+médiane des données à 25°C).....	140
Tableau C2.III.2-12 : Tableau synthèse des données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) des différents sites étudiés (toutes conditions de croissance confondues).	141
Figure C2.III.2-13 : Représentation en boxplot des données isotopiques des échantillons de charbons (350°C) des différents sites étudiés (toutes conditions de croissance confondues) selon les températures moyennes décroissantes, complétées par les données environnementales et descriptives des différents sites : (I) moyenne précipitation ; (II) température ; (III) altitude ; (IV) pente ; (V) sol développement – substrat ; (VI) type de climat ; (VII) nombre d’individus, nombre d’échantillons analysés.	143
Figure C3.I-1) Carte de répartition des sites archéologiques étudiés dans cette thèse, complétée par les sites d’échantillonnage utilisés dans le référentiel.	158
Tableau C3.I-1) Tableau de présentation des différents sites étudiés dans ce travail et caractéristiques de leurs vestiges anthracologiques.	159
Figure C3.II.1-1) Cartes des principaux sites du Paléolithique moyen du Sud-Est de la France.	161
Figure C3.II.2-1) Carte de localisation du relief au sud-est du plateau du Causse du Larzac (Sud-Est de la France) avec l’emplacement du site Paléolithique moyen de l’abri sous roche des Canalettes (Modifiée d’après Meignen, 1993).	164
Figure C3.II.2-2) « Détail de l’alvéole des Canalettes mettant en valeur les divers compartiments morphologiques et la position de l’abri (Meignen, 1993a).....	165
Figure C3.II.2-3) A - Plan de l’Abri, lors des fouilles de 1990 (Meignen, 1993a) ; B - Répartition spatiale des charbons de bois et du lignite dans la couche 4 (d’après Théry-Parisot et Meignen, 2000).	166
Figure C3.II.2-4) Coupe stratigraphique est-ouest de l’abri sous roche des Canalettes (Modifiée d’après Meignen, 1993a).	167
Figure C3.II.2-5) Diagramme anthracologique synthèse des études des charbons de l’abri des Canalettes (données d’après Théry-Parisot, 1998 ; Vernet, 1993)......	174
Tableau C3.II.2-1 : Synthèse des données isotopiques obtenues pour l’analyse des charbons de l’Abri des Canalettes, avec N, le nombre de charbons analysés individuellement.....	176
Figure C3.II.2-6 : Figure synthèse des données isotopiques obtenues pour l’analyse des charbons, complétée par les précédentes données paléoenvironnementales de l’Abri des Canalettes. On observe donc de gauche à droite : (i) les identifications anthracologiques par couche (Vernet, 1993 ; Théry-Parisot, 1998) ; (ii) le graphique de synthèse des données isotopiques, avec de bas en haut selon la profondeur des décapages, le $\delta^{13}\text{C}$ moyen, l’écart type du $\delta^{13}\text{C}$ et les valeurs isotopiques individuelles obtenues pour chaque charbon ; (iii) N le nombre de charbons analysés en EA-IRMS par décapage ; (iv) les attributions stratigraphiques ; (v) les données obtenues pour la microfaune par pourcentage de représentation par groupes écologiques types (Marquet, 1995)......	177
Figure C3.II.3-1) Carte du relief et du principal cours d’eau du Vaucluse (sud-est de la France) avec la localisation de l’abri de la Combette.	185
Figure C3.II.3-2) Synthèse des cadres chronologiques possibles de l’abri de la Combette, avec la chronologie accepté ici en trait plein. Avec: (i) le contexte climatique générale représenté par la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte glaciaire NGRIP (Rasmussen et al., 2014), (ii) le contexte atmosphérique avec les valeurs du $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et de la concentration du $\text{CO}_{2\text{atm}}$ dans les carottes	

glaciaires (Barnola et al., 1987; Eggleston et al., 2016), (iii) les datations obtenues à la Combettes pour les niveaux archéologique (F, E, D, C, B, A) et l'évènement torrentiel (T) avec ; (1) les dates OSL bruts (chronologie proposée pour l'étude) (Kreutzer et al., soumis), (2) les dates OSL corrigé des effets du CaCO₂ (*Ibid*), (3) les dates en thermoluminescence (*Ibid*), (4) les anciennes dates IRSL (Wagner et al, 2002).188

