



HAL
open science

Climat et environnements : les étapes de la première anthropisation de l'espace (6000-2000 BCE) en France

Jean-François Berger, Jean-Michel Carozza, Cyril Castanet, Hervé Cubizolle, André-Marie Dendievel, Laurent Deschodt, Odile Franc, Matthieu Ghilardi, Laurent Lespez, Pierre-Gil Salvador, et al.

► To cite this version:

Jean-François Berger, Jean-Michel Carozza, Cyril Castanet, Hervé Cubizolle, André-Marie Dendievel, et al.. Climat et environnements : les étapes de la première anthropisation de l'espace (6000-2000 BCE) en France. Jean Guilaine et Dominique Garcia (Dir.), traduction Karoline Mazurié. La Protohistoire de la France, 18, Editions Hermann, p.311-324, 2018, Histoire et Archéologie, 978-2705695941. hal-02095802

HAL Id: hal-02095802

<https://hal.science/hal-02095802>

Submitted on 10 Dec 2020

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.

Climat et environnements : les étapes de la première anthropisation de l'espace (6000-2000 BCE) en France

Climate and environments: the stages of initial anthropization of space (6000-2000 BCE) in France

JEAN-FRANÇOIS BERGER, JEAN-MICHEL CAROZZA, CYRIL CASTANET, HERVÉ CUBIZOLLE, ANDRÉ-MARIE DENDIEVEL, LAURENT DESCHODT, ODILE FRANC, MATTHIEU GHILARDI, LAURENT LESPEZ, PIERRE-GIL SALVADOR, OLIVIER SIVAN, BORIS VANNIÈRE, JACQUELINE ARGANT, MURIEL BOULEN, JACQUES-LÉOPOLD BROCHIER, LAURENT CAROZZA, CÉCILE GERMAIN-VALLÉE ET LAURENCE LEMER

RÉSUMÉ

L'évolution des ressources nécessaires au développement des sociétés dépend de l'évolution des écosystèmes, sous forçages climatique, orbital et sociétal à l'Holocène. Elle entraîne l'apparition de nouveaux risques et de nouvelles vulnérabilités, souvent peu anticipés par les acteurs néolithiques, porteurs d'une nouvelle économie (agriculture-élevage). La généralisation des études systémiques et multi-proxies, combinée à la révolution récente des géosciences de l'environnement a modifié notre perception des archives continentales les plus favorables (plaines alluviales, rias, lacs, tourbières...). Elle a permis de détecter les changements climatiques rapides (RCC) qui se succèdent à peu près tous les millénaires au cours de l'Holocène moyen et les premières phases de forçages anthropogéniques, qui perturbent et amplifient surtout à partir du Néolithique final, le signal climatique-environnemental. La confrontation des données à l'échelle de la France révèle une forte opposition dans

les signatures et les fonctionnements hydrosédimentaires des bassins-versants des grandes plaines océaniques du nord-ouest et du Nord de la France largement tamponnés, et ceux des autres régions où les reliefs marqués et la proximité du climat méditerranéen, accentuent les stimuli climatiques et anthropiques. Sept périodes d'hydrologie abondante sont identifiées durant le Néolithique. Cinq d'entre-elles apparaissent plus ou moins synchrones de RCC planétaires (8.2, 7.3, 6.2, 5.3 et 4.2 ka BP) et aux événements nord-atlantiques de Bond, les deux autres (vers 4800-4500 et 2900-2800 BCE) correspondent à des fluctuations régionales enregistrées également dans les lacs subalpins et les glaciers d'altitude. Une occupation du sol peut-être plus dense avec un impact plus fort et précoce sur les paysages est à envisager dans les régions méridionales. Une pression plus soutenue sur la végétation et les sols semblent apparaître à la fin du IV^e millénaire, de manière synchrone à une artificialisation des feux.

ABSTRACT

The evolution of resources required for the development of societies depends on the evolution of ecosystems under climate, orbital and societal forcing during the Holocene. This evolution led to the emergence of new risks and new vulnerabilities, often little anticipated by Neolithic actors, creators of a new economy (agriculture and livestock). The generalisation of systemic and multi-proxy studies combined with the recent revolution in environmental geosciences (core scanners, generalisation of the SMA, etc.) has changed our perception of the most favourable continental archives (alluvial plains, rias, lakes, peat bogs, etc.). These made it possible to identify rapid climate changes (RCC) that succeed each other almost every millennium during the Middle Holocene, and initial phases of anthropogenic forcing, which disturb and amplify, especially from the Late Neolithic on, the climate-environmental signal. The palaeo-environmental data that are compared and summarised in this article refer to the Neolithic period (5800-2200 BCE) in France. They revealed a marked contrast between signals and

the hydrosedimentary functioning of the river basins of the large oceanic plains in northwest and northern France, which are largely buffered, and those of the other regions where the marked reliefs and the proximity of the Mediterranean climate, accentuate climatic and anthropic stimuli. Seven main hydrosedimentary phases, separated by periods of stability of slopes and valleys, appear in the main river basins in France during the Neolithic period. Five of them appear to be more or less synchronous with global RCC (8.2, 7.3, 6.2, 5.3 and 4.2 ka BP) and with the North Atlantic Bond events, the other two (around 4800-4500 and 2900-2800 BCE) correspond to regional fluctuations also recorded in subalpine lakes and glaciers. Denser land use with a strong and early impact on landscapes is to be considered in the southern regions. The hydrosedimentary episodes of the late 4th millennium BCE, better marked in the northern half of France, reflect a generalised and stronger pressure on the vegetation and the soils accompanied by an "artificialisation" of fire regimes.

Introduction

L'étude des paléoenvironnements est primordiale pour comprendre le processus de la Néolithisation, afin d'envisager cette « révolution multiple » (économique, démographique, technique, sociale et idéelle) et cette nouvelle vision du monde dans une optique socio-environnementale. Elle repose sur l'exploitation d'une pluralité d'enregistrements pédosédimentaires et de marqueurs environnementaux (approche multi-proxies) dans l'espace parcouru et exploité par les néolithiques (« hors-site »). Les données paléoenvironnementales confrontées et synthétisées dans cet article portent sur le territoire français. Elles s'appuient sur des approches systémiques et des similitudes, la plupart du temps menées à l'échelle du bassin-versant, mais aussi sur la répétition des opérations d'archéologie préventive qui nous ouvrent des pans entiers des paysages du passé. Elles favorisent les analyses

pluridisciplinaires et tentent de hiérarchiser la portée des signaux observés depuis l'archive exploitée (bras-mort, lagune/marais, lac, delta, plaine alluviale...), jusqu'au bassin-versant ou la zone bioclimatique.

1. État de l'Art – enjeux autour de l'évolution socio-environnementale au Néolithique

Après une première étape qui a consisté en la détection des changements climatiques dans les archives terrestres (principalement dans les glaciers et les lacs), les analyses paléoclimatiques et paléoenvironnementales se sont tournées vers la restitution à haute résolution chronologique des climats passés, par l'étude des carottes glaciaires polaires (GRIP, GISP2, Epica), des sédiments océaniques (SST, Bond events) et des spéléothèmes; dans l'optique de comprendre les mécanismes et les impacts du changement climatique en cours. Elles restituent

une évolution tendancielle du climat dans laquelle se distinguent dans la longue durée quelques accidents, impliquant une rupture souvent abrupte dans le fonctionnement hémisphérique et les écosystèmes continentaux et marins associés, mais dont les effets précis sur les communautés biologiques (végétation et faune), sur les hydrosystèmes et les hommes sont très difficiles à évaluer aux échelles locales et micro-régionales. Les études géomorphologique, paléopédologique et paléobotanique documentent de façon plus directe (proximité des sites archéologiques) les effets de ces changements climatiques, ou de ces crises anthropo-climatiques, sur les sociétés, mais leur chronologie est restée durant très longtemps peu précise. Les progrès récents des techniques et outils en géosciences de l'environnement, combinés à de nouvelles démarches dites systémiques, ont permis de détecter les changements climatiques rapides et rythmés holocènes (RCC) dans les archives les plus favorables (plaines alluviales, rias, lacs, tourbières...). Les analyses séquentielles à très haute résolution se sont multipliées et le développement des approches par CPDF (*Cumulative probability density function*), reposant sur des bases de données radiocarbone de plus en plus abondantes, ont favorisé l'établissement de courbes précises des fluctuations paléohydrologiques et de l'activité pédologique (cf. par ex. bassins du Rhône, de la Garonne, tourbières du haut Forez).

Les développements conceptuels sur la relation sociétés-milieux (PEVS, théorie de Ruddiman, Paléomex-Archeomed) des deux dernières décennies (cf. Anthroposystèmes/Anthropocène), et l'affinement des chronologies climato-environnementales ont modifié nos questionnements et nos exigences en terme de restitution et de modélisation socio-environnementale, notamment pour le Néolithique. Ils ont fortement stimulé les réflexions sur (1) les mécanismes et les périodicités qui guident les changements climatiques (2) leurs impacts variables dans l'espace aux échelles hémisphériques (zonations bioclimatiques, effets *see-saw*, RCC) et sur le fonctionnement des écosystèmes terrestres ou littoraux (signal incendie, données saisonnières, bilans hydriques...), enfin (3) les causalités du développement et de l'expansion

du Néolithique à travers l'Europe (Weninger *et al.* 2006, Berger et Guilaine 2008; Gronenborn 2009). Ils ont aussi, en discutant et en remettant en question les modèles purement déterministes, complexifié les modèles possibles de coévolution et ouvert de nouvelles pistes de réflexion (adaptation, résilience), discutées notamment dans le projet Paléomex-Archeomed à l'échelle de la Méditerranée (Lespez *et al.* 2016).

2. Les données disponibles par grands bassins-versants ou régions

2.1 Les plaines du Nord de la France

Le Nord de la France est une région de plaines et de plateaux où se distinguent schématiquement un bas-pays (sables et argiles tertiaires), se développant en dessous de 80 m d'altitude, et un haut-pays (craie) qui forme une écharpe de relief culminant autour de 180-200 m d'altitude, recouverts par des limons éoliens pléistocènes (loess) (fig. 1a, 1b). L'Artois constitue une ligne de partage des eaux entre les fleuves côtiers qui se jettent dans la Manche (Somme, Authie, Canche) et des cours d'eau coulant sur des pentes très faibles, au débit limité et souvent artificialisé (l'Aa, l'Yser, la Lys, l'Escaut et la Sambre), qui dirigent leurs eaux vers la mer du Nord.

Les premiers néolithiques de la région arrivent dans un contexte forestier caractérisé par une chênaie mixte à tilleul (*Quercus-Ulmus-Tilia*). Le noisetier (*Corylus*) est aussi très présent. L'Atlantique récent voit également s'installer dans les fonds de vallée humides une ripisylve dominée par l'aulne (*Alnus*) (Boulen 2011). Le Subboréal est caractérisé par un faciès régional très spécifique indiquant une grande stabilité des paysages, assez semblables à ceux de l'Atlantique récent, hormis des indices de défrichement plus fréquents associés pour les plus récents aux occupations de la culture Deûle-Escaut (autour de 4750 cal. BP sur le site d'Houplin-Ancoisne, (Praud [dir.] 2015). L'érable (*Acer*), encore faiblement représenté, vient compléter le cortège des essences forestières et le hêtre (*Fagus*) apparaît, mais toujours très ponctuellement. Il faut attendre le Bronze final

pour que le paysage évolue de la chênaie mixte à tilleul vers la chênaie-hêtre.

Le réseau hydrographique régional est marqué par une tendance au comblement organique et tourbeux des fonds de vallée, qui connaît son paroxysme durant la période Atlantique et traduit une remontée assez généralisée du niveau des nappes phréatiques (Deschodt 2014). Cette turfigenèse est plus précoce dans la vallée de la Somme (Boréal) que dans le bassin de l'Escaut (environ 8 ka cal. BP pour les sites les plus anciens). Ce processus s'accompagne parfois d'un faciès de travertins et d'oncolithes, très présents dans les vallées de la Sensée et de l'Escaut par exemple, avec une extension parfois très importante. À l'échelle de la vallée de l'Escaut, ces observations posent la question de la morphologie fluviale associée. Il est probable que le système d'écoulement soit extrêmement diffus à travers la tourbière de fond de vallée, voire qu'à l'instar de la Somme (Antoine 1997), il soit repoussé dans des chenaux latéraux peu marqués ou, comme proposé en Belgique sur l'Escaut ou la confluence Dyle-Démer, qu'il disparaisse au profit d'un écoulement souterrain à travers la tourbière. Dans la plaine de confluence Escaut-Haine, à Fresnes, la présence de travertins détritiques en partie supérieurs de la stratigraphie, étendus et interstratifiés avec des tourbes, plaide pour des écoulements de surface mais fortement étalés à travers une vaste tourbière (Deschodt 2014).

Une évolution majeure, perçue régionalement par des incisions et des crises érosives, intervient à la fin de l'Atlantique ou au début du Subboréal. Cette période de forte activité hydrologique va de pair avec la mise en place d'un nouveau système fluvial chenalisé, associé à une sédimentation plus détritique, sans pour autant exclure des phénomènes locaux de tourbification ou de formation de travertin. Le fond de vallée tourbeux de la Somme est ré-incisé entre 6,8 et 6,3 ka cal. BP (Antoine 1997), chronologie proche de celle envisagée pour l'Escaut où cette crise érosive est observée diversement (arrêt de la turfigenèse, érosions, apports détritiques), autour de 5 ka cal. BP sur plusieurs sites comme Valenciennes « Rue Bernier », Valenciennes « le Vignoble », Bouchain et Houplin-Ancoisne (Deûle).

