MICROPALÉONTOLOGIE DES DÉPÔTS LACUSTRES TARDIGLACIAIRES À HOLOCÈNES DU VAL-DE-TRAVERS ET DE LA VALLÉE DES PONTS (JURA SUISSE NORD-OCCIDENTAL)

PIERRE-OLIVIER MOJON¹, FRANÇOIS PASQUIER² & ALINE EMERY-BARBIER³

¹Rue du Centre 81, CH-2405 La Chaux-du-Milieu, Suisse. pierreoliviermojon@bluewin.ch

²Saint-Gervais 31, CH-2108 Couvet, Suisse. fpasquier@sysco.ch

³Équipe Ethnologie Préhistorique, CNRS – UMR 7041 ArScAn, Maison René Ginouvès de l'Archéologie et de l'Ethnologie, 21 Allée de l'Université, FR-92023 Nanterre Cedex, France. aline.emery-barbier@orange.fr

Mots-clés : micropaléontologie, ostracodes, characées, mollusques, paléolacs, Pléistocène supérieur, Holocène, Jura, Suisse

Keywords : micropaleontology, ostracods, characeae, molluscs, paleolakes, Late Pleistocene, Holocene, Jura Mountains, Switzerland

Résumé

Dans le Jura suisse nord-occidental, des sédiments lacustres tardiglaciaires (Pléistocène supérieur) ont été récemment découverts (2007-2012) et analysés pour la feuille Travers de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000 (2013). Les abondants microfossiles lacustres récoltés sont principalement des ostracodes (*Leucocythere mirabilis, Eucypris pigra, Cryptocandona* spp., *Candona candida, Cytherissa lacustris, Potamocypris zschokkei, Limnocytherina sanctipatricii, Ilyocypris gibba, Ilyocypris bradyi, Cyclocypris ovum, Cypridopsis vidua, Fabaeformiscandona levanderi, Eucypris virens, Heterocypris incongruens, Herpetocypris reptans)*, ainsi que des mollusques tels que bivalves (*Pisidium amnicum, Pisidium pseudosphaerium*) et gastéropodes (*Bathyomphalus contortus, Valvata cristata, Gyraulus crista*). Des characées sont également bien représentées par des oospores de *Nitella* spp., des débris de tiges de *Chara* spp. et le nouveau taxon *Chara globularis rousseaui* Mojon, n. var. caractérisé par de remarquables gyrogonites tuberculées. Ces nouvelles données micropaléontologiques confirment l'existence de grands lacs périglaciaires à la fin du Pléistocène et complètent la séquence sédimentaire quaternaire déjà reconnue dans cette région du Jura suisse (craies lacustres et tourbes de l'Holocène).

Abstract

Micropaleontology of the Late Glacial to Holocene lacustrine deposits from Val-de-Travers and vallée des Ponts (NW-Swiss Jura Mountains). In the NW-Swiss Jura Mountains, Late Glacial lacustrine sediments (Late Pleistocene) were recently discovered (2007-2012) and analysed for the sheet Travers of the geological map of Swizerland at 1:25 000 (2013). The abundant lacustrine microfossils collected are mainly ostracods (Leucocythere mirabilis, Eucypris pigra, Cryptocandona spp., Candona candida, Cytherissa lacustris, Potamocypris zschokkei, Limnocytherina sanctipatricii, Ilyocypris gibba, Ilyocypris bradyi,

Cyclocypris ovum, Cypridopsis vidua, Fabaeformiscandona levanderi, Eucypris virens, Heterocypris incongruens, Herpetocypris reptans), as well as molluscs such as bivalves (*Pisidium amnicum, Pisidium pseudosphaerium*) and gastropods (*Bathyomphalus contortus, Valvata cristata, Gyraulus crista*). Characeae are also very well represented by oospores of *Nitella* spp., stem debris of *Chara* spp. and the new taxon *Chara globularis rousseaui* Mojon, n. var. characterized by remarkable tuberculate gyrogonites. These new micropaleontological data confirm the occurrence of great periglacial lakes at the end of the Pleistocene and complete the Quaternary sedimentary sequence already recognized in this area of the Swiss Jura Mountains (lacustrine chalks and peats of the Holocene).

INTRODUCTION

Le but de ce travail est de préciser la micropaléontologie et la stratigraphie des dépôts tardiglaciaires à postglaciaires du Jura neuchâtelois (fig. 1). Selon la chronologie de la fin de l'ère glaciaire, le retrait des glaciers jurassiens commence à partir de 24 ka cal BP et se termine vers 17 ka cal BP à la fin du Pléniglaciaire (CUPILLARD et al., 2014), il est également bien établi que le glacier du Rhône a disparu du Plateau suisse et de la région lémanique depuis au moins 15 000 ans BP (BECKER et al., 1999). La fin du Pléistocène (Tardiglaciaire) et l'Holocène (Postglaciaire) sont ensuite caractérisés par des phases ou des périodes plus longues de réchauffement (= chronozones, fig. 2), soit le Bölling qui succède au Dryas ancien à 14 ka cal BP (datation ¹⁴C de référence d'après AMMANN et al., 2013), puis l'Alleröd (13,85 – 12,7 ka cal BP), le Préboréal (11,7 - 10,2 ka cal BP)et enfin l'Atlantique récent qui débute à 7 ka cal BP (datations ¹⁴C de référence d'après CUPILLARD et al., 2014). Les premières données dans l'aire étudiée sont celles de MATTHEY (1970), qui avait signalé à la vallée des Ponts (Sous Martel Dernier, Sur les Bieds, fig. 6) des dépôts lacustres du Dryas ancien et mis en évidence des datations radiocarbone précisant le début de la formation des tourbes entre l'Alleröd et le Préboréal (tourbières de bas-marais du Préboréal évoluant en tourbières bombées de haut-marais durant le Boréal). Des analyses palynologiques plus récentes de sondages peu profonds (1-2 m) au Bois des Lattes (fig. 6; SCHOELLAMMER,