Figure C3.II.3-3) Projection du plan de fouille de L'abri de la Combette pour la couche D (niveau le plus étendu de la fouille). Cette projection indique la section de référence M13/L13 où le nouvel échantillonnage a été mené en 2016, les carrés d'origines des charbons utilisés dans l'étude de la séquence inférieure et la section K18/K19 où des charbons supplémentaires ont été échantillonnés en 2016 pour la couche E.195

Tableau C3.II.3-1) Inventaire des charbons sélectionnés et du nombre d'analyses, avec leurs localisations sur le site et leurs phases isotopiques associées.....196

Figure C3.II.3-4) Figure de synthèse des études paléoenvironnementales. Avec : (i) la projection des vestiges fauniques et des vestiges lithiques en L13 ; (ii) les principaux résultats obtenus dans la précédente étude anthracologique et les premières interprétations écologiques (Théry-Parisot et Texier, 2006) ; (iii) les datations OSL (Kreutzer et al., 2015) ; (iv) la stratigraphie de la section de référence M13/L13 (Texier et al., 2002) ; (v) les données isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$) des charbons contenant (1) les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ brutes avec leurs marges d'erreur analytique, (2) la moyenne pondérée du $\delta^{13}\text{C}$, (3) la marge d'erreur et (4) les phases isotopiques observées ; (vi) les données schématisées de l'étude micromorphologique (Mologni, 2017) ; (vii) étude palynologique partielles des niveau D & E (Texier et al, 2002) et zone palynologique à la base de la séquence (López-Sáez et al., 1998) ; (vi) données sur la malacofaune semi-forestière (données inédites de Dubar, 2005, in Mologni et al, 2017).....198

Figure C3.II.3-5) Hypothèses de la diminution du signal $\delta^{13}\text{C}$ dans la phase isotopique I, avec : (A) Phase plus humide et plus froide sans changement dans la zone de collecte ; (B) changement dans la zone de collecte du bois en raison d'un climat moins favorable avec la diminution des espèces mésophiles et colonisation de la zone riveraine par *Pinus* sp. ; (C) modification de la zone de collecte sans changement environnemental/climatique.201

Figure C3.III.1-1) Cartes des principaux sites du Paléolithique supérieur et du Mésolithique du Sud-Est de la France.218

Figure C3.III.1-2) Cartes des principaux sites du Paléolithique supérieur et du Mésolithique des Gorges de l'Ardèche.....219

Figure C3.III.2-1) Reconstitution de l'entrée préhistorique de la grotte Chauvet-Pont d'Arc (V1) et le panorama de Comble d'Arc (V2) et son modèle 3D (d'après Delannoy et al, 2010 ; reconstitution 3D : Benjamin Sadier ; photo DIREN Rhône-Alpes).221

Figure C3.III.2-2 : Synthèse géomorphologique et chronologique de la fermeture du porche d'entrée de la grotte Chauvet-Pont d'Arc, avec zone du sondage GE1 (d'après Sadier, 2013).223

Figure C3.III.2-3 : Photo du sondage GE1 (sous carré a) de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc (photo de S. Jailliet), avec le découpage stratigraphique de celui-ci.224

Figure C3.III.2-4 : Inventaire des prélèvements du sondage de GE1 (sous carré a) de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc, par ordre de numérotation, avec les US (faciès) d'attributions et le nombre de charbons qui les constitue.227

Tableau C3.III.2-1 : Synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc, par « prélèvement ».....229