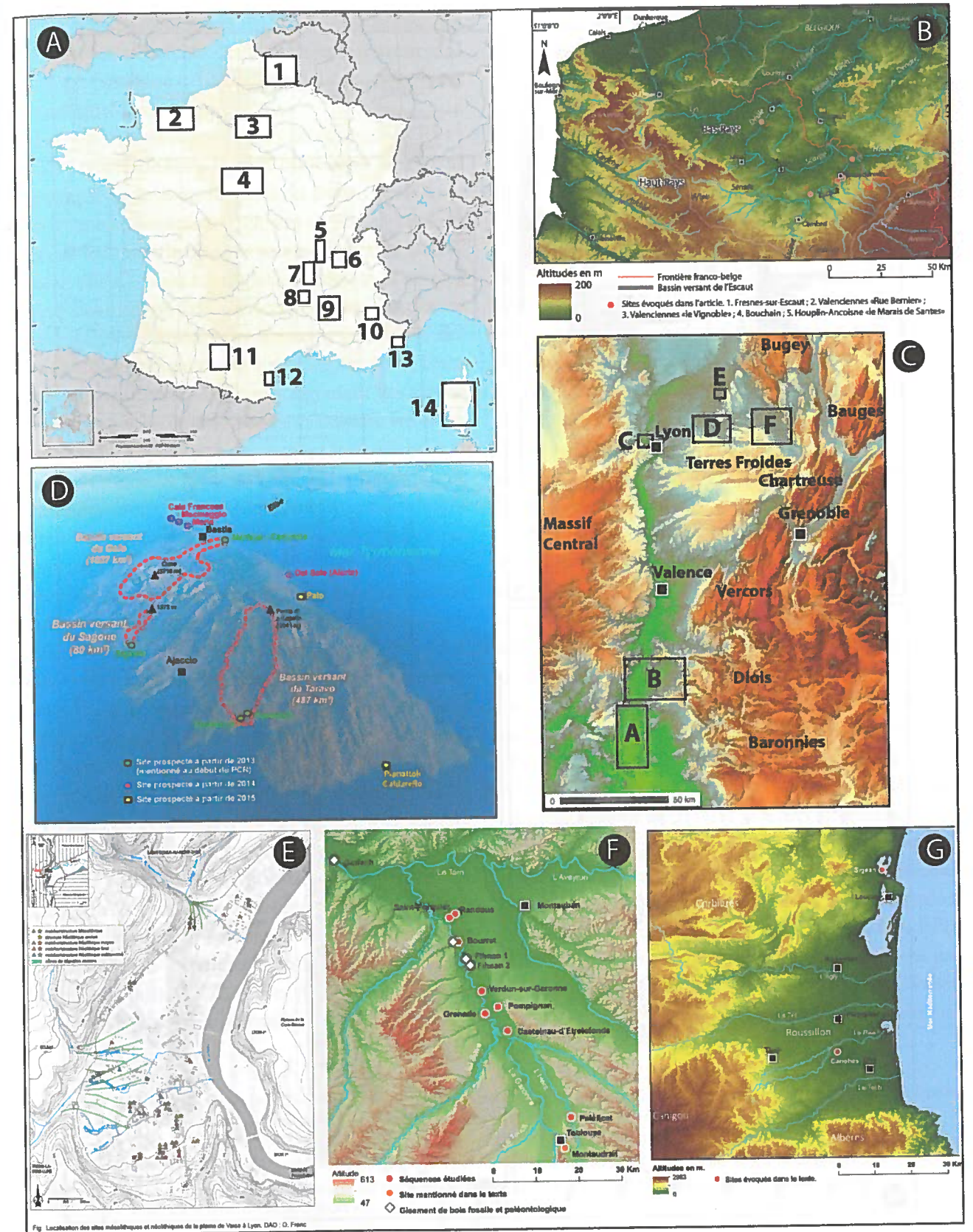
2.2 Les régions océaniques (Bassin de Paris, Bretagne, Normandie)

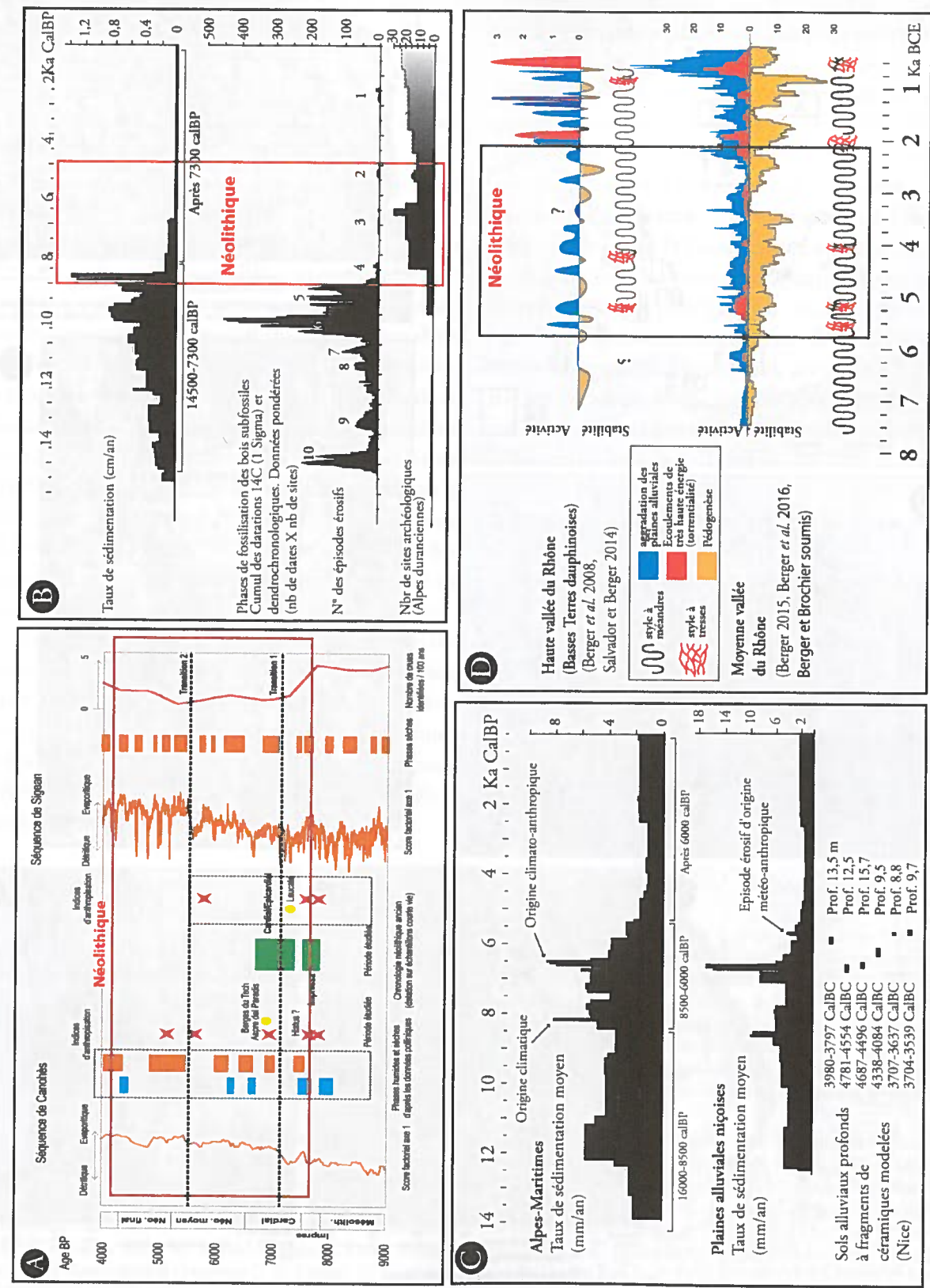
Les fonds de vallées de Normandie et du centre du bassin de Paris sont des secteurs de conservation privilégiés des archives sédimentaires (fig. 1a-2/3). Ils ont concentré d'abord les études dans le centre du bassin de Paris, sur la Seine et ses principaux affluents (voir par exemple : Pastre *et al.* 2014; thèse A. Gonnet). Les recherches se sont amorcées dans les années 2000 sur les cours d'eau d'ordre 2 à 5 de Normandie occidentale (Lespez *et al.* 2008 ;

Voir page ci-contre

Figure 1. A/ Localisation des différentes fenêtres d'étude. 1. Nord-bassins de l'Escaut et de la Deûle, 2. Plaines de la Basse Normandie, 3. Bassin de Paris, 4. Bassin moyen de la Loire et Val d'Orléans, 5. Basse vallée de la Saône et plaine de Vaise, 6. Basses Terres dauphinoises, 7. Haut Forez, 8. Haute vallée de la Loire et massif du Mézenc, 9. Moyenne vallée du Rhône (rive gauche), 10. Haut bassin durancien, 11. Haute vallée de la Garonne, 12. Étangs littoraux du Roussillon, 13. Rias des Alpes Maritimes, 14. Corse; B/ Carte du Nord de la France avec localisation des sites d'étude sur l'Escaut et la Deûle (PG Salvador), C/ Le haut et moyen bassin du Rhône entre Alpes occidentales et Massif central : A. Tricastin, B. Valdaine, C. Basse vallée de la Saône, D. Cuvette de Bourgoin-la-Verpillère, E. marais du Grand plan, F. Basses Terres dauphinoises (J.-F. Berger); D/ La Corse et ses bassins-versants étudiés depuis le sud-ouest (M. Ghilardi); E/ Localisation des sites mésolithiques et néolithiques de la plaine de Vaise à Lyon (O. Franc); F/ Les sites de la haute vallée de la Garonne et G/ de la plaine du Roussillon (J.-M. Carozza).

Figure 1. Location of the different windows of study. 1. North-Scheldt and Deûle basins, 2. Plains of Lower Normandy, 3. Paris Basin, 4. Middle basin of the Loire river and Val d'Orleans, 5. Lower floodplain of the Saone river and Vaise floodplain, 6. Low Lands of Dauphine, 7. Upper Forez, 8. Upper Loire Valley and Massif of Mézenc mountain, 9. Middle Rhone Valley (left bank), 10. Upper Durancian basin, 11. Upper Garonne Valley, 12. Littoral lagoons of Roussillon, 13. Rias of the French Riviera, 14. Corsica; B/ Map of the North of France with location of study sites on the Scheldt and Deûle (PG Salvador); C/ The high and middle basin of the Rhone river between Western Alps and Massif central: A. Tricastin, B. Valdaine basin, C. Lower floodplain of the Saone river, D. Bourgoin-la-Verpillère marshes, E. marsh of le Grand Plan, F. Low Lands of Dauphine (J.-F. Berger); D/ Corsica and its studied basins seen from the southwest (M. Ghilardi); E/ Location of the Mesolithic and Neolithic sites of the floodplain of Vaise in Lyon (O. Franc); F/ The sites of the Garonne upper valley and G/ of the Roussillon plain (J.-M. Carozza).





Germain-Vallée et Lespez 2011 ; Lespez 2012). En revanche, les recherches demeurent encore embryonnaires en Bretagne où les investigations ont plutôt été concentrées sur les littoraux.

Les populations d'agriculteurs néolithiques (RRBP) qui s'installent de la fin du VI^e millénaire BCE dans la partie centrale et occidentale du Bassin parisien et dans le monde armoricain trouvent un environnement régional forestier, la chênaie mixte (noisetier, chêne, orme et tilleul). Dans les fonds de vallées, se développe l'aune accompagné des cypéracées et des autres plantes hydrophiles qui indiquent un essor généralisé des zones humides ponctuées de nappes d'eau libre. Dans les régions sédimentaires, le rechargement des grands aquifères contenus dans les roches calcaires et crayeuses favorise la multiplication des sources, qui alimentent en grande partie les rivières. Cette situation explique le développement d'une sédimentation carbonatée correspondant à des sédiments tufacés dans les zones sourceuses et/ou le long des chenaux. Des édifices tufacés de plusieurs mètres de haut peuvent barrer certains fonds de vallées et favoriser en arrière l'essor des zones humides tourbeuses comme le long de la vallée de la Mue dans la plaine de Caen (Lespez *et al.* 2008). Parallèlement, les fonds de vallées connaissent une généralisation de la sédimentation organique, souvent tourbeuse et épaisse, associée au maintien des nappes alluviales à un niveau élevé comme dans la vallée de la Beuvronne en Île-de-France (Pastre *et al.* 2014). Ces conditions expliquent que les écoulements des petits cours d'eau de faible énergie présentent le plus souvent un style fluvial anabranché avec des chenaux, difficiles à identifier et sans doute mobiles au sein de fonds de vallées dominés par des milieux amphibies. Dans la Seine et ses principaux affluents on trouve des chenaux uniques ou dédoublés mieux

affirmés. Dans le monde armoricain, le développement remarquable de la sédimentation organique dans les petites dépressions donne naissance à de nombreuses tourbières. Les quelques études disponibles pour les cours d'eau suggèrent des remplissages sédimentaires plus modestes mais très organiques également. Les cours d'eau s'écoulaient au sein de zones humides boisées. Leur chenal difficile à distinguer remaniait une charge sédimentaire sablo-graveleuse héritée des périodes précédentes. Dans tous les cas, le style fluvial des cours d'eau ordinaires semble remarquablement stable tout au long du Néolithique et la généralisation des espaces palustres dans les fonds de vallée aboutit à une homogénéisation progressive des paysages de fonds de vallées dans l'ensemble de la région.