1996 in BURKHARD et al., 1998) mentionnent également des sédiments lacustres du Dryas récent – Préboréal. SCHAER et al. (1998) ont rapporté au Tardiglaciaire les sédiments glacio-lacustres varvés du Furcil (Noiraigue) en postulant à la fin de l'ère glaciaire la formation de grands lacs par des barrages morainiques et/ou glaciaires au Val-de-Travers et à la vallée des Ponts, sans toutefois pouvoir étayer ce concept par des datations (pollens, microfossiles), car ces dépôts pléniglaciaires de la région de Noiraigue - Creux du Van formés précocement au cours de la progression du glacier du Rhône (PASQUIER et al., 2013) sont encore stériles. L'existence d'un vaste lac au Val-de-Travers au Pléistocène terminal - Holocène a néanmoins déjà été reconnue depuis longtemps sur la base de la découverte de plusieurs mètres de limons et craies lacustres très fossilifères (Du Pasquier, 1894; THIÉBAUD, 1937) directement recouverts par de la tourbe dont la partie basale est datée du début de l'Atlantique récent (MATTHEY, 1970).

Dans le cadre de ce travail, les dépôts lacustres tardiglaciaires de la vallée des Ponts ont d'abord été mis en évidence dès 2007, grâce à des récoltes de microfossiles (P.-O. M.) et à une analyse palynologique en 2011 (A. E.-B.). Ces premiers résultats ont pu être notablement précisés au Val-de-Travers par des forages carottés effectués début 2012 à La Léchère (Couvet) dans le cadre de la construction d'un nouveau bâtiment pour l'entreprise horlogère Cartier. Ces forages de Couvet ont fourni des données sédimentologiques, palynologiques et radiocarbone (GIRARDCLOS *et al.*, en prép., résultats partiellement repris *in* PASQUIER *et al.*, 2013) et ont fait l'objet d'une étude micropaléontologique préliminaire (P.-O. M.) pour la feuille Travers de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000 et sa notice explicative (PASQUIER & BURKHARD, 2013; PASQUIER *et al.*, 2013).

Conformément au schéma général du remplissage quaternaire du Val-de-Travers (PASQUIER et al., 2013, fig. 4, p. 58), le log composite de la fig. 2 comprend trois séquences distinctes superposées par ordre chronologique pour reconstituer l'évolution de la série sédimentaire entre le Pléniglaciaire supérieur et l'Actuel. Les microfossiles récoltés, principalement des restes en calcite d'invertébrés et d'algues characées ainsi que des débris végétaux, ont été isolés par lavage-tamisage des sédiments argilo-silteux et marneux. Les résidus de lavage ont ensuite été séchés et triés soigneusement sous la loupe binoculaire pour être étudiés. Les characées ont été déterminées d'après Soulié-Märsche (1989), les ostracodes d'après MEISCH (2000), les mollusques d'après MOUTHON (1982) et l'excellent site Internet de l'Université de Göttingen (www. animalbase.uni-goettingen.de).

Les carottes des forages de Couvet n'ont malheureusement pas été conservées faute de place et de moyens. Un échantillonnage et une recherche exploratoire ont juste eu le temps d'être menés sur deux mois, avant que tout le matériel ne soit jeté en décharge. Les résultats obtenus auraient mérité des analyses complémentaires beaucoup plus détaillées. Le matériel micropaléontologique disponible est limité par le volume réduit des portions de carottes examinées et les microfossiles (notamment ceux de grande taille) souvent abîmés et fragmentés par la compression des appareils de forage déformant les sédiments mous, ainsi que par les opérations de mise en caisses et de lavage-tamisage des échantillons. Certains ostracodes particulièrement fragiles

(*Cryptocandona* spp.) ou peu répandus (*H. incongruens*) ont été identifiés seulement d'après des fragments de valves et ne sont donc pas figurés dans cette étude exploratoire.

PLÉNIGLACIAIRE ET TARDIGLACIAIRE DE COUVET (MORAINES ET DÉPÔTS GLACIO-LACUSTRES)

Six forages carottés F1 à F6 ont été effectués début 2012 dans la plaine de La Léchère à Couvet (figs. 1, 3G) sur une aire rectangulaire d'environ 2,5 hectares, avec une distance maximale d'environ 150 à 170 mètres entre les forages les plus éloignés délimitant cette surface. Le forage F3 placé dans la partie médiane de la zone sondée (coordonnées 539.450/197.825), qui était le plus complet et le plus représentatif, a été choisi pour caractériser la série pléniglaciaire et tardiglaciaire de Couvet (figs. 2 et 4-5). Le forage F2 placé un peu plus au nord en bordure de terrain (coordonnées 539.405/197.855) et plus proche du centre du bassin lacustre tardiglaciaire a aussi livré des données micropaléontologiques intéressantes (figs. 4-5) également retenues dans le cadre de ce travail. Le forage F6 (coordonnées 539.499/197.848) a aussi fourni quelques données (radicelles de nénuphars à 6 mètres et dépôts de la fin de l'Alleröd – Dryas récent à 4,5 mètres). Les dépôts traversés par ces forages sur plus de 45 mètres sont répertoriés sur la feuille Travers de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000 et commentés dans sa notice, desquelles nous reprenons (texte et fig. 2) la nomenclature et les abréviations se rapportant aux différentes couches du Pléniglaciaire supérieur et du Tardiglaciaire. La partie inférieure des forages présente une moraine graveleuse de couleur grise à jaunâtre avec des matériaux jurassiens (qmJ) attribués par PASQUIER et al. (2013) à la phase de progression du dernier maximum glaciaire (LGM), avant l'arrivée du glacier rhodanien. Au-dessus, un premier court épisode glacio-lacustre (qslp) est corrélable avec



Figure 1 : Carte MNT (modèle numérique de terrain) avec localisation des sites de référence pour cette étude (d'après les données cartographiques SITN – http://www.ne.ch/sitn/ – \bigcirc Swisstopo 2015). **1.** La Léchère (Couvet), forages F2-F3-F6 (Pléniglaciaire supérieur et Tardiglaciaire). **2.** Rive gauche du Bied (Ponts-de-Martel), marnes glacio-lacustres de la transition Dryas ancien – Bölling (Tardiglaciaire). **3.** Sur le Vau (Travers), craies lacustres de l'Holocène sur la rive gauche de l'Areuse. **4.** Tourbière holocène des Sagnes Rouges (Noiraigue), forage avec tourbe à la base de l'Atlantique récent (MATTHEY, 1970).

les sédiments varvés du Furcil et correspond à la progression du glacier rhodanien avant le LGM; il est interrompu par un nouvel intervalle morainique graveleux contenant du matériel alpin et interprété comme des dépôts du glacier rhodanien et de glaciers jurassiens locaux (**q**mRJ) en milieu aqueux lors du LGM (Pléniglaciaire terminal).