Tableau C3.III.2-2 : Synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc, par US d'attribution.....230

Figure C3.III.2-5 : (a) Figure synoptique des données isotopiques des charbons de la grotte de Chauvet-Pont d'Arc. Avec : les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ individuelles de chaque charbon analysé et les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ moyennes par « prélèvement », l'attribution stratigraphique des charbons analysés, les localisations des dates radiocarbone. (b) Complément de figure représentant les pistes d'interprétation de l'évolution du signal isotopique, fondé sur les travaux actuels de la réponse des Pins aux changements climatiques au cours de l'Holocène.	231
Figure C3.III.3-1) Fond topographique de la Grotte aux Points et le plan de localisation des différents sondages par années de fouilles (DAO de J. Monney, d'après Scan 3D : S. Jaillet).	242
Figure C3.III.3-2) Relevé de coupe des Carrés H20-22 en X = 120 cm (d'après Monney, 2018b). ..	243
Figure C3.III.3-3) Relevé de coupe Nord (Y = 600 cm) des Carrés de S12 (X = [1300,1200] cm) et R12 (X = [1200,1100] cm) (Relevé de coupe et DAO : J. Monney).	246
Figure C3.III.3-4) Relevé de coupe Ouest (X = -1300 cm) et coupe central (Y = -550cm) du Carrée de S12 (Relevé de coupe et DAO : J. Monney).	247
Tableau C3.III.3-1) Schéma de correspondance approximative entre les unités stratigraphiques des différents sondages de la Grotte aux Points, étudiés dans cette thèse (modifié d'après J. Monney).	249
Tableau C3.III.3-2) : Synthèse des identifications taxinomiques par faciès obtenues pour les charbons de la Grotte aux Points, dans le carré G22. Le faciès «jaune +» correspond au faciès jaune avec l'US de transition vers le faciès brun (jaune à granules). Le faciès « Blanc à gra. » correspond au faciès blanc à granules.	254
Tableau C3.III.3-3) Synthèse des identifications taxinomiques par US obtenues pour les charbons de la Grotte aux Points, pour le carré G22. L'unité stratigraphique « sommet » correspond à l'association de l'US R et l'US 0.	255
Figure C3.III.3-5) Projection spatiale en 2D des charbons de la Grotte aux Points, du carré G22, avec leurs identifications taxinomiques.	256
Tableau C3.III.3-4) Synthèse des identifications taxinomiques par faciès obtenues pour les charbons de la Grotte aux Points, dans les carrés RS12.	257
Tableau C3.III.3-5) Synthèse des identifications taxinomiques par US obtenues pour les charbons de la Grotte aux Points, pour les carrés RS12.	258
Figure C3.III.3-6) Projection spatiale en 2D des charbons de la Grotte aux Points, des carrés RS12, avec leurs identifications taxinomiques.	259
Tableau C3.III.3-6) Synthèse des identifications taxinomiques par carrés, obtenues pour les charbons issus des couches sédimentaires interprétées comme la phase de remplissage du Paléolithique supérieur (Gravettien-Solutrén ?) de la Grotte aux Points.	260
Figure C3.III.3-7) Synthèse des identifications taxinomiques, obtenues pour les charbons issus des couches sédimentaires interprétées comme la phase de remplissage du Paléolithique supérieur (Gravettien-Solutrén ?) de la Grotte aux Points.	261
Tableau C3.III.3-7) Synthèse des traces d'altérations fongiques, par carrés, obtenues pour les charbons issus des couches sédimentaires interprétées comme la phase de remplissage du Paléolithique supérieur (Gravettien-Solutrén ?) de la Grotte aux Points.	262
Figure C3.III.3-8) Projection des valeurs isotopiques (a) et des ensembles isotopiques proposés (b) pour les charbons de la Grotte aux Points, de G22, en vue Sud/Est.	263
Figure C3.III.3-9) Projection des valeurs isotopiques (a) et des ensembles isotopiques proposés	