Pourtant, la néolithisation transforme les paysages et affecte progressivement le fonctionnement des bassins-versants. Dans les espaces où les habitats sont situés près des lieux d'enregistrement, l'impact anthropique est détectable dès le Néolithique moyen comme à Cairon (plaine de Caen). Les recherches en cours montrent l'ouverture du couvert forestier par défrichement au moment où s'installe un habitat (4200-4000 BCE), le développement des espaces en culture dans le fond de vallée et la pratique des incendies pour la défriche initiale et l'entretien des espaces des pratiques agro-pastorales. Dans la Plaine de Caen, les sols bruns lessivés (luvisols) des dépôts loessiques développés sous le couvert forestier protecteur de la chênaie mixte apparaissent particulièrement sensibles à l'érosion. Des phases érosives se sont produites dès le Néolithique comme à Fontenay-le-Marmion (Calvados, Germain-Vallée et Lespez 2011). Elles restent toutefois très localisées et ne déclenchent pas de sédimentation détritique dans les fonds de vallée secondaire de la région. L'étendue des défrichements

Figure 2. A/ Synthèse des données sur l'évolution climatique et l'anthropisation des dépressions de Canohès (Roussillon) et de Sigean (Aude) (J.-M. Carozza) ; B/ Rythmes et paramètres de la sédimentation depuis 15000 ans dans les Alpes duranciennes (O. Sivan) ; C/ Rythmes et paramètres de la sédimentation depuis 15000 ans dans les plaines alluviales des Alpes-Maritimes et de la ville de Nice (O. Sivan) ; D/ Courbes CPDF (activité/stabilité) des haute et moyenne vallée du Rhône avec leur principales métamorphoses fluviales au cours de l'Holocène moyen.

devait être insuffisante alors que les techniques agricoles demeuraient peu agressives et que la mobilité des espaces cultivés (jachère-buisson) protégeait les sols. Au cours du Néolithique moyen et surtout du Néolithique final, les forêts deviennent de moins en moins denses et on assiste au développement de fourrés post-forestiers, de landes et de friches et progressivement d'une forêt secondaire par l'action des troupeaux. Parallèlement, les recherches conduites dans le centre du Bassin de Paris montrent de 3800-3600 BCE à la fin du Néolithique le développement des apports limono-argileux ou limono-sableux dans les fonds de vallée de la Marne, de l'Oise ou de la Seine aval (Pastre *et al.* 2014). Cette sédimentation détritique témoigne de l'érosion des limons loessiques qui recouvrent la plupart des plateaux du Bassin parisien (efficacité accrue des processus de transfert sédimentaire), exacerbée par l'extension des pratiques agro-pastorales. Cette transformation n'est pas durable et ne donne pas lieu à une véritable métamorphose des milieux fluviaux. C'est pourquoi les chercheurs pensent qu'elle a également été favorisée par une pulsation climatique plus humide largement enregistrée en Europe et centrée sur la période 3700-3200 BCE (Magny 2004). Cette oscillation climatique plus fraîche et plus humide a dû favoriser les connectivités hydrologiques au sein du bassin-versant et l'efficacité de la cascade sédimentaire depuis les zones cultivées jusque vers les vallées principales. D'autres fluctuations climatiques du même ordre sont attestées dans le Bassin de Paris et en Normandie occidentale tout au long du Néolithique. L'affirmation des conditions plus humides

Voir page ci-contre

Figure 3. A/ Estimation de l'intensité de l'emprise agro-pastorale à l'Holocène dans le Massif central oriental (France) : mise en place des tourbières, occupation humaine, macro-restes et indices polliniques d'anthropisation; B/ Paléochenal de la Loire moyenne à Saint-Benoît-sur-Loire, abandonné au début de l'Holocène (Préboréal). L'âge des dépôts organo-minéraux de sa séquence de remblaiement est estimé par des méthodes de datations ¹⁴C AMS et IRSL; C/ Influx sédimentaire en charbon de bois, Tourbière de Chavannes, Cher, France et comparaison avec les périodes de production et d'exportation de grandes lames de silex du Grand-Pressigny (d'après Vannièrre et Martineau 2005); D/ Coupe synthétique de la plaine de la Garonne (rive droite) au niveau de Castelnaud d'Estretfonds (d'après Carozza *et al.* 2013).

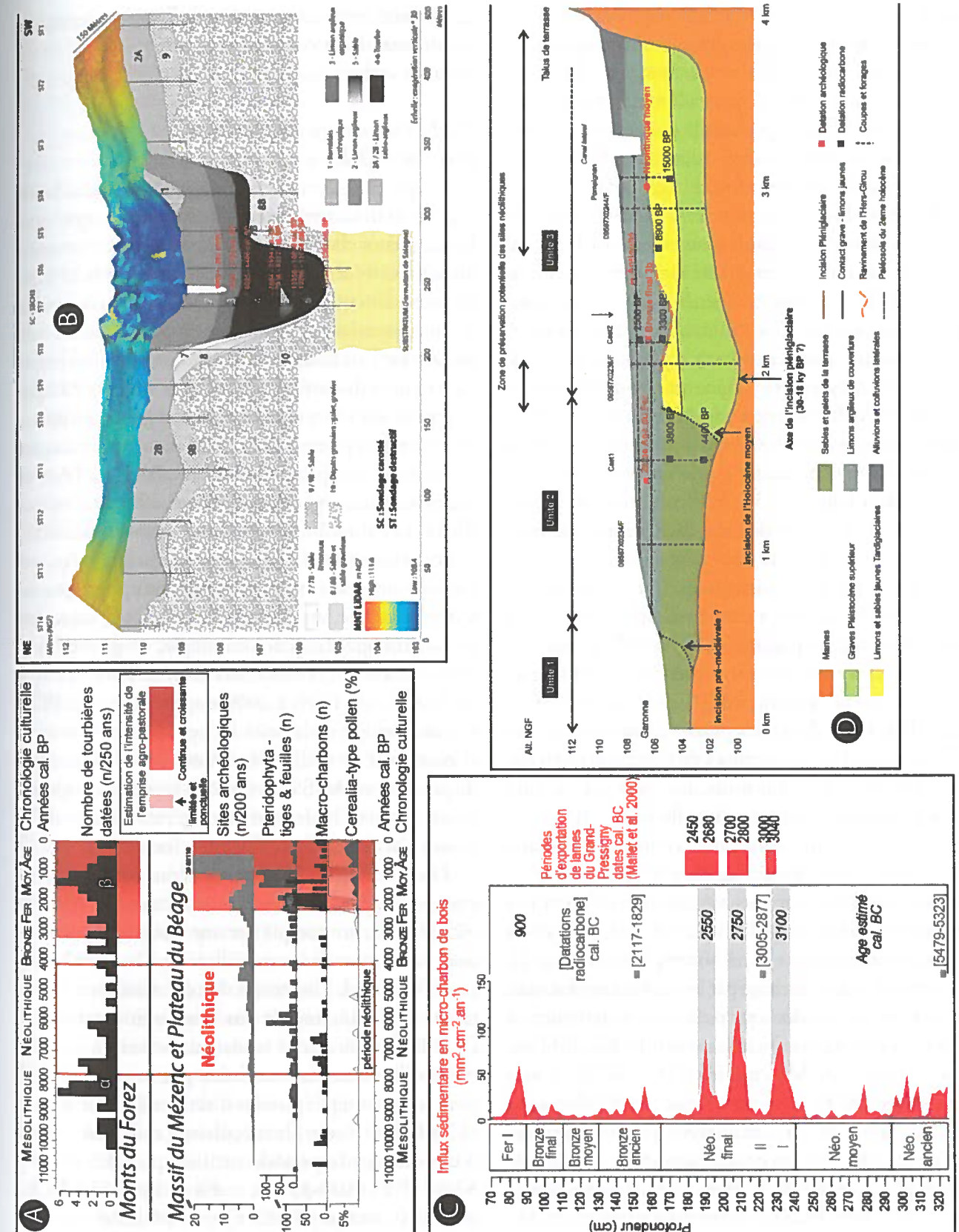
Figure 3. A/ Estimation of the intensity of agro-pastoral pressure for the Holocene period in the Eastern Massif central (France): installation of peatlands, human occupation, macro-remains and pollen indices of anthropization; B/ Paleochenal in the Mid-Loire basin at Saint-Benoît-sur-Loire, abandoned at the beginning of the Holocene (Preboreal). The age of the organo-mineral deposits of its backfill sequence is estimated by ¹⁴C AMS and IRSL dating methods; C/ Sedimentary Influx in Charcoal, Peat Bog of Chavannes, Cher, France and comparison with the production and export periods of large flint blades of Grand-Pressigny (after Vannièrre and Martineau 2005); D/ Synthetic stratigraphy of the Garonne Plain river (right bank) at Castelnaud d'Estretfonds (after Carozza *et al.* 2013).

correspondant à l'extension des plantes aquatiques et inféodées aux milieux palustres est enregistrée par le spectre pollinique de Chicheboville-Bellengreville qui met ainsi en évidence cinq phases d'expansion des zones humides au cours du Néolithique : vers le début du Néolithique ancien, du Néolithique moyen I et du Néolithique moyen II, et vers le début et la fin du Néolithique Final (Lespez 2012). L'oscillation climatique observée vers 4800-4400 BCE est également enregistrée à Cairon (thèse L. Lemer en cours). Cependant, faute de produits de l'érosion disponibles en quantité suffisante dans les bassins-versants, elle n'a pas été enregistrée par les systèmes fluviaux étudiés.

3. Le bassin de la Loire

3.1 Le haut bassin ligérien oriental (Forez-Velay)

Les recherches paléoécologiques et géoarchéologiques conduites depuis 1998 en France dans le Massif central oriental, visent à appréhender la dynamique des interactions entre, d'une part, les évolutions bioclimatiques et, d'autre part, le développement de l'agrosystème. Trois axes de recherche principaux ont été développés : (1) sur le développement des tourbières et les dynamiques d'accumulation de tourbe (approche pédologique et physico-chimique – estimation de la teneur en matière organique) révélant des changements climatiques ou des modifications de l'hydrologie locale induites par les activités humaines; (2) sur l'histoire bioclimatique reconstituée au moyen d'analyses paléoécologiques (palynologie, macro-restes végétaux, diatomées) et de séries de datations



par le radiocarbone (^{14}C); (3) sur l'évolution de l'emprise agro-pastorale grâce à d'une approche géoarchéologique. Deux aires géographiques du Massif central oriental ont été particulièrement étudiées : (a) le secteur granito-gneissique des monts du Forez au nord et les petits massifs adjacents; (b) le massif volcanique du Mézenc au sud (fig. 1a-8).

C'est à l'Holocène que se mettent en place la grande majorité des tourbières dans les Monts du Forez. Deux générations ont été identifiées (Cubizolle *et al.* 2012) : la première (génération α) comprend les grandes tourbières sommitales apparues au cours de l'Holocène ancien et durant la première moitié de l'Holocène moyen; leur origine est incontestablement naturelle, le développement de ces histosols étant associé aux évolutions climatiques postglaciaires. La deuxième génération (β) est en revanche d'origine anthropique (fig. 3a). Elle comprend de petites tourbières qui, à partir de 2500 BCE, s'installent entre 600 m et 1 550 m d'altitude, beaucoup étant associées à des aménagements hydrauliques. D'après les analyses paléocéologiques, ces tourbières récentes se mettent en place au sein d'un paysage agro-pastoral préexistant, certaines interventions humaines jouant un rôle de déclencheur de la turfigenèse (Cubizolle *et al.* 2012 et 2014). Par ailleurs, les pratiques agro-pastorales affectent aussi les mécanismes de développement des grandes tourbières d'altitude, finissant par bloquer leur expansion latérale (Cubizolle *et al.* 2015).

Les impacts environnementaux ont été révélés par différents indices paléocéologiques (Dendievel 2017) : érosion accrue des versants, dégradation de la matière organique, indices polliniques d'anthropisation (IPA), concentration en charbons de bois, etc. (fig. 1). Des épisodes de défrichage par le feu, liés aux pratiques agro-sylvo-pastorales sont ponctuels et renvoient à des fréquentations s'échelonnant du Néolithique ancien (massif du Mézenc, dès 5700-5300 BCE puis vers 4700 BCE) au Néolithique final (Monts du Forez - 4000 BCE). Les analyses paléocéologiques mettent en lumière un système agro-pastoral établi de façon plus pérenne dès le Bronze final dans les Monts du Forez (3000 BCE), à partir du second âge du Fer dans le massif du Mézenc (350 BCE). Dans le massif

du Mézenc, cette accentuation de l'emprise humaine paraît assez bien corrélée avec une multiplication des sites archéologiques (Dendievel 2017, fig. 3a).

3.2 Le bassin moyen de la Loire et le Val d'Orléans

Les projets en cours sur le bassin moyen de la Loire (fig. 1a-4) discutent l'adaptation des hydrosystèmes ligériens aux changements climatiques, environnementaux et sociétaux durant l'Holocène (entre autocyclicité et allocyclicités). Les processus et les étapes de la morphogenèse holocène des plaines alluviales et leur impact sur l'archivage archéologique sont plus particulièrement discutés. L'approche se veut systémique et repose sur un réseau de fenêtres géographiques, les « tronçons pilotes », à deux niveaux hiérarchiques différents et complémentaires : la vallée de la Loire et des principaux organismes fluviaux affluents (vallées du Loir et du Cher). Les comparaisons intersites sont systématisées et les approches intégrées, en croisant des travaux en hydro-géomorphologie, en sédimentologie, en géochimie, en géophysique, en paléo-écologie, en géochronologie, en géomatique et en archéologie. Les travaux ont été réalisés au sein de la ZAL, de 1996 à 2006 dans le cadre du PCR Géoarchéologie de la Loire moyenne et de ses marges (Coord. N. Carcaud) et plus récemment dans le cadre du programme AGES Evolutions Géomorphologiques anciennes de l'hydrosystème ligérien (bassin de la Loire) (2012-2016, C. Castanet [coord.]).