Au-dessus, des marnes argileuses à «dropstones» et en majeure partie varvées (**q**slr) caractérisent des sédiments de lac glaciaire à tempéré après le retrait partiel du glacier rhodanien au Val-de-Travers. Ces marnes glacio-lacustres à lacustres sont très détritiques et correspondent à des limons contenant beaucoup de grains de quartz mélangés à d'autres éléments siliceux et calcaires plus ou moins grossiers d'origine alpine ou jurassienne (sous forme de sable et de gravier). La couleur des sédiments varie du gris verdâtre à la base au



Figure 2 : Schéma synthétique de la séquence quaternaire dans le Val-de-Travers (terminologie des dépôts d'après PASQUIER *et al.*, 2013). Le passage Dryas ancien – Bölling dans la vallée des Ponts est reporté à droite du log du forage F3 de Couvet.

gris-beige plus ou moins foncé vers le haut. Toutefois, les échantillons F3/7,1 m et F2/6,7-6.8 m avant fourni l'association d'ostracodes la plus riche et la plus diversifiée constituent une exception remarquable de couleur ferrugineuse jaunâtre. La partie supérieure des forages ne montre plus de varves à 8 mètres environ, mais de petits «dropstones» centimétriques sont toujours présents jusque vers 5 mètres dans des sédiments enrichis en matière organique/débris végétaux (à partir de 7,5 m) et devenant très carbonatés dans la partie tout à fait supérieure (craie lacustre composée de débris de tiges de characées entre 5-5,5 m). La partie sommitale du forage F3 (< 4,65 m, niveau d'érosion) est constituée de dépôts palustres et alluviaux postglaciaires datés par radiocarbone du Moyen Âge (PASQUIER et al., 2013). Dans les forages de Couvet, les épaisseurs des divers dépôts peuvent varier d'un forage à l'autre de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres en se réduisant vers le bord de la vallée, les premiers niveaux varvés glacio-lacustres du Pléniglaciaire supérieur (qslp) faisant même complètement défaut dans le forage F5 à une distance de seulement 30 mètres au sud-est du forage F3.

Plus de 60 échantillons au total ont été prélevés pour analyse micropaléontologique dans le forage de référence F3, dans la partie supérieure de F2 (jusqu'à 7,1 m) et dans F6 (à 4,5 m). À partir du bas, la partie inférieure de la série varvée s'est avérée azoïque et stérile jusque vers 30 mètres, puis sporadiquement fossilifère avec des microfossiles toujours rares et disséminés jusque vers 16 mètres environ. Au-dessus, les microfossiles deviennent abondants jusque vers 4,5 mètres où ils se raréfient de nouveau et sont remaniés des dépôts directement sous-jacents. Les principaux microfossiles de la partie supérieure des forages (< 7,5 m environ, figs. 4-5) sont représentés par des fructifications de characées (Chara et Nitella spp.; Chara globularis rousseaui Mojon, n. var.) et des mollusques lacustres de très petite taille comprenant des bivalves [Pisidium amnicum

(O. F. MÜLLER, 1774)] ainsi que des gastéropodes [Bathvomphalus contortus (LINNAEUS, 1758), Valvata cristata (O. F. Müller, 1774), Gvraulus crista (LINNAEUS, 1758)]. Dans cette partie supérieure des forages sont également présents en grande abondance des débris végétaux divers appartenant aux characées et à des plantes aquatiques, palustres ou terrestres (graines, feuilles, débris de tiges et de racines, fragments de bois et d'écorce d'arbres divers, aiguilles et cônes de pin), déjà signalés dans le Tardiglaciaire de la région de Neuchâtel où ils indiquent les périodes de réchauffement du Bölling et d'Alleröd (THEW et al., 2009). Ces derniers auteurs estiment les températures moyennes vers 0 °C en hiver et autour de 16 °C (Bölling) à 18 °C (Alleröd) en été. Les ostracodes constituent toutefois le groupe le plus abondant et le plus diversifié avec l'extension la plus large jusque dans la partie inférieure des forages (fig. 2), avec des Candonidae [Candona candida (O. F. Müller, 1776), Fabaeformiscandona levanderi (Hirschmann, 1912), Cryptocandona spp., cf. C. reducta (ALM, 1914), cf. C. vavrai KAUFMANN, 1900; Cyclocypris ovum (JURINE, 1820)], des Limnocytheridae [Leucocythere mirabilis (KAUFMANN, 1892); Limnocytherina sanctipatricii (BRADY & ROBERTSON, 1869)], des Cytherideidae [Cytherissa lacustris (SARS, 1863)], des Ilyocyprididae [Ilyocypris gibba (RAMDOHR, 1808); Ilyocypris bradyi (SARS, 1890)] et des Cyprididae [Eucypris pigra (FISCHER, 1851), *Eucypris virens* (JURINE, 1820), Potamocvpris zschokkei (KAUFMANN, 1900), Cypridopsis vidua (O. F. Müller, 1776), cf. Heterocypris incongruens (RAMDOHR, 1808), Herpetocypris reptans (BAIRD, 1835)]. Tous les taxons de cette liste sont bien connus dans l'Actuel, mais aussi en quasi-totalité dans les périodes glaciaires et interglaciaires de l'Europe occidentale (MEISCH, 2000; NIINEMETS & HANG, 2009; SAARSE et al., 2009), quelquesuns (Ilyocypris spp.) sont aussi signalés dans le Pléistocène supérieur de l'Himalaya (KOTLIA et al., 1998). Les formes d'eaux froides et plutôt profondes (jusqu'à 40 mètres en général et jusque vers 200 mètres) comme