(b) pour les charbons de la Grotte aux Points, de G22, en vue Est.	264
Tableau C3.III.3-8) Synthèse des données isotopiques obtenues pour les ensembles isotopiques proposés à partir des analyses des charbons du carré G22 de la Grotte aux Points.	265
Figure C3.III.3-10) Synthèse des données isotopiques obtenues pour les ensembles isotopiques proposés à partir des analyses des charbons du carré G22 de la Grotte aux Points.	266
Figure C3.III.3-11) : Projection des valeurs isotopiques (a) et des ensembles isotopiques proposés (b) pour les charbons de la Grotte aux Points, de S12, en vue Nord/Ouest.	268
Figure C3.III.3-12) Projection des valeurs isotopiques (a) et des ensembles isotopiques proposés (b) pour les charbons de la Grotte aux Points, de S12, en vue Ouest.	269
Tableau C3.III.3-9) Synthèse des données isotopiques obtenues pour les ensembles isotopiques proposés à partir des analyses des charbons du carré S12 de la Grotte aux Points.	270
Figure C3.III.3-13) Synthèse des données isotopiques obtenues pour les ensembles isotopiques proposés à partir des analyses des charbons du carré S12 de la Grotte aux Points.	271
Tableau C3.III.3-10) Synthèse des données isotopiques obtenues pour les phases isotopiques proposées à partir des analyses des charbons du carré G22 et S12 de la Grotte aux Points.	272
Figure C3.III.3-14) Synthèse de l'étude taxinomique et isotopique des charbons de la Grotte aux Points.	273
Figure C3.III.4-1) Vue des Gorges de l'Ardèche depuis le promontoire situé à quelques dizaines de mètres au nord de l'entrée de la Baume d'Oulen.	285
Figure C3.III.4-2) Plan de la Baume d'Oulen en 2017 (salle Martin, avec sectorisation), avec les zones principalement étudiées dans cette thèse représentées par les carrés rouge (dans les secteurs 12 et 13) (d'après la DAO de Teyssandier et al, 2017).	287
Figure C3.III.4-3) Coupe stratigraphique Est/Ouest entre CD10 et 11 (Relevé P.-A. Beauvais & R. Mensan ; DAO de P.-A. Beauvais « modifié »).	288
Figure C3.III.4-4) Relevé planimétrique des carrés C-D 10 en cours de fouille au décapage 8 (Relevé P.-A. Beauvais & R. Mensan ; DAO de P.-A. Beauvais « modifié »).	291
Tableau C3.III.4-1) Synthèse des identifications taxinomiques obtenues pour les charbons de la Baume d'Oulen.	298
Tableau C3.III.4-2) Synthèse des traces d'infections fongiques obtenues pour les charbons de la Baume d'Oulen.	298
Tableau C3.III.4-3) Synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de la Baume d'Oulen.	299
Figure C3.III.4-5) Figure synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de la Baume d'Oulen, avec ou sans correction des paramètres atmosphériques.	300
Figure C3.III.5-1) Figure de synthèse des données anthracologiques et isotopiques obtenues pour l'étude des Gorges de l'Ardèche, avec : (i) sites archéologiques, (ii) données anthracologiques obtenues, (iii) données isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (iv) signal $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte NGRIP (Rasmussen et al., 2014), (v) valeurs atmosphériques $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et $\text{CO}_{2\text{atm}}$ (Barnola et al., 1987; Eggleston et al., 2016).	311
Figure C3.IV.1-1) Carte géomorphologique de la moyenne vallée du Jabron, avec la localisation des sites archéologiques des Prés de Laure (PDL) et de la Baume de Monthiver (BMV) (Costa et al., 2015).	321