Dans les vals de la Loire moyenne orléanaise, un premier temps de l'Holocène compris entre ~ 9500 et ~2500 BCE, fut marqué par une tendance générale à une diminution de l'activité fluviale. De ~2500 BCE jusqu'à l'actuel, l'inversion de cette tendance à long terme s'est caractérisée par une augmentation de l'activité fluviale. Cette tendance, survenue à l'échelle plurimillénaire, fut modulée par une variabilité ponctuée par sept épisodes d'activité fluviale accrue (E7 à E1) de durée pluriséculaire à millénaire, dont 3 concernent la période néolithique : E6 [6700-5700], E5 [4800-3900], et E4 [2450-1550 BCE] (fig. 4) (Castanet 2008). Cette variabilité fut sous le contrôle du climat régional et s'est inscrite dans

la variabilité climatique holocène de l'Europe. Les facteurs anthropiques ont accentué les flux solides et la réponse fluviale à la fin du Néolithique et durant la Protohistoire et, de façon exponentielle, durant les périodes historiques (Castanet *et al.* 2015). Au plus tard à la fin du Néolithique ancien (début du V^e millénaire), un agrosystème s'est mis en place dans la plaine alluviale, mais aucun impact majeur sur le couvert végétal du fond de la vallée n'est identifié avant l'âge du Bronze ancien (vers 1700 BCE) (fig. 4). Dès lors, les interactions entre l'hydrosystème et les socio-systèmes furent croissantes au sein de l'anthroposystème fluvial (Collectif Programme AGES 2016).

Si les travaux réalisés dans la vallée du Cher sont en cours (thèse d'A. Vayssière), les résultats obtenus dans la moyenne vallée du Loir (Piana *et al.* 2009) montrent que du Préboréal à l'Atlantique récent (8500-2500 BCE), une aggradation par des dépôts essentiellement organiques d'origine principalement autochtone s'est produite au sein des zones préalablement incisées du fond de la vallée (fig. 3b). Les faibles apports détritiques et les fortes productions et préservation de la matière organique furent liés aux conditions climatiques plus chaudes et plus humides qui ont régné jusqu'à l'Optimum Climatique de l'Holocène. Un épisode d'incision est survenu à la fin de l'Atlantique récent (vers 4200-3700 BCE). Cette reprise de l'activité hydrosédimentaire résulta d'une modification du ratio débit liquide sur débit solide. Elle semble avoir été majoritairement sous contrôle climatique, la contribution anthropique n'étant cependant par totalement exclue. Au sein de la plaine alluviale, Les montilles sont occupées par les sociétés néolithiques (site du Néolithique moyen I, le *Clos des Gués* à Pezou). Ultérieurement, une aggradation des zones basses de la vallée par des dépôts organo-minéraux est observée durant une grande partie du Subboréal. C'est à partir de la fin du Subboréal (âge du Bronze final) que les enregistrements sédimentaires témoignent d'une aggradation généralisée à l'ensemble de la plaine d'inondation. Le forçage anthropique joua alors un rôle considérable dans cette évolution.

4. Le bassin de la Garonne

Alors que l'axe garonnais est identifié comme un secteur géographique structurant des échanges entre Méditerranée et Atlantique, les archives sédimentaires de son fond de la vallée restent encore largement à explorer (fig. 1a-11, 1f). Les données concernant la chronologie des évolutions environnementales, géomorphologiques et les spécificités éventuellement de l'évolution du climat dans cette zone de transition restent encore peu précises. Les travaux récents d'exploitation des archives sédimentaires d'une part (David *et al.* 2015; Carozza *et al.* 2013), de la seule séquence palynologique actuellement disponible (séquence de bras mort de Randous, Danu in Ferdinand 2014) et des gisements de bois fossiles d'autre part (Carozza *et al.* 2014) s'accordent pour identifier une tri-partition de l'édification de la plaine alluviale entre 9200-6900, 2400-500 BCE et au cours des périodes médiévale et moderne (post-XI^e siècle). L'exploitation des gisements de bois fossiles permet par ailleurs d'identifier des phases de remaniement de la plaine alluviale autour 6200, 3200 et 2200 BCE associés à des épisodes de forte activité hydro-dynamique (Carozza *et al.* 2015).

Ces épisodes sont séparés par des phases de stabilisation et/ou incision marquées, notamment entre 6900 et 2400 BCE. Cette chronologie et l'architecture sédimentaire de la plaine expliquent probablement en grande partie les faibles connaissances sur l'occupation ancienne de la basse plaine de la Garonne où aucune occupation antérieure au Néolithique moyen n'est recensée (Ferdinand 2014). Entre l'aval de Toulouse et Pompignan, *i. e.* sur un linéaire d'environ 25 km, l'incision post-6900 BCE est ainsi responsable d'un déstockage d'environ 30 % des stocks sédimentaires antérieurs, limitant ainsi la possibilité de préservation de l'information archéologique. Elle est également documentée dans les vallées secondaires comme la vallée de l'Hers. Sur la partie est de la plaine, qui a été préservée, l'alluvionnement par la Garonne ou ses tributaires a au contraire induit un recouvrement alluvial (limons de débordement contemporains de l'âge du Bronze et de l'Antiquité) qui atteint près de 2,5 m. Cette situation explique l'absence de données sur le

Néolithique ancien en contexte alluvial, à l'exception d'une fosse contenant un jeune cervidé à Montaudran Aérospatiale (5475-5320 BCE), mais dont la fiabilité reste incertaine; et la présence réduite du Néolithique moyen et final en plaine alluviale (61 occurrences, dont 55 sites), à l'exception des zones situées sur le lambeau de terrasse datée du premier Holocène et préservé essentiellement dans la partie nord de la plaine de la Garonne (16 sites dont les contextes chronologique et géomorphologique restent mal déterminés), alors que les occupations de rebord de plateau et de terrasses sont largement identifiées autour de Toulouse notamment.

5. Le bassin du Rhône et la confluence avec la Saône

5.1 Le haut Rhône

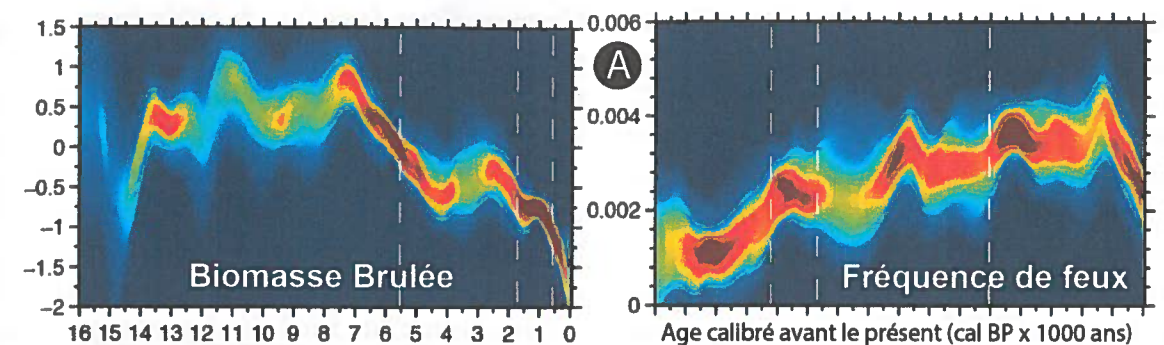
Les Basses Terres dauphinoises, vaste zone dépressionnaire d'origine tectonique, ont été explorées systématiquement depuis une quinzaine d'années (fig. 1a-6, 1c). Le glacier rhodanien est à l'origine de la morphologie actuelle de cette cuvette, surcreusée en ombilic glaciaire sur plus de 120 m. Son remblaiement est constitué par des dépôts glacio-lacustres tardiglaciaires puis, sur une dizaine de mètres d'épaisseur, par les apports fluviaux postglaciaires du Rhône et de son affluent principal le Guiers. Plusieurs paléoméandres d'âge holocène moyen, de grande taille, avec une longueur d'onde et une amplitude de l'ordre du kilomètre, sont préservés en périphérie du corridor Avenières-Le Bouchage (sites de Payerne et Messin). Ils ont fait l'objet d'une analyse multi-proxies sur les 6-7 m de sédiments de colmatage post-recoupement (PCR Crémieu). Ces bras-morts constituent des environnements favorables à l'archivage sédimentaire

Voir page ci-contre

Figure 4. A/ Biomasse Brûlée (normalisée, unité standard) et fréquence des feux (nombre d'événements par an) depuis 16000 ans dans les plaines au Sud de l'Europe. Les couleurs froides indiquent des discordances dans le signal entre les sites considérés dans cette synthèse et inversement les couleurs chaudes indiquent une homogénéité dans les données issues des différents enregistrements (d'après Vannièr *et al.* 2016); B/ Synthèse paléohydrologique et environnementale de la France néolithique confrontée aux principaux marqueurs du climat régional.

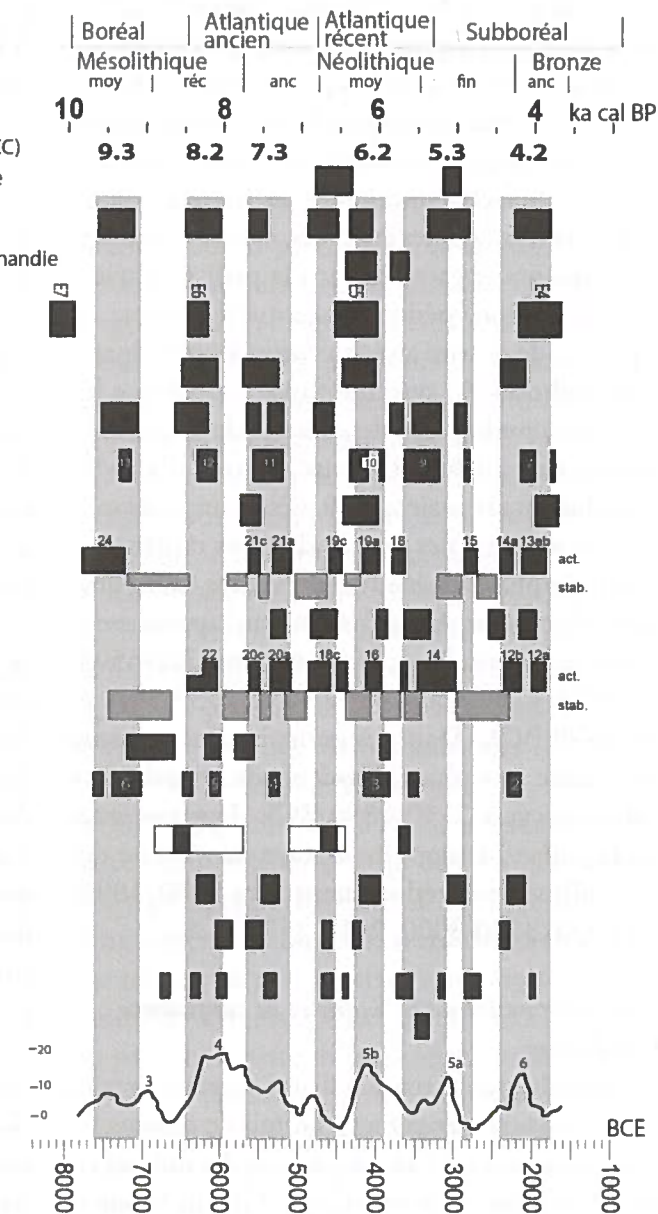
Figure 4. A/ Burnt biomass (standardized, standard unit) and fire frequency (number of events per year) since 16000 years in the plains of southern Europe. The cold colors indicate discrepancies in the signal between the sites considered in this synthesis and conversely the warm colors indicate a homogeneity in the data resulting from the different recordings (according to Vannièr *et al.* 2016); B/ Paleohydrological and environmental synthesis of the french Neolithic confronted with the main markers of the regional climate.

et biologique, qui apportent des informations déterminantes sur l'édification des lits majeurs, reflétant l'évolution des paramètres hydroclimatiques régionaux (Salvador et Berger 2014; Berger 2015). La confrontation des indicateurs d'énergie des crues (D50/D99) et de magnétisme du sédiment alluvionné dans la moitié inférieure du remplissage de Payerne identifie quatre périodes d'hydrologie abondante : vers 5350-5150 BCE juste après la défluviation du Rhône, 4850-4500, 4000-3850 et 3650-3300 BCE (associée à de très hauts niveaux de l'aquifère fluvial dans les bras-morts) (fig. 4-11). Le développement de faciès organiques authigènes et la forte réduction de l'énergie des crues signalent des périodes de stabilité pédosédimentaire à l'échelle de la plaine du Bouchage vers 5150-5000, 3850-3650 et 3150-2350 BCE. Le paléoméandre de Messin enregistre deux périodes d'aggradation très rapide, vers 3520-3460 BCE, associé à une forte énergie (courants tractifs de forte énergie) et entre 2550 et 1950 BCE, associé à un fort détritisme (fragments de travertin, bois et macro-charbons flottés) et à une forte remontée du plan d'eau dans le bras-mort (fig. 4-11). La seconde période d'hydrologie abondante est tripartite, et illustre deux phases de forte activité hydrosédimentaire (2550-2350 et 2150-1950 BCE) encadrant une période de baisse de l'aquifère et d'enrichissement en matière organique. Une assez longue période de répit hydrosédimentaire (ralentissement des taux de sédimentation, diminution de l'énergie des crues) s'intercale entre les phases actives (3300-2550 BCE) (Salvador et Berger 2014; Berger 2015). Une série de paléochenaux méandriiformes, repérés sur le cône de déjection du Guiers, complète l'information sur la fin de la période néolithique dans le secteur.