Figure 3 : A. Marnes glacio-lacustres du Pléistocène terminal près des Pontsde-Martel. **B.** Vue détaillée de A, le Dryas ancien (gris-bleuté) et l'intervalle de transition vers Bölling (jaunâtre) sont séparés par la ligne rouge discontinue, le sommet du Dryas ancien montre les traces fossiles de racines d'un paléosol rapporté au Bölling. **C.** Moulage de racines par du sédiment ferrugineux, section transversale avec préservation des cernes de croissance du bois (\emptyset 2 cm). **D.** Trace de racines en section longitudinale dans les marnes du Dryas ancien (stylo = 13,5 cm). **E-F.** Traces de racines jaunâtres dans les marnes du Dryas ancien (rive gauche du Bied à environ 70 mètres au sud-ouest de la section étudiée), le changement de couleur des marnes indique le passage du Dryas ancien au Bölling (marteau = 31,5 cm). **G.** Plaine de La Léchère (Couvet) en 2012, le forage F3 est près du petit bâtiment blanc au centre de l'image. **H.** Craies lacustres de l'Holocène au bord de l'Areuse à Sur le Vau (Travers).

Leucocythere mirabilis, Cytherissa lacustris et le taxon ubiquiste *Candona candida* sont largement dominantes dans le Tardiglaciaire de Couvet ainsi que dans les sédiments postglaciaires récents (Subatlantique) du lac de Neuchâtel (LAMBERT, 1999).

À partir du bas jusqu'à 17 mètres environ, les ostracodes sont rares. Les premières formes qui apparaissent et coexistent d'abord sont Leucocythere mirabilis (29,1-29,2 m) et *Eucypris pigra* (26,3-26,4 m; 23,5-23,6 m; 18,9-17,5 m), des espèces d'eaux froides pauvres en matière organique et bien oxygénées. Ces niveaux de base ont également livré (23,5-23,6 m) des fragments transparents et très fins de valves attribuables au genre Cryptocandona. Les autres formes n'apparaissent et ne deviennent abondantes que dans la partie supérieure du Tardiglaciaire dès 16 m, parallèlement à l'accroissement du réchauffement avec le développement progressif de la végétation aquatique et terrestre ainsi que l'eutrophisation du milieu lacustre. Vers 16 mètres apparaissent les premiers grands Candonidae comme Candona candida (16,4-15,4 m), puis Cytherissa lacustris vers 14 mètres (13,8-13,9 m) et Potamocypris zschokkei vers 9 mètres (9,2 m) avec le bivalve Pisidium amnicum, les dernières varves disparaissent vers 8 mètres (7,9 m). Vers 7 mètres, les sédiments deviennent verdâtres plus foncés avec des passages ferrugineux et une odeur soufrée, vraisemblablement générés par le remaniement et l'altération des marnes pyriteuses de l'Albien inférieur formant à proximité la rive sud du lac. Ces sédiments particuliers sont aussi caractérisés par de nombreux débris végétaux, dont l'apparition progressive dans les échantillons entre 7,6-6,2 m peut être mise en relation avec le réchauffement du Bölling. Les graines d'armoises (Artemisia spp.) et d'argousiers (Hippophaë rhamnoides) comme les restes de genévriers (Juniperus communis) sont particulièrement abondants (6,5-6,8 m) et indiquent une large extension de landes à arbrisseaux nains et de prairies steppiques entre la fin du Dryas ancien et le

58

début du Bölling (THEW et al., 2009; AMMANN et al., 2013, fig. 7, p. 55), l'âge présumé de cet intervalle étant confirmé par une datation ¹⁴C à 15,1 ka cal BP (cf. PASQUIER *et al.*, 2013). Ce développement de la végétation accompagne l'apparition de Limnocytherina sanctipatricii et Cypridopsis vidua (7,1 m), de Fabaeformiscandona levanderi, Cyclocypris ovum, Ilyocypris gibba, Ilyocypris bradyi, Eucypris virens et Heterocypris incongruens (6,7-6,8 m), ainsi que des premières oospores de characées Nitella sp. 3 (6,7-7,1 m). Jusqu'à 6.5 m environ, ces niveaux sont caractérisés par l'abondance de Cytherissa lacustris et de Pisidium amnicum, ainsi que par la présence sporadique de petits «dropstones» (2-3 cm) transportés par des glaces flottantes. Cytherissa lacustris présente souvent des carapaces à grosses nodosités (6,7-7,1 m) caractéristiques du Pléistocène (ROE, 2001; BRIDGLAND et al., 2013). La couleur à dominance grise des sédiments devient jaunâtre par oxydation entre 6,7 et 7,1 mètres, avec l'apparition d'un riche assemblage d'ostracodes et d'insectes aquatiques [fourreaux de larves de phryganes] (Trichoptères) en matériaux agglomérés (6,7-6,8 m)]. L'abondance des microfossiles et le dépôt ferrugineux (limonite, hydroxydes de fer) à odeur soufrée prononcée (cf. altération des marnes pyriteuses de l'Albien) indiquent la première période significative de réchauffement du Bölling à la fin du Dryas ancien.