Figure C3.IV.1-2) Cartes des principaux sites du Paléolithique moyen, supérieur et du Mésolithique du Sud-Est de la France.	323
Figure C3.IV.2-1) Photo des fouilles Prés de Laure, vue d'est.....	325
Figure C3.IV.2-2) Plan quadrillé des fouilles archéologiques des Prés de Laure et sectorisation du site (DAO : A. Tomasso), avec la représentation des zones d'études.....	326
Figure C3.IV.2-3) Coupe stratigraphie Nord-Sud du Secteur 2 (tranchée AN) du site des Prés de Laure (DAO : L. Purdue) et les corrélations avec de la carotte SC-6 datée.	329
Figure C3.IV.2-4) Coupe stratigraphie Nord-Sud du Secteur 5 (tranchée W) du site des Prés de Laure, avec les équivalences stratigraphiques par rapport au secteur 2 (DAO : L. Purdue ; couleurs Munsell - humide).....	330
Tableau C3.IV.2-1) Synthèse des identifications taxinomiques par US obtenues pour les charbons des Prés de Laure.....	334
Tableau C3.IV.2-2) Synthèse des traces d'infections fongiques obtenues pour les charbons issus de l'US 30 des Prés de Laure.	335
Tableau C3.IV.2-3) Synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de Prés de Laure, avec N charbons, le nombre de charbons analysés individuellement, et N Analyses, le nombre d'analyses EA-IRMS effectuées.	335
Figure C3.IV.2-5) Figure synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de Prés de Laure.	336
Figure C3.IV.3-1) Photographie de la Baume de Monthiver et Plan du site (Photographie et DAO : G. Porraz).	341
Figure C3.IV.3-2) Coupe stratigraphique du Sondage F12-E12 de la Baume de Monthiver (Relevé : C. Mologni, L. Purdue ; DAO : C. Mologni)	344
Figure C3.IV.3-3) Coupe stratigraphique ouest (fond de l'abri) de la Baume de Monthiver (Relevé : C. Mologni, L. Purdue ; DAO : C. Mologni)	344
Tableau C3.IV.3-1) Synthèse des identifications par US obtenues pour les charbons de la Baume de Monthiver.....	348
Tableau C3.IV.3-2) Synthèse des traces d'infections fongiques obtenues pour les charbons issus de l'US 3 de la Baume de Monthiver.....	349
Tableau C3.IV.3-3) : Synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de la Baume de Monthiver.....	349
Figure C3.IV.3-4) Figure synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons de Prés de Laure.....	350
Figure C3.IV.3-5) lame stratigraphique n°4 de la Baume de Monthiver, en lumière non-polarisée et polarisée.	353
Figure C3.IV.4-1) Figure de synthèse des données anthracologiques et isotopiques obtenues pour l'étude de la moyenne vallée du Jabron, avec : (i) les données anthracologiques, (ii) les données isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ des charbons (iii) le signal $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte glaciaire NGRIP (Rasmussen et al., 2014), (iv) les valeurs atmosphériques $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ et CO_2_{atm} (Barnola et al., 1987; Eggleston et al., 2016).	361
Figure C3.V-1) Carte du recensement des sites archéologiques du Paléolithique moyen obtenue dans le cadre du PCR PaleoEls « Le Paléolithique et le Mésolithique de la plaine	