B

1. Principaux changements climatiques rapides planétaires (RCC)
2. Plaines alluviales du Nord de la France Somme/Escaut/Deule
3. Chicheboville-Bellengreville extension milieux palustres
4. Erosion des sols/détritisme alluvial des Bassins de Paris-Normandie
5. Périodes de fréquences et/ou magnitudes accrues des inondations (Loire moyenne)
6. Développement des tourbières dans le haut Forez
7. Transgressions glaciaires dans les Alpes
8. Transgressions des lacs jurassien et nord-alpins
9. Vallée de la Saône à Vaise-forte activité
10. Haute vallée du Rhône (forte activité/pédogenèse)
11. Basses Terres dauphinoises (forte activité hydrologique et avulsion : Payerne/Messin)
12. Bassins préalpains du Rhône moyen (activité/pédogenèse)
13. Forts taux de sédimentation dans les Alpes duranciennes
14. Phases de fossilisation de bois subfossiles (Durance)
15. Plaines alluviales niçoises: fort taux de sédimentation
16. Vallée de la Garonne (forte activité/dépôts de troncs)
17. Etang de Canohes (phases humides)
18. Etang de Sigean/Canohes- phases detrititiques
19. Delta Tavignano (Corse) : progradation
20. Evénements de Bond en Atlantique Nord



Une nappe graveleuse correspondant à une phase de tressage, datée de 2000 BCE, est ensuite incisée au cours de la première moitié du II^e millénaire BCE.

Une base de données ¹⁴C des archives fluviales a été établie en parallèle à l'échelle du haut bassin rhodanien entre Aoste (38) et Lyon (69), sur un tronçon d'une centaine de kilomètres comprenant 112 sites d'investigation géoarchéologiques pour un traitement par CPDF de 272 dates (Berger *et al.* 2008). Elle regroupe principalement les données des Basses Terres dauphinoises et du bassin de Malville, le site de la confluence Saône-Rhône à Lyon et les petits affluents nord-dauphinois issus des plateaux calcaires et mollassiques de basse altitude (fig. 1a-5-6). L'analyse repose ici sur une codification préalable des séquences alluviales étudiées prenant en compte de façon simultanée les styles fluviaux, l'énergie des flux liquides et solides, et les dynamiques pédosédimentaires actives dans la plaine alluviale (taux d'accrétion, pédogenèses, turfigenèses...). Elle permet de décrire avec précision les principales métamorphoses du système fluvial, ainsi que les fréquences et multiplicité des crues, et de discriminer les impacts régionaux et locaux. 17 pics d'activité hydrosédimentaire majeurs et 9 pics secondaires sont identifiés au cours des quinze derniers millénaires (fig. 2d). Six phases de haute énergie dans les bassins-versants de rang supérieur à 1 000 km² apparaissent au cours de la période néolithique : vers 5720-5500, 5200-5070, 4750-4600, 4350-4050, 2930-2810 et 2130-1870 BCE. Dans les petits bassins-versants locaux, seule une phase d'hydrologie abondante a été observée vers 2130-1850 BCE. Les processus de pédogenèse/incision, marqueurs de stabilité des plaines alluviales prédominent vers 5980-5890, 5650-5550, 3330-3000, 2810-2570 BCE.

5.2 La basse vallée de la Saône et sa confluence avec le Rhône

Le suivi de grands travaux d'aménagement et des prospections archéologiques a permis de renouveler nos connaissances sur l'anthropisation des milieux en moyenne et basse vallée de Saône (« Grande Saône », depuis sa confluence avec le Doubs) (fig. 1a-5).

Ce cours d'eau de plaine, de faible énergie malgré des crues exceptionnelles et abondantes, a fixé les populations depuis le Paléolithique inférieur. Depuis la phase d'incision majeure post-glaciaire (Bölling-Alleröd) caractérisée par le dépôt d'argiles organiques piégées dans des paléochenaux (Argant *et al.* 2011 ; Franc [dir.] 2016), des sables fins, des limons et des argiles se sont déposés sur une grande épaisseur (10 m à Vaise, Lyon 9^e) du fait de la néotectonique et/ou de barrages par les alluvions du Rhône ou de l'Azergues, dernier des affluents de la Saône (Bravard 1997). Ils renferment un abondant patrimoine archéologique. À l'Holocène se dessine une tendance à la simplification du tracé en plan au profit d'un chenal unique qui caractérise la rivière actuelle.

À la fin de l'Atlantique ancien (entre 6016 et 4709 BCE), les paléochenaux résiduels sont de nouveau en eau et siège d'une sédimentation organique. Des populations du Mésolithique ancien/moyen fréquentent ce marais de façon extensive à Vaise (fig. 1e). Des pollens y enregistrent les premiers signes de la culture des céréales vers 4900 BCE à Simandre (71) en lien avec des sites cependant éloignés du lit mineur (Argant *et al.* 2011). Seuls des sables grossiers déposés à la confluence pourraient témoigner d'une phase de forte activité hydrosédimentaire entre 5740 et 5500 BCE. En revanche, l'Atlantique récent (4450-4064 BCE) se caractérise par différentes signatures à Lyon-Vaise, notamment un élargissement du cours de la Saône, la réactivation des cônes de déjection de ses affluents et l'occurrence de coulées de débris sur les versants au sein du luvisol qui se développe depuis le Préboréal. Ces dernières datées du Néolithique moyen sont probablement en lien avec des essartages. Les occupations préhistoriques, dont celle du Néolithique moyen, se cantonnent principalement sur les versants, les glacis ou les cônes, tout en restant proches des talwegs ou de sols gleyfiés dont l'origine est en partie anthropique par modification de la couverture végétale au Néolithique moyen, mais surtout au Néolithique final. Cependant, quelques artefacts de ces périodes récemment découverts indiquent des fréquentations au plus bas dans la plaine (fig. 1e). La basse terrasse de Quincieux, 20 km en amont

de Lyon, se construit également en grande partie à cette période par aggradation sédimentaire (Bravard 1997). En revanche, un hiatus important marque les enregistrements polliniques entre l'Atlantique récent et le Subboréal (4850-850 BCE) en amont de Lyon. On note la présence de populations de la fin du Néolithique installées dans le lit majeur au sein de limons brunâtres de crues lentes à Ouroux-sur-Saône. La pédogenèse se poursuit sur les versants, les glacis et les cônes, au moins durant la première partie du Subboréal (3500-1800 BCE), et gagne la plaine en modifiant les sédiments limono-organiques gris-noirs de l'Atlantique. Ce processus traduit une exondation définitive et un hiatus sédimentaire d'environ 2000 ans jusqu'à la fin du Bronze ancien à Vaise. Seule une phase de sédimentation limoneuse sur les rives témoigne d'une activité accrue à la fin du Bronze ancien.

5.3 Le Rhône moyen

Le bassin-versant rhodanien en aval de Valence est situé au contact des domaines méditerranéen, médio-européen et alpin. Les résultats acquis en rive gauche portent principalement sur l'évolution des cônes de déjection latéraux des tributaires préalpins, au contact de la vallée du Rhône, et sur les plaines alluviales de l'arrière-pays rhodanien. La forte déclivité des profils en long de ces affluents, liée à la proximité des versants calcaires et marno-calcaires des montagnes du Diois et des Baronnies, accentue le caractère torrentiel des écoulements (fig. 1a-9, 1c). Dans le cadre de programmes (PIREV, ATP, ACI, PEH) et d'opérations d'archéologie préventive (dont TGV), la base de données paléohydrologiques et pédologiques constituée depuis plus de 25 ans en MVR est statistiquement représentative (n = 602) dans l'optique d'un traitement par CPDF. Elle a permis de construire un cadre chronologique absolu robuste (par cumul de dates ¹⁴C et typo-chronologiques) à partir d'une codification de données hydro, morpho- et pédosédimentaires. Elle est associée à l'étude de longs transects stratigraphiques à travers les plaines alluviales et cônes de déjection rhodaniens (piémonts du Vercors, Drôme, Roubion/Jabron, Citelle, Berre,

Lauzon, Lez, Aygues), effectuées dans le cadre des travaux du TGV-Méditerranée (Berger et Brochier soumis) (fig. 1c). Ces archivages continus ont permis de suivre les divagations holocènes des cours d'eau, les phases d'aggradation accélérées, un étagement régulier de paléosols et de limiter les traditionnels hiatus observés sur des coupes ponctuelles. Trois principaux marqueurs hydrogéomorphologiques et pédologiques ont été discutés : 1. Activité sédimentaire totale (n = 367 dates), 2. Activité torrentielle (n = 109 dates), 3. Activité pédogénique (n = 235 dates). Un seuil statistique s'observe entre les VII^e et VI^e millénaires BCE (95 % des dates concentrées dans les 8 000 dernières années). Il limite la portée des tendances pédosédimentaires (versus stabilité/activité) perçues au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène ancien, et assure une bonne représentativité pour la période néolithique. Les aspects méthodologiques ont été discutés en détail dans Berger (2015) et Berger et Brochier (soumis). Dans la majorité des cas, les centres des pics d'activité/stabilité apparaissent régulièrement en anti-corrélations, ce qui renforce leur significativité. L'évolution des environnements pédosédimentaires médio-rhodaniens montre une alternance régulière de sept phases d'érosion, d'instabilité hydrologique, et d'accumulation sédimentaire (6400-6000, 5670-5150, 4930-4670, 4520-4430, 4150-3940, 3690-2920, 2350-1890 BCE), dont certaines clairement associées aux RCC planétaires, et de 6 phases de stabilité des versants et des plaines alluviales (6000-7670, 5530-5380, 5150-4930, 4430-4150, 3940-3700, 3630-3480 et 2900-2300 BCE) au cours des 4 millénaires du Néolithique (fig. 2d). La généralisation des signatures érosives indique que les espaces sont largement ouverts, notamment par le feu. Les phases les plus érosives ont masqué l'identification de certaines phases culturelles (sites détruits ou profondément enfouis), notamment au cours de la période cardiale et à la charnière Néolithique moyen/final (vers 3500-3200 BCE) (Berger 2011), où des phases de tronçatures et d'érosions provoquent le décapage des sols sur les versants et la mise en place d'une végétation régressive à buis et chênes

verts. Les données alimentent la discussion du rôle précis de l'homme, et de son association avec le forçage climatique, qui deviennent plus complexes à décrypter. Les phases d'expansion documentées par l'archéologie spatiale montrent qu'il est loin d'être négligeable dès le Néolithique moyen. Une bonne corrélation entre activité pédologique rhodanienne et bas niveaux lacustres (Jura, Alpes du Nord, Magny 2004) est identifiée, notamment à partir de 4000 BCE. Il renforce ainsi le rôle des facteurs climatiques dans le canevas morphopédologique régional (pluviométrie, bilan hydrique interannuels).

L'étude des paléosols synchrones du Néolithique (sols monophasés simples) se fonde sur la caractérisation de l'orientation des processus pédologiques aux échelles microscopiques. Elle nous renseigne à la fois sur les processus pédo-climatiques actifs, en relation avec le fonctionnement hydrique des sols, sur le type de couverture végétale et parfois sur les pratiques agro-pastorales (Berger *et al.* 2016; Berger 2015). À la transition Holocène ancien/moyen, au moment où progressent les premiers néolithiques *Impressa* le long du littoral méditerranéen, une longue période de stabilité pédo-paysagère dominée par la forêt (10000-6200 BCE) a favorisé l'homogénéisation de la couverture pédologique. Des sols noirs décarbonatés et lessivés occupent les fonds de vallon ou de plaine alluviale, et des sols brun foncé à brun rouge légèrement lessivés se développent sur substrat bien drainé des versants marneux, mollassiques ou des basses terrasses würmiennes (Berger 2015). À la suite d'une phase érosive généralisée, des sols noirs polyphasés, de type isohumique, sont observés (vers 4400-3400 BCE). Leur position topographique, influe fortement sur leur épaisseur (cumulisols), leur dédoublement (fréquent lors de la période bi-séculaire de forte instabilité paysagère médiane vers 4150-3900 BCE) et leur degré de maturation pédologique. Ces sols sont riches en matière organique (fragments organiques humifiés), en microcharbons et phytolithes, qui traduisent une couverture végétale dense de graminées, parcourue par des feux, dans laquelle se développeraient quelques arbres ou arbustes épars. L'approche interdisciplinaire a proposé d'y voir des paysages de forêt-steppe ou de

forêt-parc à chêne entretenue par des pasteurs, qui ont alimenté les discussions sur le lien mobilité-pastoralisme au Chasséen (Delhon *et al.* 2009, Beeching *et al.* 2005). Ils s'apparentent aux phaeozems luviques, riches en charbons, identifiés à la même période en Europe centrale (Gerlach *et al.* 2006).

Des sols calcimagnésiques gris à bruns alluviaux se développent à la suite de longues phases érosives qui rajeunissent les sols (vers 5530-5380, 5150-4930, et 2900-2300 BCE). Leur genèse est à mettre en rapport avec les fluctuations latitudinales du climat méditerranéen. Les facteurs de dissolution sont alors limités, l'activité biologique et la structuration importante, mais seuls les sels de calcium sont redistribués et identifiés sous forme de filaments, rhizolithes et nodules (Berger 2015). Le fort déficit pluviométrique ne permet qu'une redistribution partielle et localisée des carbonates (assèchement climatique, fort contraste saisonnier), mais il est possible d'y voir une augmentation des processus d'évaporation et d'évapotranspiration qui correspondrait à la coïncidence sur l'année des maxima thermiques et pluviométriques. Ces pédogenèses correspondent à chaque fois à une concentration des sites néolithiques dans les plaines alluviales rhodaniennes (Cardial ancien, Épicardial, Néolithique final campaniforme et fontbuxien).