Vers 6 mètres, les sédiments deviennent crayeux et prennent une couleur gris-verdâtre plus claire. Ce faciès plus carbonaté particulièrement riche en microfossiles indique une forte productivité biologique en relation avec le réchauffement important d'Alleröd (datations ¹⁴C à 13,2 et 13,7 ka cal BP *in* PASQUIER *et al.*, 2013). Un changement important de microfaune implique une baisse significative du niveau lacustre estimée à plus de 20 mètres, les organismes d'eaux profondes étant remplacés par d'autres qui indiquent une tranche d'eau réduite à quelques mètres. *Cytherissa lacustris* disparaît et *Pisidium* amnicum se raréfie considérablement, on assiste au développement très important d'une végétation palustre (cypéracées, graminées) et d'un herbier lacustre à Chara et phanérogames [potamots (Potamogeton), myriophylles (Myriophyllum), lentilles d'eau (Lemna), nénuphars jaunes (Nuphar lutea)] avec l'apparition de Herpetocypris reptans (6.3 m). Les peuplements de nénuphars jaunes indiquent une tranche d'eau de plus de 2 mètres (débris de radicelles très abondants à 5,8-5,9 m, cf. forage F6). Les characées sont représentées par des oospores de Nitella spp. 1-2 et de nombreux débris calcifiés de thalles spécifiquement indéterminables (Chara sp.) associés à des gyrogonites polymorphes de Chara globularis rousseaui Mojon, n. var. (fig. 5). Ces niveaux ont également livré de rares dents de poissons (salmonidés) et des débris de coquilles de Pisidium amnicum. Vers 5,5 mètres apparaît un changement de sédimentation avec la formation de craie lacustre à partir des débris de thalles calcifiés des characées et l'apparition des premiers gastéropodes (Bathvomphalus contortus, Valvata cristata, Gyraulus crista). Dans cet intervalle entre environ 6 et 5 mètres, il faut aussi relever la présence de diatomées (6,2-5,8 m) et l'abondance de débris de feuilles de lentilles d'eau qui formaient vraisemblablement des tapis flottants (5,6-5,9 m), ainsi que la persistance de petits «dropstones» jusque vers 5 mètres. Une profusion de débris et restes végétaux variés peut être rapportée à une flore héliophile arctique/alpine avec des plantes d'éboulis et de prairies alpines (Helianthemum spp., Gypsophila repens, Linaria alpina, Linum alpinum, Papaver alpinum, poacées, etc.), ainsi qu'à des forêts de montagne constituées de pins à crochets (Pinus mugo uncinata avec notamment deux cônes intacts à 5.6 m) et des forêts riveraines (ripisylves) de bouleaux, saules et peupliers (Betula, Salix et Populus spp.). Des restes d'insectes sont aussi sporadiquement présents (fragment d'élytre du coléoptère thermophile Cetonia aurata à 5,6-5,8 m). Un dernier échantillon prélevé dans F6 à 4,5 mètres (limons gris-verdâtre foncé) s'est avéré très appauvri

par rapport aux sédiments sous-jacents, c'est pourquoi aucun échantillonnage n'a été réalisé au-dessus de cette limite. Jusqu'à la surface, les forages de La Léchère présentaient en effet sur plus de 4 mètres une alternance de tourbes de bas-marais et d'alluvions sableuses à cailloutis, des dépôts de plaine alluviale générés par l'érosion et les apports sédimentaires de l'Areuse toute proche et donc beaucoup plus récents. Dans cet ultime échantillon (à 4.5 m). les débris de lentilles d'eau sont très abondants et indiquent un marécage fortement eutrophe à tranche d'eau très réduite. Ces restes de lentilles d'eau sont fortement dilacérés, les autres microfossiles sont rares du fait de l'eutrophisation et également mal préservés (cassés) avec quelques valves de Candona candida et gyrogonites de Chara globularis rousseaui. Le mauvais état de conservation des microfossiles résulte d'un remaniement partiel des sédiments de l'Alleröd et probablement aussi d'une dégradation par l'action périodique du gel au Dryas récent (cf. dilacération des lentilles d'eau). D'après sa position stratigraphique et ses particularités, ce dépôt palustre se placerait donc dans un intervalle entre la fin de l'Alleröd et le Dryas récent - Préboréal (qaL). Dans F3, la surface d'érosion marquant le toit du Pléistocène est précisément à 4,65 m.

POSTGLACIAIRE ENTRE TRAVERS ET COUVET (CRAIES LACUSTRES ET TOURBES)

L'affleurement étudié dans ce travail est situé à l'est de Travers, sur la rive gauche de l'Areuse entre Sur le Vau et le Crêt-del'Anneau [coordonnées 543.385/199.845; figs. 1-2 (partie supérieure du log) et 3H]. Actuellement en grande partie masqué par la végétation, ce gisement généré par l'érosion de la rivière et l'effondrement de la berge correspond à environ 5 mètres de dépôts lacustres marneux et crayeux, qui ont été échantillonnés à respectivement 1, 3 et 5 mètres (niveau moyen de l'Areuse). Au sommet de la coupe, un horizon d'assèchement lacustre à petits oncoïdes et un paléosol marneux à traces de racines sont visibles sur une dizaine de centimètres sous la terre végétale des champs actuels. À l'ouest de Noiraigue (tourbière des Sagnes Rouges, fig. 1), l'âge de cet assèchement peut être rapporté au début de l'Atlantique récent d'après une datation ¹⁴C à $5,82 \text{ ka} \pm 100 \text{ BP} (6,746 - 6,513 \text{ ka cal BP})$ obtenue par sondage dans la partie basale de la tourbe recouvrant les craies lacustres (MATTHEY, 1970). La majeure partie de l'affleurement jusqu'à 4 mètres environ est constitué par une couche homogène de craie blanchâtre et pulvérulente (qc) formée par l'accumulation de débris de thalles calcifiés de characées. Ce niveau crayeux a livré d'abondants microfossiles (fig. 2) des gastéropodes [Radix balthica (LINNAEUS, 1758), Planorbis carinatus (O. F. Müller, 1774), Valvata piscinalis (O. F. Müller, 1774), Valvata cristata, Bathyomphalus contortus, Gyraulus crista, Hippeutis complanatus (LINNAEUS, 1758)], des bivalves [Sphaerium corneum (LINNAEUS, 1758), Pisidium spp.], des characées (gyrogonites non tuberculées et thalles calcifiés de Chara globularis) et des ostracodes [Candonidae: Candona candida. Fabaeformiscandona levanderi. Pseudocandona rostrata (BRADY & NORMAN, 1889), Candonopsis kingsleii (BRADY & ROBERTSON, 1870), Cryptocandona spp. (cf. C. reducta, cf. C. vavrai), Cyclocypris ovum; Limnocytheridae: Limnocythere inopinata (BAIRD, 1843), Limnocytherina sanctipatricii, Metacypris cordata (BRADY & ROBERTSON, 1870); Cyprididae: Eucypris pigra, Potamocypris villosa (JURINE, 1820), Cypridopsis vidua, Herpetocypris reptans], ainsi que des restes de lentilles d'eau (Lemna spp.). Ces microfossiles indiquent une tranche d'eau qui peut être estimée à quelques mètres, avec une variation d'environ 5 mètres d'eau au début à environ 2 mètres d'eau dans la partie supérieure précédant l'assèchement. La partie inférieure jusqu'à 5 mètres et plus est limoneuse (qaL) et assez différente, de couleur grise plus foncée, plus argileuse et riche en débris de lentilles d'eau et de végétaux (un fragment ligniteux de bois a permis une datation ¹⁴C à 10,577 – 10,744 ka cal BP vers la fin du Préboréal, cf. PASQUIER *et al.*, 2013), avec des mollusques (*Valvata piscinalis*, *Valvata cristata, Bathyomphalus contortus*, *Gyraulus crista, Sphaerium corneum*) mais pas d'ostracodes ni de gyrogonites de characées. La tranche d'eau estimée semble nettement plus faible et correspond vraisemblablement à celle d'un marécage avec 1 mètre d'eau au maximum. Cette partie basale de l'affleurement complète utilement les niveaux érodés et tronqués de passage au Postglaciaire dans les forages de Couvet (cf. F6, fin de l'Alleröd – Dryas récent – Préboréal).