d'Alsace et des collines sous-vosgiennes » (Wuscher et al., 2017).....	370
Figure C3.V-2) Photo de la surface principale des fouilles de Mutzig en 2019 (Vue du sud-ouest)...	372
Figure C3.V-3) Plan des secteurs de fouille de Mutzig à la fin de la triennale 2017-2019 (DAO : F. Wegmüller).....	373
Figure C3.V-4) Coupe stratigraphique Nord/sud, dans l'axe de la tranchée de Sainty (Relevé et DAO : P. Wuscher).....	376
Tableau C3.V-1) Synthèse des résultats anthracologiques de l'étude des charbons de Mutzig;	384
Figure C3.V-5) Figure synthétique de l'étude anthracologique des charbons de Mutzig	386
Tableau C3.V-2) Tableau récapitulatif des critères d'identification observés sur les charbons <i>Picea/Larix</i>	387
Tableau C3.V-3) Synthèse des données isotopiques obtenues pour l'analyse des charbons du site de Mutzig;	388
Figure C3.V-6) Synthèse des données isotopiques et anthracologiques pour l'analyse des charbons du site de Mutzig, complétée par les précédentes données de microfaune (Qazi and Stoetzel, 2019; Stoetzel, 2019; Stoetzel et al., 2016; Stoetzel and Montuire, 2016). On observe ainsi : (i) les attributions stratigraphiques ; (ii) Le nombre de charbons identifiés dans l'étude anthracologique ; (iii) les identifications anthracologiques par couche ; (iv) le graphique de synthèse des données isotopiques pour <i>Betula</i> et <i>Juniperus</i> , avec le $\delta^{13}\text{C}$ moyen par niveau, la marge d'erreur calculée par niveau et les valeurs isotopiques individuelles obtenues pour chaque groupe de charbons ; (v) le nombre de charbons analysés par niveau ; (vi) le climatogramme obtenu à partir de l'étude de la microfaune.....	389
Tableau C4.I-1) Tableau de synthèse des teneurs en carbone (%C) obtenu par l'analyse élémentaire des charbons archéologiques issus des différents sites de ce travail.	405
Figure C4.I-1) Représentation boxplot des teneurs en carbone (%C) obtenues par l'analyse élémentaire des charbons archéologiques issus des différents sites de ce travail, complétés par les teneurs en Carbone obtenues dans le référentiel sur le site de Roussillon.	406
Tableau C4.I-2) Tableau de synthèse de la variabilité isotopique observée par site et selon les objets stratigraphiques regardés.	411
Figure C4.III-1) Schéma simplifié de la méthode d'analyse croisée (isotopique et taxinomique) des charbons archéologiques du Pléistocène supérieur.	433
Figure Ax.1-1) Plan Général de la grotte des Deux-Ouvertures et toponymes.....	530
Figure Ax.1-2) Représentation graphique du sondage SG1 selon « x » et la profondeur.	531
Tableau Ax.2-1) Tableau de synthèse des résultats de l'étude des sols du référentiel.....	535
Figure Ax.4-1) Mesures moyennes des cernes des sites An1 et An2.	536
Figure Ax.4-2) Mesures moyennes des cernes des sites Ar1 et Ar2.....	537
Figure Ax.4-3) Mesures moyennes des cernes des sites Ca1 et Ca2.	537
Figure Ax.4-4) Mesures moyennes des cernes des sites LMa et PdL.	538
Tableau Ax.5-1) Tableau des données isotopiques et des teneurs en carbone obtenues pour chaque site archéologique.	538
Figure Ax.6-1) Spectres IFTR d'un échantillon de poids archéologique non traité et contaminé	

par des acides humiques (à 5%, 10% et 50% de la masse sèche) (Vaiglova et al., 2014).....	550
Figure Ax.6-2) Spectres IFTR des charbons analysés pour les Canalettes (échantillons analysés après un pré-traitement à l'acide).	551
Figure Ax.6-3) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (top de la séquence).....	551
Figure Ax.6-4) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (base de l'ensemble limoneux supérieur).....	552
Figure Ax.6-5) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (sommet de l'ensemble limoneux supérieur, en ML13, étude anthracologique de I. Théry-Parisot).....	552
Figure Ax.6-6) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (sommet de l'ensemble limoneux supérieur, en ML13, prélèvements anciens).....	553
Figure Ax.6-7) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (milieu de l'ensemble limoneux supérieur, en ML13, prélèvements anciens).....	553
Figure Ax.6-8) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (partie basse de l'ensemble limoneux supérieur, en ML13, prélèvements anciens).....	554
Figure Ax.6-9) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (ensemble limoneux supérieur, en ML13, prélèvements en 2016).....	554
Figure Ax.6-10) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Combette (niveau E, en K19, prélèvements en 2016).....	555
Figure Ax.6-11) Spectres IFTR des charbons analysés pour Chauvet-Pont d'Arc.....	555
Figure Ax.6-12) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Grotte aux Points (prélèvements manuels).	556
Figure Ax.6-13) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Grotte aux Points (refus de tamis). ..	556
Figure Ax.6-14) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Baume d'Oulen.....	557
Figure Ax.6-15) Spectres IFTR des charbons analysés pour les Deux-Ouvertures (l'échantillon en bleu est analysé après un pré-traitement à l'acide).....	557
Figure Ax.6-16) Spectres IFTR des charbons analysés pour les Prés de Laure.	558
Figure Ax.6-17) Spectres IFTR des charbons analysés pour la Baume de Monthiver.	558
Figure Ax.6-18) Spectres IFTR des charbons analysés pour Mutzig.....	559