6. Les Alpes du Sud

En moyenne Durance (fig. 1a-10), l'étude dendro-géomorphologique de remblaiements alluviaux à bois subfossiles a permis de restituer l'évolution des taux de sédimentation verticaux et les variations d'abondance des arbres subfossiles depuis 15 000 ans (Sivan et Miramont 2012). Ces travaux révèlent une bipartition du Postglaciaire avec une première période (12500 à 5300 BCE) au cours de laquelle les comblements sédimentaires de fond de vallon résultent de régimes de précipitations irréguliers se manifestant dans une ambiance climatique plutôt humide et une seconde période (après 5300 BCE) à partir de laquelle une accalmie de l'activité érosive intervient en réponse à des régimes de précipitations moins contrastés dans un contexte climatique plus sec. Dans le détail, ces données révèlent aussi l'existence de modifications

géomorphologiques de courte durée. Dix épisodes d'ensevelissement des bois subfossiles s'individualisent clairement (Sivan et Miramont 2012) (fig. 2b). Si tous montrent un synchronisme apparent avec des hauts niveaux lacustres européens et des oscillations climatiques fraîches (Magny 2004), certains d'entre eux sont contemporains de changements climatiques majeurs (RCC). L'épisode n° 5 (6770-6050 BCE) correspond à une augmentation de l'humidité en Méditerranée (Spötl 2009) et au refroidissement de l'événement 8200 (Alley, *et al.* 1997). Le n° 2 est contemporain du refroidissement de 2200 ans BCE (Bond *et al.* 1997). Comparés aux premiers indices d'anthropisation, ces résultats évoquent l'éventualité d'un certain déterminisme climato-géomorphologique sur les modalités d'occupation des territoires. On constate, par exemple, que la néolithisation se développe à un moment charnière où un changement climatique sur le long terme (tendance à l'assèchement) est doublé d'un accident climatique majeur (8,2 ka event).

7. Les littoraux méditerranéens et la Corse

7.1 Les dépressions du Languedoc-Roussillon

Autour du golfe du Lion, la principale séquence de référence concernant l'évolution du climat durant le Néolithique est la séquence de Capestang. Cette séquence fait également référence concernant les indicateurs précoces d'anthropisation au cours du Néolithique ancien, que nous avons révisé par croisement avec les données de P. Ambert vers 5720-5210 BCE, les séquences voisines d'Embouchac II et de Berre étant considérées comme peu fiables. Les données palynologiques ont ainsi permis à Jalut *et al.* de proposer une tripartition de l'Holocène entre une phase humide (entre 9500 et 5000 BCE) une phase de transition longue (5000-3500 BCE) et une phase d'aridification correspondant à la mise en place du climat méditerranéen entre 3500 BCE et l'Actuel. Ces mêmes auteurs identifient également une phase sèche entre 3200 et 2200 BCE, mais cette partie de la séquence est mal contrainte chronologiquement.

Les travaux récents et encore largement inédits autour des dépressions fermées de Canohès (Pyrénées

Orientales, Carozza *et al.* 2016) et Sigean (Aude, Carozza *et al.* 2017) ont permis l'acquisition de séquences couvrant l'intégralité du Tardiglaciaire et de l'Holocène (fig. 1a-12, 1 g). Leur résolution chronologique et leur calage chronostratigraphique (respectivement 19 dates ¹⁴C à Canohès et 14 dates ¹⁴C à Sigean) permettent de préciser les données de la séquence de Capestang. À Canohès, la transition majeure vers l'aridité est enregistrée ca. 5300 BCE, aussi bien par les données palynologiques qui montrent une diminution des hygrophiles dans cette dépression lacustre que par les données géochimiques (XRF) qui indiquent un basculement depuis un pôle détritique vers un pôle plus évaporitique (fig. 2a). Les premiers indices d'anthropisation se développent dès 5850 BCE avec des occurrences sporadiques de pollens de *cerealia*, une baisse des taxons arboréens d'une part et des occurrences de spores de coprophiles. Des phases d'anthropisation sont également enregistrées entre 4450-4100, 3900-3800, 2950-2400 BCE. Les premiers indices d'anthropisation se placent donc encore dans un contexte « humide » du premier Holocène à l'échelle de l'Ouest de la Méditerranée et à l'échelle locale (haut niveau du lac). L'existence d'un hiatus d'occupation entre cette première phase puis une phase Cardiale est attestée aussi bien à l'échelle locale (disparition des indices d'anthropisation) qu'à l'échelle méditerranéenne. La synchronicité entre ces deux phénomènes est marquante, mais le lien de causalité reste à démontrer. Il faut toutefois constater que les phases plus récentes d'anthropisation enregistrées dans la séquence et contemporaines du Néolithique moyen du Roussillon se placent, elles aussi, durant des phases plus humides.

Ces données sont confirmées par les résultats obtenus à Sigean. Cette séquence a permis l'étude des fréquences des crues enregistrées par des accumulations détritiques sableuses, corrélées avec les signaux de susceptibilité magnétique et identifiés par les analyses XRF à l'échelle millimétrique. Le régime des apports détritiques se modifie de manière significative vers 5350 BCE où le nombre d'événements diminue jusque vers 2650 BCE (fig. 2a). Là aussi, les marqueurs d'anthropisation indiquent une phase brève de fréquentation

des bordures du lac vers 5800-5750 BCE, suivie d'un nouvel épisode vers 5450-5370 BCE contemporain du Cardial/Epicardial d'après les données obtenues sur des échantillons à courte durée de vie. Enfin, un troisième épisode d'anthropisation est enregistré autour de 4030-3800 BCE.

Si l'ensemble de ces résultats doivent encore être affinés, ils renouvellent et permettent de préciser la connaissance de la variabilité du climat à l'échelle régionale, qui semble au cours de la seconde période (*i. e.* post 5500 BCE), fortement corrélé avec les variations de la température de surface de la mer Méditerranée.

7.2 Les plaines alluviales côtières des Alpes-Maritimes

Dans les basses plaines alluviales des Alpes-Maritimes (fig. 1a-13) où les premiers indices d'occupation *Impressa* sont attestés précocement (5800/5700 BCE), la multiplication des opérations d'archéologie préventive et l'association d'études géomorphologique et palynologique attestent de la fréquentation et de la mise en valeur, par les communautés humaines de la fin du Néolithique ancien et du Néolithique moyen, de sols alluviaux enfouis sous 8 à 16 m de sédiments dès 6000 BCE (Guillon 2014; Sivan et Dubesset 2014). Ces travaux ont aussi permis de restituer l'évolution des taux de sédimentation et de discuter de leur signification au regard des principaux facteurs de contrôle de la morphogénèse (Sivan et Miramont 2012; Sivan et Dubesset 2014). Ils permettent de scinder l'évolution géomorphologique en trois grandes périodes et d'y voir des oscillations internes de courte durée (fig. 2c).

Pour la période 14000-6500 BCE, les taux de sédimentation modérés résultent de l'accumulation de vases marines, suite à la rapide élévation du niveau marin et à l'ennoiement consécutif des canyons. Pendant la période 6500-4000 BCE, l'atténuation des vitesses de remontée marine favorise la progradation des basses plaines alluviales à aulnaies marécageuses et, en conséquence, une augmentation des taux de sédimentation. Deux oscillations de courte durée et de forte amplitude se distinguent. La première, calée

entre 6250 et 6150 BCE, évoque le rôle éventuel du « 8,2 ka » RCC. La seconde, centrée autour de 4500 BCE, est contemporaine des premiers sols alluviaux fréquentés par les communautés néolithiques et d'une recrudescence des indicateurs polliniques d'anthropisation. À partir du début du VI^e millénaire, la récurrence du type pollinique *Cerealia* (gr. *Hordeum*) atteste de l'exploitation des plaines alluviales par les premiers groupes néolithiques (Guillon 2014). Pour cette période, leur implication directe dans la genèse des crises érosives reste encore en discussion. Enfin, la dernière grande période qui s'étend de 4000 BCE à aujourd'hui, débute par une franche diminution des taux de sédimentation au cours du IV^e millénaire. L'explication réside dans l'arrêt précoce des phénomènes de progradation, en réponse à la taille réduite de « l'espace disponible » vers les profondeurs de la Méditerranée, les basses plaines alluviales n'enregistrent plus de fortes phases d'activité sédimentaire. Néanmoins, de petites pulsations subsistent. L'une d'entre elles, datée de 3689-3640 BCE, a permis, pour la première fois dans la région niçoise, de considérer l'expansion des pratiques agro-pastorales néolithiques comme directement responsable d'un épisode de dégradation des sols de versant (Dubesset et Sivan 2015). Pour résumer, les grands ajustements géomorphologiques qui affectent les plaines alluviales azuréennes évoluent sous le contrôle de variations climatiques majeures ou, plus occasionnellement, sous la contrainte d'événements climatiques abrupts, alors que les oscillations rapides de l'activité sédimentaire réagissent plutôt aux composantes météorologiques du climat, aux premiers impacts anthropiques ou, plus sûrement, à l'association de ces deux paramètres.

7.3 La Corse

Nos connaissances des dynamiques climato-environnementales de la Corse (fig. 1a-14, 1d) restent encore très lacunaires, comparées à la connaissance fine de la chronologie de l'occupation humaine depuis le Mésolithique (Ghilardi et Lespez 2017). Les travaux palynologiques précurseurs de M. Reille (1975) avaient révélé des signes d'anthropisation

précoces dès la première moitié du VI^e millénaire dans la haute montagne corse (diffusion du *Quercus ilex*). Sur le reste de l'île (plaines et collines), aucun enregistrement sédimentaire n'a permis d'identifier de manière efficace les éventuelles conséquences des RCC holocènes sur l'évolution du couvert végétal, et la contribution du forçage anthropique dans la modification des écosystèmes fluviaux et littoraux. Récemment, les recherches se sont focalisées sur les secteurs littoraux et les basses vallées fluviales où se concentrent la plupart des sites archéologiques majeurs de Corse datés entre le Mésolithique et l'âge du Bronze. L'approche géoarchéologique a favorisé l'étude des conséquences des forçages environnementaux et sociétaux sur les dynamiques paléoenvironnementales continentales et littorales. Certaines basses vallées fluviales de l'île ont été préservées de toute anthropisation au cours des périodes pré- et protohistorique comme celle du Sagone (Ghilardi *et al.* 2017), ou les zones palustres de la côte orientale (étang de Palo). À l'inverse les vallées des plus grands fleuves (Taravo et Tavignano) attestent d'une anthropisation relativement ancienne. La vallée du Taravo, très peuplée depuis le Mésolithique, a focalisé notre attention (Ghilardi *et al.* 2017). Des enregistrements palustres dans la basse vallée (étangs de Tanchiccia et de Canniccia) ont révélé une évolution paysagère marquée par les premiers effets de l'anthropisation au cours du VI^e millénaire avant notre ère (apparition du *Quercus ilex* et développement de la céréaliculture). Des anomalies climatiques plus anciennes semblent être identifiées sur l'île, mais restent encore peu documentées. Ainsi, le RCC synchrone de la transition Néolithique récent-final (5600-5200 BCE) pourrait être en partie à l'origine de la formation du delta du Tavignano vers 3500-3400 BCE. L'accentuation des dynamiques érosives dans l'ensemble du bassin-versant, en contexte d'augmentation de l'aridité, aurait alors créé un apport alluvionnaire massif et généré une progradation significative du trait de côte à l'origine de la formation de l'étang Del Sale (Curras *et al.* 2017). Cependant, le milieu du IV^e millénaire avant notre ère correspond également à l'émergence du Chalcolithique sur l'île (site référence

de Terrina dans la basse vallée du Tavignano) et à une pression plus forte sur le milieu. Les enregistrements palynologiques (Curras *et al.* 2017) démontrent une ouverture majeure du paysage forestier en lien avec l'anthropisation, qui fragilise sans doute les sols et la remobilisation des matériaux par le fleuve.

8. Y a-t-il un « Néolithique » dans l'histoire des feux en France et en Europe ?

Les grands incendies qui font la une des médias chaque été ou presque profitent de situations météorologiques (température, sécheresse, vent) particulièrement favorables à leur propagation. Pourtant la très grande majorité des feux aujourd'hui, sont d'origine humaine. Accident, malveillance entretien des espaces agro-pastoraux représentent 90-95 % des départs de feux en France et en Europe. Depuis la deuxième moitié du XX^e siècle, la recrudescence des feux fait écho au changement climatique en cours qui favorise l'intensité et la durée de la saison sèche estivale. Pourtant l'intensité (énergie émise lors du feu), la sévérité (dégâts causés) et l'étendue des événements de feu (surface brûlée) reflètent aussi la nature du couvert végétal et l'évolution de l'occupation du sol ; l'embroussaillage des espaces agro-pastoraux désertés, les plantations homogènes d'espèces ignifuges et l'augmentation des interfaces forêts/habitats expliquent significativement l'augmentation du risque lié au feu.

Quand l'homme est-il devenu un acteur majeur du régime des feux (fréquence, intensité, sévérité, taille des surfaces brûlées, quantité de combustible brûlée) ; autrement dit, y a-t-il eu un « Néolithique du feu » ? Cette partie de l'article illustre l'impact de la néolithisation sur les feux de forêt en France et en Europe. Une synthèse succincte pour les âges du Bronze et du Fer permet de dimensionner dans le temps et l'espace le processus d'anthropisation d'une des perturbations écologiques les plus universelles : le feu.

Il existe aujourd'hui un peu plus d'une vingtaine d'enregistrements sédimentaires lacustres ou tourbeux référencés dans la « Global Charcoal Database » (GCD; www.paleofire.org) qui documentent l'histoire des feux pour la Préhistoire récente (8000-2000 BCE).

Pour le Néolithique ancien et moyen, les séries de basses altitudes enregistrent un régime de feux marqué par des événements de grande ampleur peu à moyennement fréquents (fig. 4a; Vannière *et al.* 2016). En revanche, seulement quelques-unes permettent d'établir un lien relativement sûr entre les occurrences de feu et les occupations humaines, lorsque les enregistrements sédimentaires se trouvent à proximité d'occupations archéologiques (Surmely *et al.* 2009). Dans la vallée du Rhône, les données pédo-anthracologiques confirment ces observations (Berger 2015). Les zones d'altitude ne sont à ces périodes anciennes peu ou pas concernées par les feux (Vannière *et al.* 2016).