TARDIGLACIAIRE DE LA VALLÉE DES PONTS (DÉPÔTS GLACIO-LACUSTRES) ET PASSAGE AU POSTGLACIAIRE (TOURBES)

La section de Tardiglaciaire étudiée à la vallée des Ponts (figs. 1 et 6, site 1) est constituée par environ 4 mètres de limons ou marnes argilo-silteuses de couleur foncée gris-bleuté à jaunâtre au sommet, qui génèrent un glissement de terrain sur la rive gauche du Bied (coordonnées 546.945/204.595, altitude 990 m, figs. 3A-B) en face de la tourbière des Marais Rouges et du village des Pontsde-Martel. Jusque dans leur partie sommitale, ces sédiments très fins contiennent des graviers, des cailloux voire de petits blocs (jusqu'à 15 cm) des formations calcaires de la région transportés par des glaces flottantes («dropstones»). Mais la forte altération par l'eau et le gel n'a toutefois pas permis d'observer distinctement des varves en place, apparemment non conservées dans cet affleurement superficiel des dépôts glacio-lacustres dont l'épaisseur totale n'est pas connue avec précision à la vallée des Ponts. Cet affleurement de Tardiglaciaire a livré de nombreux microfossiles (fig. 7) tels que des ostracodes (Cytherissa lacustris très abondants, Candona candida) et de petits bivalves (Pisidium amnicum, Pisidium pseudosphaerium FAVRE, 1927), ainsi qu'une



Figure 4: Microfossiles lacustres du Tardiglaciaire du Val-1-3: Cytherissa de-Travers. *lacustris*, v.d. \mathcal{Q} , F3/7,1 mètres, adulte normal (1), adulte (2) et juvénile avec nodosités (3). 4-7: Eucypris pigra, spécimens juvéniles (subadultes) avec reliquat d'ornementation réticulée sur la partie médiane des valves, v.g. (5 \bigcirc - 6 \bigcirc) et v.d. (4 Ω - 7 Ω en vue interne). F3/15,4-15,5 mètres. 8-9: Leucocythere mirabilis, v.d. \bigcirc (8) et v.g. \bigcirc (9), F2/6,7-6,8 mètres. 10-11 : Limnocytherina *sanctipatricii*, v.g. \mathcal{Q} (10) et \mathcal{J} (11), F2/6,7-6,8 mètres. 12-13: Fabaeformiscandona levanderi, v.d. 3, F2/6,7-6,8 mètres (12) et v.d. ♀, F3/7,3 mètres (13). 14: Candona candida, v.d. ♂, F3/5,6-5,8 mètres. 15-16: *Potamocypris zschokkei*, v.d. ♀, F3/6,2 mètres (15), F3/7,1 mètres (16). 17-18: Ilyocypris gibba, v.g. Å, F2/6,7-6,8 mètres (17) et v.d. ♀, F3/6,2 mètres (18). 19: *Ilyocypris bradyi*, v.d. Q, F3/6,2 mètres. 20-21 : **Cyclocypris** *ovum*, v.g. ♂ (20, F3/6,2 mètres) et v.d. ♀ (21, F3/5,8-5,9 mètres). 22-23: Cypridopsis vidua, v.g. ♀, F3/6,2 mètres (22), F3/5,8-5,9 mètres (23). 24 : Eucypris *virens*, v.d. *A*, F2/6,7-6,8 mètres. 25: Herpetocypris reptans, v.g. ♀, F3/5,8-5,9 mètres. **26-27**: Pisidium amnicum, v.d., F3/6.5-6,8 mètres (27 : vue interne). 28-29: Bathyomphalus contortus, F3/5,3-5,5 mètres. 30-32: Gyraulus crista, F2/5-5,2 mètres (32 : spécimen peu orné). 33-34 : Valvata cristata, F2/5 mètres. Abréviations : v.d. = valve(s) droite(s) et v.g. = valve(s) gauche(s) en vues latérales.