Résumé

Au cours de la Préhistoire, les sociétés du passé ont été confrontées à de nombreux changements climatiques et environnementaux, de durée inégale, d'intensité variable et s'inscrivant dans un schéma global de cycle glaciaire/interglaciaire. Dès lors, comprendre la façon dont les sociétés anciennes ont fait face à ces conditions environnementales et comment elles se sont adaptées est une question cruciale pour les préhistoriens. À cet égard, l'étude taxinomique des restes de charbon de bois, bien conservés dans les séquences archéologiques, fournit des informations non seulement sur l'environnement ligneux local, mais aussi sur les stratégies humaines de collecte du bois. Cette approche est confrontée à plusieurs verrous méthodologiques (ex : nécessité d'un grand nombre de charbon, type de dépôts, ...) et interprétatifs (pas d'information sur l'étendue du couvert forestier, limite dans l'interprétation climatique, informations écologiques et économiques imbriquées).

Afin de pallier ces verrous, ce travail s'inscrit dans la continuité des études sur le signal isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) du bois et des études analogues pionnières sur charbons de bois. Le principal objectif est alors de développer une approche croisée (taxinomique et isotopique) dans l'étude des charbons de bois issus des séquences du Pléistocène supérieur et du début de l'Holocène. La première partie de cette thèse se concentre sur la création d'un référentiel actuel sur *Pinus* sp., puis la seconde sur l'étude des assemblages anthracologiques de neuf sites archéologiques diachroniques (Sud-Est de la France : les Canalettes [Paléo.moy.], la Combette [Paléo.moy.], Chauvet-Pont d'Arc [Paléo.sup.], la Baume d'Oulen [Paléo.sup./Més.], la Grotte aux Points [Paléo.sup.], les Deux-Ouvertures [Paléo.sup.], les Prés de Laure [Paléo.moy./sup.], la Baume de Monthiver [Paléo.sup./Més.] ; Nord-Est de la France : Mutzig [Paléo. Moy.]).

Nous montrons, à travers notre référentiel, la possibilité d'utiliser le signal isotopique des charbons de *Pinus*, indépendamment de leur espèce et issus d'un même degré de carbonisation, pour étudier l'évolution climatique et environnementale sur le long terme (évolution basse fréquence). L'application de la méthode sur les sites archéologiques montre quant à elle une conservation préférentielle des charbons issus d'un faible degré de carbonisation. Ce constat, couplé à la réponse physiologique des plantes anciennes (adapté aux conditions atmosphériques et climatiques), procure au signal $\delta^{13}\text{C}$ moyen un fort potentiel comme marqueur des évolutions environnementales et climatiques de basse fréquence. Plus encore, la possibilité d'obtenir un signal isotopique représentatif par l'analyse « individuelle » ou « groupée » des charbons, permet à notre méthode de s'adapter aux différents contextes archéologiques (caractéristiques du matériel, conservation de la stratigraphie), avec les avantages et inconvénients supplémentaires propres à chacune de ces approches (étude de la variabilité du signal, coût et temps). Les bons résultats obtenus avec d'autres essences que *Pinus* (ici, *Betula*, *Juniperus*) appuient également sur la polyvalence de cette méthode. Par ailleurs, notre étude soulève la possibilité d'utiliser la variabilité du signal comme marqueur des changements d'aire de collecte du bois.