Avec le Néolithique récent et final, apparaît une généralisation indubitable de l'usage du feu par les sociétés dans les pratiques agro-pastorales pour mettre en valeur l'environnement et construire les territoires. Dans les Alpes, les Pyrénées, la vallée du Rhône, la Région Centre, plusieurs études attestent d'une augmentation de la pression humaine sur les écosystèmes, d'une augmentation de la fréquence des feux probablement en lien avec l'augmentation démographique (Vannière *et al.* 2016). La comparaison chronologique entre l'enregistrement de la Tourbière-de-Chavannes (département du Cher) et les périodes d'exportation des grandes lames de silex du Grand-Présigny, produites dans le département voisin de l'Indre, illustre de manière exemplaire l'extension des territoires exploités pour l'agriculture en lien avec l'évolution technologique des sociétés du Néolithique final (3200-2700 BCE; fig. 3c, Vannière et Martineau 2005). En Italie centrale et du Nord, deux études permettent de quantifier précisément le rôle de l'Homme sur les régimes de feu depuis les premières périodes du Néolithique avec notamment un fort impact sur la fréquence des événements et la géographie des feux (Kaltenrieder *et al.* 2010). À partir des âges du Bronze et du Fer, avec des différences dans la temporalité suivant l'histoire régionale, l'impact des activités agro-pastorales sur les régimes de feu est systématiquement mesurable et atteint un seuil suffisant pour pouvoir parler d'une altération durable des régimes naturels de feux : mise à feu dans des

écosystèmes où il était absent, augmentation/ diminution de la fréquence, changement de saisonnalité, d'intensité et de la taille (Doyen *et al.* 2013).

En conclusion, l'hypothèse est qu'au cours du Néolithique, les groupes humains ont pu tout autant profiter des espaces brûlés naturellement qu'altérer la fréquence des feux, et cela en fonction du régime de feux et du couvert végétal préexistant aux installations humaines *i. e.* en fonction des gradients bioclimatiques. Ce n'est qu'à partir du Néolithique final et plus largement des âges du Bronze et du Fer que se généralise une « artificialisation » des régimes de feux. Depuis environ 3 000 à 4 000 ans en fonction des régions considérées, le déclenchement ou mise à feu, la fréquence et saisonnalité des événements et enfin la géographie des feux reflètent très majoritairement l'occupation humaine et l'aménagement des territoires. La figure 4a montre entre autres que la biomasse brûlée diminue dans les plaines du sud de l'Europe en lien avec l'évolution des conditions climatiques moins favorables aux feux et à l'ouverture du milieu par l'Homme; en revanche l'augmentation de la fréquence des feux avec des périodes particulièrement homogènes au sein de la région d'étude doit être essentiellement reliée aux pratiques agro-pastorales et à l'augmentation démographique (Vannière *et al.* 2016).

Discussion-conclusion

Ce rapide tour d'horizon des environnements hydro- et pédosédimentaires néolithiques démontre l'hétérogénéité des études géoarchéologiques à l'échelle du territoire national. Les régions de la façade atlantique (Bretagne y compris) et du grand Est (jusqu'au Rhin) demeurent sous-étudiées ou sont encore mal documentées et datées, notamment dans les plaines alluviales. Certains hydrosystèmes sont au contraire bien étudiés depuis plusieurs décennies (bassin du Rhône, de la Loire, de Paris), car intégrés dans des zones-ateliers et/ou associés à des héritages de pôles universitaires pionniers (Lyon, Aix, Paris). D'autres sont en cours de développement, grâce à de gros projets interdisciplinaires récents ou de l'intensification des opérations d'archéologie préventive

(Garonne, Roussillon, Normandie, Nord, Corse, Côte d'Azur, Massif central...). Les données présentées montrent que la prise en compte de l'échelle d'analyse des phénomènes perçus, aussi bien au niveau temporel que spatial, est fondamentale, même si de petits décalages s'observent parfois entre bassins-versants (incertitudes des modèles d'âge). Elle permet de distinguer ce qui tient du phénomène local et/ou accidentel, et qui peut être en principe surmonté aisément par un groupe social, de processus se produisant sur une large échelle géographique et au cours d'une période de temps significative, impliquant alors une forte contrainte sur l'évolution de la société (par exemple une métamorphose fluviale, des bilans hydriques positifs favorisant l'hydromorphie et la turfigenèse). La période néolithique en France (5800-2200 BCE), correspond presque exclusivement à l'Holocène moyen tel qu'il a été défini récemment, entre deux des principaux RCC planétaires (événements à 8,2 et 4,2 ka), une période de forte variabilité climatique entre un Holocène ancien, dominé par les forçages de la déglaciation (injection des eaux de fusion dans l'Atlantique Nord) et un Holocène récent, où le forçage orbital, combiné au forçage solaire, modifie la saisonnalité climatique et où l'homme s'inscrit comme un facteur géologique et physico-chimique de plus en plus prégnant.

La synthèse des données actuelles (fig. 4b) permet de restituer sept principales phases de déstabilisation néolithiques à l'échelle des principaux bassins hydrographiques nationaux, séparées par des phases de stabilité des versants et des fonds de vallée (enregistrées par des paléosols ou des horizons tourbo-tufacés). Cinq d'entre-elles apparaissent plus ou moins synchrones de RCC planétaires (8.2, 7.3, 6.2, 5.3 et 4,2 ka BP) et aux événements nord-atlantiques de Bond, les deux autres (vers 4800-4500 et 2900-2800 BCE) correspondent à des fluctuations régionales enregistrées également dans les lacs subalpines et les glaciers d'altitude. Les épisodes hydrosédimentaires de la fin du IV^e millénaire BCE, mieux marqués dans la moitié nord de la France, sont sans doute à rapprocher d'une pression plus soutenue des Néolithiques sur les sols, d'autant plus que cette période semble bien

correspondre à une « artificialisation » des régimes de feux, marquant un seuil dans l'anthropisation à l'échelle des bassins-versants jusque dans les milieux océaniques plus humides.

La phase 1 (ou 8,2 ka event) est immédiatement pré-néolithique (6400-5950 BCE). Sa fin correspond à l'arrivée du front *Impressa* en Ligurie. Elle est signalée par de hauts niveaux palustres dans le bassin de Paris, le haut Forez et lacustres dans les Alpes. Les environnements fluviaux rhodaniens l'enregistrent clairement (bassins supérieurs et moyens, et durancien), comme ceux du bassin de la Garonne et de la Loire. Les étangs littoraux languedociens enregistrent deux pics détritiques qui rappellent la tripartition de cet événement, identifiée par ailleurs dans le bassin de Montélimar à Lalo (Berger *et al.* 2016), et une phase humide décalée sur 5900 BCE.

La phase 2 (ou 7.3 event, 5600-5100 BCE) correspond à l'expansion Cardial-épical dans le sud de la France et du Rubané récent du Bassin parisien au nord et à l'est. Elle est clairement tripartite dans le bassin du Rhône (courte période de pédogenèse encadrée par deux phases d'activité) et les glaciers alpins (deux phases transgressives encadrant un épisode régressif). Ailleurs elle correspond soit à la première sous-phase (Chicheboville, bassin durancien, Canohes), soit à la seconde (Bas Dauphiné, Garonne, Canohes-Sigean). Certaines archives l'enregistrent uniformément (tourbières haut Forez, lacs subalpines).

La phase 3 (4800-4500 BCE) ne correspond à aucun RCC, mais partiellement à un événement de Bond. Elle se place à la transition du Néolithique ancien-moyen, une période mal documentée archéologiquement. Cet épisode est pourtant enregistré dans le nord et le sud de la France. Il correspond à une phase de changement hydrologique dans les bassins de la Somme et de l'Escaut, à une phase de remontée des eaux en Normandie, de forte activité hydrosédimentaire dans les bassins du Rhône, des plaines alluviales niçoises, et de fort détritisme dans les étangs languedociens. Les lacs subalpines n'enregistrent pas de transgression, à l'inverse des glaciers alpins alors en crue.

La phase 4 (6.2 RCC event, 4250-3900 BCE) est enregistrée à l'échelle nationale, mais semble

s'amorcer plus précocement dans les plaines septentrionales de la France, de la Loire moyenne (E5) et le haut Forez (dès 4400/4300 BCE) et se terminer vers 4000 BCE. Dans les bassins du Rhône (19a-16), de la Durance (3), de la Garonne, elle est centrée sur 4100 BCE. Elle correspond à un épisode de refroidissement majeur en Atlantique Nord (Bond event 5b) et à une forte transgression lacustre dédoublée en domaine subalpin (n° 10). Elle semble absente dans les étangs du Roussillon et curieusement des mouvements glaciaires alpins.

La phase 5 (5.3 RCC event, 3650-3100 BCE) est très hétérogène à tous niveaux, et il est donc difficile d'en présenter un panorama national corrélé. Bien que parfaitement enregistrée dans les lacs subalpins, les glaciers d'altitude et dans l'Atlantique Nord, elle semble absente des archives alluviales du nord de la France, où seul le marais de Chicheboville enregistre un haut niveau, décalé sur 3400-2850 BCE. Elle est absente des enregistrements du bassin ligérien et du haut Forez. Dans le bassin du Rhône moyen (14), elle correspond à une phase de très forte activité, corroborée par une avulsion et une forte instabilité du Rhône dans les Basses Terres (Messin) et par une forte activité dans la plaine de Vaise (Saône). Dans les milieux méditerranéens (Alpes duranciennes, plaines niçoises, étangs du Roussillon et Corse), elle se localise dans la première moitié de cette phase (3700-3450 BCE), mais ne semble pas (encore?) enregistrée dans la Garonne.

Une courte phase 6 (2900-2750 BCE) s'intercale dans une longue phase de stabilité pédopaysagère. Elle ne correspond ni à un RCC, ni à un événement de Bond, mais est enregistrée dans les Alpes centrales (glaciers) et dans sa périphérie occidentale (lacs et haut Rhône), où elle pourrait avoir une signification régionale. Il faut signaler la synchronie entre les cours d'eau nordistes et la Garonne, entre les phases 5 et 6 (3100-2900 BCE), que les auteurs associeraient plutôt aux effets d'une anthropisation croissante.

Une longue phase 7, parfois polyphasée, pourrait correspondre au 4.2 RCC event (2400-1800 BCE), situé à la charnière Néolithique final-Bronze ancien et à celle entre l'Holocène moyen et récent, qui voit

à l'échelle planétaire pointer un nouveau forçage (l'orbital) et s'affirmer l'anthropique. Elle semble s'amorcer plus tardivement dans le Nord de la France, la Loire et les lacs préalpins (vers 2200 BCE). Elle est bien enregistrée dans le bassin aval de la Saône, le haut Forez (où elle ne dépasse pas 2000 BCE) et révèle une structure tripartite, déjà discutée (Magny *et al.* 2010, Carozza *et al.* 2015), dans les lacs préalpins et les bassins supérieur et moyen du Rhône où elle est plus précoce (dès 2400 BCE). Le second pic d'activité hydrosédimentaire (2000-1850 BCE) dans le bassin rhodanien semble être clairement amplifié par les activités anthropiques du Bronze ancien. Dans l'aire méditerranéenne (Durance) et de la Garonne, cette phase est associée à une forte activité hydrosédimentaire vers 2300-2100 BCE. En Roussillon, un haut niveau marque le début de cette phase et un pic de détritisme, sa fin.

Conclusion

La synthèse des données paléohydrologiques actuelles illustre clairement une France néolithique coupée en deux, avec d'une part les signatures des cours d'eau des grandes plaines océaniques du centre-nord, du Nord-Ouest et des Hauts-de-France au fonctionnement largement tamponné, et d'autre part les autres régions (principalement le grand Sud-Est) où les reliefs marqués et la proximité du climat méditerranéen, accentuent l'enregistrement des stimuli climatiques et anthropiques dans les systèmes hydrologiques, dès le début du Néolithique. Les données paléobotaniques et du signal incendie décrivent aussi des environnements peu ouverts jusqu'au Néolithique final en France du Centre (Berry) et du Nord, ou le début de l'âge du Bronze (Bassin de Paris, Loire moyenne, Forez, Mézenc), qui limitent les connectivités à l'échelle des bassins-versants et donc l'expression des processus érosifs. Des phases érosives sont identifiées dès le Néolithique dans les plaines normandes et du Bassin parisien, mais restent toutefois très localisées et ne déclenchent pas de sédimentation détritique dans les fonds de vallée. Les phases d'anthropisation pourtant précoces dans l'est du Massif central (Velay, à partir de 5500 BCE,

au Cardial ancien) ou les étangs corses (VI^e millénaire), ne modifient pas ou très localement les flux sédimentaires. Elles sont beaucoup plus marquées dans l'espace rhodanien, dans les rias des Alpes-Maritimes et les lagunes du Roussillon, où la présence de plaines fertiles très attractives pour les premières communautés paysannes, des densités de population sans doute plus fortes, la fréquence et l'intensité des feux, la proximité des reliefs et une certaine agressivité du climat amplifient les effets des mises en valeur agricoles, dès le Néolithique ancien/moyen. Ils nous permettent même d'imaginer des paysages

assez ouverts et entretenus par le feu (forêts-parcs chasséens). Dans ces environnements méridionaux, les signaux des variations climatiques millénaires (RCC) sont ainsi plus faciles à identifier dans les hydrosystèmes. Un premier seuil de fragilisation des paysages semble franchi à l'échelle de la France au Néolithique final (vers 3000-2200 BCE), en relation avec un usage plus fréquent et extensif du feu et une ouverture plus durable du couvert végétal. Elle favorise les premières connectivités fluviales à l'échelle des bassins jusque dans les grandes plaines septentrionales (Nord, Bassin de Paris, Normandie).