Figure 5 : Microfossiles lacustres du Tardiglaciaire du Val-de-Travers. 1-27 : Chara globularis rousseaui Mojon, n. var., F3/5,8-6,2 mètres, population variée de gyrogonites polymorphes, apex (1), base (2), vues latérales (3-27), gyrogonites tuberculées de la variété écologique rousseaui (1-12), holotype (4) et paratypes (5-6-7), gyrogonites lisses et polymorphes de l'espècetype globularis (13-24), spécimens tératologiques 28-32 : (25-26-27). Chara sp., tiges calcifiées indéterminées en sections transversales (28-29) et vues latérales (30-32) montrant des cellules corticales de même taille (disposition isostique) en arrangement hélicoïdal (30, 32), souvent avec incrustation calcaire superposée (31). **33-38**: Nitella spp., oospores en vues latérales, Nitella sp. 1 (33) et sp. 2 (34), F3/5,8-5,9 mètres ; Nitella sp. 3, F2/6,7-6,8 mètres (35-36), F3/7,1 mètres (37-38).



62



Figure 6 : Carte MNT de la vallée des Ponts avec les emplacements des noms géographiques et des sites mentionnés dans le texte (d'après les données cartographiques SITN – http://www.ne.ch/sitn/-© Swisstopo 2015). Cercles avec chiffres ou lettres majuscules en rouge : coupe et affleurements du Tardiglaciaire étudiés dans ce travail (1), emposieux du Voisinage (2-3-4 ; 2-3 = pertes fossiles ; 4 = perte actuellement en activité), déversoir du lac tardiglaciaire par la Combe Hory (5), emposieux et pertes secondaires entre 999 m et 1 005 m d'altitude (liste non exhaustive : A = Brot-Dessus ; B-C = Combe Varin ; D-E = Roche Berthoud ; F = Martel Dernier). Étoiles et chiffres en rouge : sondages des études palynologiques de MATTHEY (1970, 6-7) et SCHOELLAMMER (1996, 8). Points rouges et chiffres en noir : altitudes de référence en mètres (N. B. : la source vauclusienne de la Noiraigue est indiquée à l'altitude de 740 m).

malacofaune remaniée de la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) du Miocène moyen. La présence de ces fossiles miocènes dans ce Tardiglaciaire n'est pas étonnante, car des affleurements d'OSM (calcaires lacustres) ont été signalés à proximité de la perte du Voisinage (fig. 6, site 4) par FAVRE et al. (1937) et y sont encore bien visibles. Les microfossiles de ce Tardiglaciaire et en particulier Cytherissa lacustris indiquent un paléoenvironnement d'eau froide et profonde d'au moins 20 à 40 mètres, soit un grand lac avec un déversoir à l'extrémité sud de la vallée au niveau de la Combe Hory (fig. 6, site 5) profondément entaillée dans les terrains marno-calcaires friables du Crétacé inférieur par l'érosion glaciaire et l'écoulement des eaux de surface (cf. PASQUIER et al., 2013). Sans doute s'agissait-il d'un lac de retenue naturelle comme celui du Val-de-Travers, avec un barrage constitué par des moraines et/ou un glacier jurassien résiduel à la fin de l'ère glaciaire dont l'existence est attestée (moraines) dans cette partie du Haut-Jura (PASQUIER & BURKHARD, 2013). Les emposieux et le réseau karstique souterrain qui évacuent actuellement les eaux de la vallée par la résurgence vauclusienne de la Noiraigue (à 4 km au sud et 250 mètres plus bas, fig. 6) devaient également être obstrués par des moraines et/ou de la glace. L'analyse palynologique de 3 échantillons de ces marnes glacio-lacustres (fig. 8, éch. PM0-1-2) a mis en évidence de nombreux palynomorphes assez mal préservés avec une très nette dominance des pollens de pin associés à divers pollens de plantes steppiques ou alpines de climat froid et sec (armoise, pigamon, poacées, chénopodiacées, Ephedra, Helianthemum, genévrier), qui indiquent une végétation caractéristique de la fin du Dryas ancien et du Bölling -Alleröd comparable à celle des débris végétaux du Tardiglaciaire de Couvet. Des pollens très fragiles de cypéracées, de saules et de bouleaux montrent aussi l'installation de paléoenvironnements palustres et de forêts riveraines (ripisylves). Mais la présence et la répartition incohérente de pollens d'arbres

(AP) thermophiles comme l'orme, le sapin blanc et surtout le chêne associé au noisetier et au charme (chênaie mixte ou Ouercetum mixtum) sont toutefois clairement anormales dans des sédiments du Dryas ancien. Ces essences thermophiles apparaissent successivement dans le Jura entre la fin du Préboréal et le Subatlantique ancien (MAGNY & SCHOELLAMMER, 1999; RICHARD et al., 2000; RICHARD & GAUTHIER, 2005). Il s'agit donc visiblement ici d'une pollution de sédiments perturbés par des glissements de terrain un peu antérieurs ou contemporains à la formation de la tourbe, qui dans la vallée des Ponts débute entre l'Alleröd et le Préboréal (MATTHEY, 1970). Des microalgues vertes Botrvoccocus sont également abondantes et caractérisent un paléoenvironnement lacustre oligotrophe.