Outre les apports méthodologiques, ce travail contribue à la connaissance du contexte environnemental et climatique passé. Enfin, l'étude des sites archéologiques du Paléolithique moyen au Mésolithique inscrit ce travail dans la réflexion actuelle autour de la relation sociétés/milieus (gestion du bois, schéma de mobilité, déterminisme naturel, ...).

Mots-clefs : Anthracologie, Chimie Isotopique, Paléoenvironnement, Paléoclimat, Paléolithique, Pin sylvestre

Abstract

During Prehistory, past societies challenged numerous climatic and environmental changes, of unequal duration, varying intensity and within a global pattern of glacial/interglacial cycles. Therefore, understanding how these societies faced these environmental conditions and how they adapted is a crucial question for prehistorians. In that respect, the taxonomic study of charcoal remains, well preserved in archaeological sequences, provides information on the local woody environment, but also on human strategies of wood harvesting. This approach is often limited by several methodological (e.g. the need for a large amount of charcoal, types of deposits, ...) and interpretative issues (no information on the extent of forest cover, limitations in climatic interpretation, overlapping of ecological and economic information).

In order to overcome these limitations, this work follows studies on the isotopic signal ($\delta^{13}\text{C}$) of wood and pioneering analogous studies on charcoal. The main objective is to develop a crossover approach (taxonomic and isotopic) in the study of charcoal from Upper Pleistocene and early Holocene sequences. The first part of this thesis focuses on the creation of a modern reference collection on *Pinus* sp. The second part studies the anthracological assemblages of nine diachronic archaeological sites (Southeastern France: les Canalettes [Mid. Paleo.], la Combette [Mid. Paleo.], Chauvet-Pont d'Arc [Upp. Paleo.], la Baume d'Oulen [Upp. Paleo. /Meso.], la Grotte aux Points [Upper Paleolithic, les Deux-Ouvertures [Upp. Paleo.], les Prés de Laure [Mid./Upp. Paleo], la Baume de Monthiver [Upper Paleo. /Meso.]; Northeastern France: Mutzig [Mid. Paleo.]).

Through our modern reference collection, we show that the isotopic signal of *Pinus* charcoals can be used to study the climatic and environmental evolution on the long term (low frequency evolution) independently of their species and with the same degree of carbonization. By applying our method to archaeological sites, we identified a preferential conservation of charcoals with a low carbonization degree. This observation, coupled with the physiological response of ancient plants (adapted to atmospheric and climatic conditions), gives the mean $\delta^{13}\text{C}$ signal a strong potential as a low frequency environmental and climatic proxy. Moreover, by obtaining a representative isotopic signal by "individual" or "grouped" analysis of charcoals, our method can be adapted to different archaeological contexts (characteristics of the material, conservation of the stratigraphy), with the additional advantages and disadvantages specific to each of these approaches (study of the variability of the signal, cost and time). Reliable results obtained with species other than *Pinus* (here, *Betula*, *Juniperus*) also support the versatility of this method. Furthermore, our study shows that signal variability can be used as a marker for changes in wood harvesting areas.

In addition to our methodological contributions, this work brings new data on past environmental and climatic contexts. Finally, our study on archaeological sites spanning from the Middle Paleolithic to the Mesolithic contributes to the current debates on the relationship between societies and environment (wood management, mobility patterns, natural determinism, etc.).

Keywords: Anthracology, Isotopic Chemistry, Paleoenvironment, Paleoclimate, Paleolithic, Scots Pine