Bibliographie

- Alley R.b., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C. et Clark P.U. (1997), « Holocene climatic instability : a prominent, widespread event 8 200 years ago », *Geology*, 25, p. 483-486
- Antoine P. (1997), « Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pléiglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France) », *Géographie physique et Quaternaire*, 51, 1, p. 93-106.
- Argant J., Bravard J.-P., Bourguignon J.-P. et Béal J.-C. (2011), « Nouvelles données sur les changements paléoenvironnementaux de la plaine alluviale de la Saône depuis le Tardiglaciaire : palynologie, géomorphologie », *Quaternaire*, 22 (3), p. 235-260.
- Berger J.-F., Salvador P.G. et Franc O. *et al.* (2008), « La chronologie fluviale postglaciaire du haut bassin rhodanien », *Collection EDYTEM, Cahiers de Paléoenvironnement*, vol. 6, p. 117-144.
- Berger J.-F. et Guilaine J. (2009), « The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: a Mediterranean perspective », *Quaternary International* 200, p. 31-49.
- Berger J.-F. (2011), « Hydrological and post-depositional impacts on the distribution of Holocene archaeological sites: The case of the Holocene middle Rhône River basin, France », *Geomorphology*, 2011, vol. 129, 3, p. 167-182.
- Berger J.-F., Delhon C., Magnin F., Bonté S., Peyric D., Thiébaud S. et Beeching A. (2016), « A fluvial record of the mid-Holocene rapid climatic changes in the middle Rhone valley (Espeluche-Lalo, France) and of their impact on Late Mesolithic and Early Neolithic societies », *Quaternary Science Reviews*, vol. 136, p. 66-84.
- Berger J.-F. (2015), *Approche socio-environnementale du Néolithique à l'Anthropocène : quelques études intégrées de la vallée du Rhône aux milieux nord Méditerranéens*, HDR, Spécialité : Géographie physique, Lyon 2, 780 p.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasii P., Demenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I. et Bonani G. (1997), « A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates », *Science*, vol. 278, 14 November 1997.
- Boulen M. (2011), « Le paysage durant le Néolithique dans le Nord de la France : nouvelles données polliniques sur le subboréal », *Revue archéologique de Picardie*, n° spécial, 28, 1, p. 301-311.
- Bravard J.-P. (1997), « Tectonique et dynamique fluviale du Würm à l'Holocène à la confluence Saône-Rhône (France) », *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 51, n° 3, 315-326.
- Carozza L., Berger J.-F., Burens-Carozza A. et Marcigny C. (2015), « Society and environment in Southern France from the 3rd millennium BC to the beginning of the 2nd millennium BC: 2200 BC a tipping point? », in *2200 BC - A climatic breakdown as a cause for the collapse of the old world?* Tagungen des landesmuseums für vorgeschichte Halle, Band 12, p. 335-364.
- Carozza J.-M., Llubes M., Carozza L., Danu M., Faure E. et David M. (2017), « Les processus de formation et d'évolution des dépressions fermées du golfe du Lion au cours du Pléistocène supérieur et du tardiglaciaire », *Quaternaire*, 3, p. 323-336.
- Carozza J.-M., Llubes M., Danu M., Faure E., Carozza L., David M. et Manen C. (2016), « Geomorphological evolution of Mediterranean enclosed depression in the Late

- Glacial and Holocene: the exemple of Canohès (Roussillon, SE France) », *Geomorphology*, 273, p. 78-92.
- Carozza J.-M., Carozza L., Valette P., Llubes M., David M., Py V., Ferdinand L. et Sévègnes L. (2015), « Le gisement de mégafossiles ligneux de Bourret : processus de formation et signification climatique », *Quaternaire*, 26, 4, p. 3-14.
- Carozza J.-M., Carozza L., Valette P., Llubes M., Py V., Galop D., Danu M., Ferdinand L., David M., Sévègnes L., Bruxelles L., Jarry M. et Duranthon F. (2014), « Sub-fossil trees deposits from the Garonne Valley and their implications on Holocene alluvial plain dynamics », *Comptes rendus Géosciences*, 346, p. 20-27.
- Carozza J.-M., Valette P., Carozza L., Llubes M., Ferdinand L., Edou Obame S. et Sévègnes L. (2013), « L'architecture morphosédimentaire de la basse plaine de la Garonne moyenne en aval de Toulouse », *Quaternaire*, 24, 4, p. 455-464.
- Castanet C. (2008), *La Loire en val d'Orléans. Dynamiques fluviales et socio-environnementales durant les derniers 30 000 ans : de l'hydrosystème à l'anthroposystème*, thèse de l'université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 490 p.
- Castanet C., Burnouf J., Camerlynck C., Carcaud N., Cyprien-Chouin A.-L., Garcin M. et Lamothe M. (2015), « Holocene fluvial dynamic of the middle Loire River (Val d'Orléans, France): responses to climatic variability and anthropogenic impacts », in Arnaud-Fassetta G. and Carcaud N. (dir.), *French geoarchaeology in the 21st century*, CNRS Éditions, p. 119-130.
- Collectif Programme Ages (2016), Atlas en ligne des paléoenvironnements et de l'anthropisation des plaines alluviales du bassin de la Loire : <http://www.lgp.cnrs.fr/spip/sites/AGES_webMap/visualiseur.html>.
- Cubizolle H., Tholly J., Oberlin C. et Tourman A. (2015), « L'extension latérale des tourbières au Tardiglaciaire et à l'Holocène sur la bordure orientale du Massif central (France) : l'exemple de la tourbière de Molhiac dans les Monts du Forez », *Quaternaire*, 26, 4, p. 291-303.
- Cubizolle H., Argant J., Fassion F., Latour-Argant C., Deng-Amiot Y. et Dietre B. (2014), « Histoire de la végétation depuis la fin du Tardiglaciaire et l'évolution de l'emprise humaine à partir du milieu de l'Holocène dans le Massif central oriental (France) », *Quaternaire*, 25, 3, p. 209-236.
- Cubizolle H., Fassion F., Argant J., Latour C., Galet P. et Oberlin C. (2012), « Mire initiation, climatic change and agricultural expansion over the course of the Late-Holocene in the Massif central mountain range (France) : what are the causal links and what are the implications for mire conservation? », *Quaternary International*, 251, p. 77-96.
- Currás A., Ghilardi M., Peche-Quilichini K., Fagel N., Vacchi M., Delanghe D., Dussouillez P., Vella C., Bontempi J.-M. et Ottaviani J.-C. (2017), « Reconstructing past landscapes of the Eastern plain of Corsica (NW Mediterranean) during the last 6000 yr based on macrofaunal, sedimentological and palynological analyses », in Ghilardi M. et Lespez L. (dir.), *Geoarchaeology of the Mediterranean islands, Journal of Archaeological Science: Reports*, 12, p. 755-769.
- Delhon C., Thiébaud S. et Berger J.-F. (2009), « Environment and landscape management during the Middle Neolithic in Southern France: Evidence for agro-sylvo-pastoral systems in the Middle Rhone Valley », *Quaternary International*, 200, 1-2, p. 50-65.
- Dendievel A.-M. (2017), *Paléoenvironnements holocènes du plateau du Béage (massif du Mézenc, Massif central, France). Les variations climatiques et activités anthropiques révélées par l'étude des macro-restes dans les sédiments tourbeux et la gyttja*, thèse de doctorat en Géographie, université de Lyon, Saint-Étienne, 375 p.
- Deschodt L. (2014), *Chronostratigraphie et paléoenvironnements des fonds de vallée du bassin français de l'Escaut*, thèse de doctorat, université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Paris, 2 vol., 623 p.
- Dubesset D. et Sivan O. (2015), *Étude géoarchéologique d'une séquence du Néolithique moyen, Alpes-Maritimes, Nice*, 20 rue Fodéré, Villa Lympia. Rapport de fouille. Nîmes, Inrap, SRA PACA.
- Dussouillez P., Vella C., Bontempi J.-M. et Ottaviani J.-C. (2017), « Reconstructing past landscapes of the Eastern plain of Corsica (NW Mediterranean) during the last 6000 years based on macrofaunal, sedimentological and palynological analyses », in M. Ghilardi and L. Lespez (dir.), *Geoarchaeology of the Mediterranean islands, Journal of Archaeological Science: Reports*, 12, p. 755-769.
- Franc O., Argant J., Dumas E., Gaillot S., Jacquet P., Latour-Argant C., Le Nezet-Celestin M., Moulin B., Rambault B., Vachon V. et Verot A. (2016), « Histoire des paysages et des sociétés en bord de Saône depuis la dernière glaciation : Lyon-Vaise », *Document d'Archéologie en Rhône-Alpes et en Auvergne* n° 44, série lyonnaise n° 11, Lyon, 224 p.
- Gerlach R., Baumewerd-Schmidth, Van Den Borg K. et al. (2006), « Prehistoric alteration of soil in the Lower Rhine Basin, Northwest Germany – archaeological, 14 C and geochemical evidence », *Geoderma*, vol. 136, n° 1, p. 38-50.
- Germain-Vallée C. et Lespez L. (2011), « L'apport de recherches géomorphologiques et micromorphologiques récentes à l'archéologie des paysages de la Plaine de Caen (Calvados, Basse-Normandie) », in L. Lespez (dir.), *Géoarchéologie dans l'ouest de la France*, Norois, 220, p. 141-176.
- Ghilardi M., Delanghe D., Demory F., Leandri F., Peche-Quilichini K., Vacchi M., Vella M.A., Rossi V. et Robresco S. (2017), « Enregistrements d'événements extrêmes et évolution des paysages dans les basses vallées fluviales du Taravo et du Sagone (Corse occidentale, France) au cours de l'âge du Bronze moyen à final : une perspective géoarchéologique », *Géomorphologie, Relief, Processus et Environnement*, 23, 1, p. 15-35.
- Ghilardi M. et Lespez L. (2017), « Geoarchaeology of the Mediterranean islands: from "Lost worlds" to vibrant places ». in M. Ghilardi and L. Lespez (dir.), *Geoarchaeology of the Mediterranean islands, Journal of Archaeological Science: Reports*, 12, p. 735-740.
- Gronenborn D. (2009), « Climate fluctuations and trajectories to complexity in the Neolithic: towards a theory », in M. Budja (Hrsg.), *Neolithic Studies* 16. Doc. Praehist. 36, p. 97-110.
- Guillon S. (2014), *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*. Thèse de l'université Nice Sophia-Antipolis.
- Lespez L., Clet-Pellerin M., Limondin-Lozouet N., Pastre J.-F., Fontugne M. et Marcigny C. (2008), « Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (W France) », *Geomorphology*, 98, 1-2, p. 55-70.
- Lespez L. (2012), « Les temps des paysages et de l'environnement des vallées et des plaines littorales bas-normandes », in Lespez L. (dir.), *Paysages et gestion de l'eau : sept millénaires d'histoire des basses vallées en Normandie*, Caen, Bibliothèque du Pôle Rural 2, MRSH Caen-Association d'Histoire Rurale, p. 197-232.
- Lespez L., Carozza L., Berger J.-F., Kuzucuoglu C., Ghilardi M., Carozza J.-M., Vannière B. et ArcheoMed team (2016), « Rapid climatic change and social transformations: Uncertainties, Adaptability and Resilience », in S. Thiébaud et J.-P. Moatti (éd.), *The Mediterranean region under climate change: a scientific update*, Marseille, IRD, AllEnvi, p. 35-45.
- Magny M. (2004), « Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements », *Quaternary International* 113, p. 65-79.
- Magny M., Vannière B. et Zanchetta G. et al. (2009), « Possible complexity of the climatic event around 4300-3800 cal. BP in the central and western Mediterranean », *The Holocene*, 2009, vol. 19, 6, p. 823-833.
- Piana J., Carcaud D. N., Cyprien A.L., Visset L. et Leroy D. (2009), *Dynamique paysagère tardiglaciaire et holocène dans la vallée du Loir à Pezou (Loir-et-Cher) : développements méthodologiques et premiers résultats*, Norois, 213, p. 73-88.
- Pastre, J. F., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Antoine P., Chaussé C., Gauthier A., Granai S., Le Jeune Y. et Wuscher P. (2014), « The Holocene evolution of Paris Basin », in G. Arnaud-Fassetta, N. Carcaud (dir.), *French Geoarchaeology*, Paris, CNRS Éditions, p. 87-103.
- Praud I. (dir.) (2015), *Le Néolithique final dans la vallée de la Deûle: le site d'Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » (Nord)*, Recherches archéologiques n° 9, CNRS Éditions, 341 p.
- Reille M. (1975), *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation de la montagne corse*. Thèse de doctorat, université d'Aix Marseille 3, 2 vol.
- Salvador P.G. et Berger J.-F. (2014), « The evolution of the Rhone river in the Basses Terres basin during the Holocene (Alpine foothills, France) », *Geomorphology* 204, p. 71-85.
- Sivan O. et Dubesset D. (2014), « L'occupation préhistorique des basses plaines littorales niçoises. L'apport des sondages carottés – Implantations humaines en milieu littoral méditerranéen : facteurs d'installation et processus d'appropriation de l'espace (Préhistoire, Antiquité, Moyen Âge) », in L. Mercuri, R. Gonzalez Villaescusa et F. Bertonecello (dir.), *XXXIV^e rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes*, Antibes, Éditions APDCA, 2013. p. 363-370.
- Sivan O. et Miramont C. (2012), *L'évolution des paysages face aux changements climatiques depuis la dernière glaciation dans les Alpes du Sud (Moyenne Durance, Alpes-Maritimes). Quels impacts sur les sociétés?*, Actes du colloque Inrap, Météo France, Cité des Sciences « Des climats et des hommes » les 19 au 21 novembre 2009, Paris, La Découverte, p. 221-236.
- Spörl C., Nicolussi K., Patzelt G., Boch R. and Daphne team (2009), « Humid climate during deposition of sapropel 1 in the Mediterranean Sea: Assessing the influence on the Alps », *Global Planet. Change* (2009), <doi : 10.1016/j.gloplacha.2009.10.003>.
- Weninger B., Alram-Stern E., Bauer E., Clare L., Danzeglocke U., Jöris O. and Van Andel T. (2006), « Climate forcing due to the 8200 cal yr BP event observed at Early Neolithic sites in the eastern Mediterranean », *Quaternary Research*, 66 (3), p. 401-420.