La partie sommitale de la coupe présente un aspect assez différent avec 70 cm de marnes jaunâtres très ferrugineuses, non varvées mais avec encore quelques rares petits «dropstones». Des traces de racines issues de ces marnes sous forme de moules internes de sédiment ferrugineux (figs. 3C-F) pénètrent verticalement sur plusieurs dizaines de centimètres dans les marnes gris-bleuté sous-jacentes du Dryas ancien. Ces marnes ferrugineuses sont aussi caractérisées par les radicelles moulées en limonite ou en goethite massive d'un paléosol placé juste au-dessus. Elles ont également livré en abondance des ostracodes (fig. 7) comme Leucocythere mirabilis en particulier, mais aussi Candona candida et de rares Herpetocypris reptans. Cet assemblage d'ostracodes et surtout H. reptans, qui est phytophage et inféodé à des herbiers (characées, Eleocharis palustris, MEISCH, 2000), indiquent un paléoenvironnement lacustre devenant plus tempéré et surtout moins profond avec l'installation d'une végétation palustre et un début d'eutrophisation, ainsi qu'une tranche d'eau qui peut être estimée entre ~ 10 mètres et l'émersion indiquée par le paléosol. Le brusque enrichissement en hydroxydes de fer de ce niveau traduit un net et rapide réchauffement, avec un climat plus humide permettant comme au Val-de-Travers une très forte altération météorique et bactérienne des marnes pyriteuses de l'Albien inférieur bordant le synclinal de la vallée des Ponts (cf. PASQUIER & BURKHARD, 2013). La réaction d'oxydo-réduction de la pyrite des marnes albiennes, qui se poursuit actuellement en libérant de grandes quantités de fer et de soufre solubles, permet aussi d'expliquer à proximité l'existence des deux sources d'eau ferrugineuse et soufrée des Ponts-de-Martel réputées depuis le xvIII^e s. pour leurs propriétés curatives. L'étude palynologique de ces marnes très altérées (éch. PM3, fig. 8) n'a mis en évidence qu'une grande abondance de moisissures (filaments et spores du champignon ascomycète Sordaria). Par rapport au Tardiglaciaire de Couvet, ces marnes lacustres ferrugineuses montrent de grandes similitudes avec l'intervalle de transition entre le Dryas ancien et la période du Bölling. Le paléosol indique la vidange du lac et l'installation d'une végétation importante au cours du réchauffement du Bölling. Le passage aux tourbes de l'Holocène n'est pas visible directement, ni connu avec précision. Des marnes sableuses grises à radicelles de nénuphars ont toutefois été observées (P.-O. M.) un peu plus loin dans le lit du Bied (coordonnées 546.865/204.525). Ces sédiments palustres forment une lentille discontinue qui n'affleure pas latéralement dans les glissements de terrain des berges du Bied. Ce type de dépôt reconnu dans le Tardiglaciaire de Couvet pourrait se rapporter à l'Alleröd. Sa configuration traduit également un début d'érosion des sédiments glacio-lacustres sous-jacents, avec la formation d'une topographie constituant un paysage parsemé d'étangs peu profonds dans les parties basses et de buttes boisées sur les reliefs. JACCARD (1896) mentionne dans la tourbière des Marais Rouges des troncs de chênes entre le sommet des limons lacustres et la base des tourbes. Un de ces troncs mesurait jusqu'à 18 mètres avec un fût droit de 12 mètres et un diamètre de base

de 60 cm, ce qui est compatible avec l'aspect du chêne rouvre (ou chêne sessile) Quercus petraea (MATTUSCHKA, 1777) LIEBLEIN, 1784 (= Ouercus sessiliflora SALISBURY, 1796; = Quercus sessilis Ehrhart, 1790; GARDINER, 1975). Il s'agirait ici d'arbres de futaie dense (BASTIEN, 1997, p. 8), à houppier étriqué, à fût long de 15 à 20 mètres et à gros diamètre (60 à 80 cm pour un âge entre 180 et 200 ans). Bien que le chêne sessile soit une essence particulièrement thermophile, celle-ci peut actuellement avec des conditions favorables pousser et se développer jusqu'à 1 600 mètres d'altitude dans le Jura et les Alpes (RAMEAU et al., 1989). Les analyses polliniques indiquent une installation de la chênaie mixte dans le Jura vers la fin du Préboréal et au Boréal -Atlantique ancien (MATTHEY, 1970; RUFFALDI, 1993; MAGNY & SCHOELLAMMER, 1999; Bégeot, 2000; Richard et al., 2000), mais l'extension du charme et du chêne en altitude n'est toutefois envisageable que sous l'influence des activités humaines à partir du début du Subatlantique ancien vers 2,5 ka cal BP (Schoellammer, 1997). Selon une hypothèse récente très vraisemblable (P. GASSMANN, comm. pers. 2015), ces chênes auraient été coupés sur place à la fin de la Guerre des Gaules par l'armée romaine pour construire des passages dans les marais, l'arrivée des Romains à cette époque dans le Jura septentrional étant attestée par la conquête de l'Ajoie en 50 av. J.-C. et la fondation de Bâle (Colonia Raurica) en 44 av. J.-C. (FLUTSCH, 2005, p. 34-37). L'âge de ces arbres adultes, estimé à ce moment (fin de la République romaine) à environ 200 ans, correspondrait ainsi très bien au Subatlantique ancien entre 2,2 - 2,3 ka cal BP. Par coïncidence, l'étymologie latine du nom et des armoiries des Ponts-de-Martel évoque elle aussi des passerelles sur les marais (ponto = ponton) et l'outil pour les assembler (*martulus* = petit marteau). Comme rien n'a été conservé de ces troncs présumés de chênes, il n'existe donc pas d'éléments plus probants pour les authentifier qu'une description sommaire. De nouvelles fouilles seraient peut-être utiles pour apporter des précisions.

DISCUSSION DES RÉSULTATS D'APRÈS LA PALÉOÉCOLOGIE ET LA RÉPARTITION DES OSTRACODES

Selon les données très complètes de MEISCH (2000) sur l'écologie des ostracodes de l'Actuel, les espèces tardiglaciaires et postglaciaires du Val-de-Travers et de la vallée des Ponts peuvent être réparties en six groupes, adaptés aux paléoenvironnements de lacs de montagne se succédant dans la région entre la fin de l'ère glaciaire et l'Holocène. Cette classification permet de comprendre et d'interpréter les données fournies par les ostracodes, qui mettent en évidence les transitions entre divers milieux lacustres et des apports d'origine allochtone transportés par les cours d'eau.

1 – Ostracodes d'eaux froides et profondes (de ~ 5 mètres jusqu'à plus de 200 mètres) des lacs oligotrophes à oligo-mésotrophes avec un fond vaseux. Leucocythere mirabilis caractérise un milieu non eutrophisé très pauvre en matière organique. Cytherissa lacustris tolère une faible eutrophisation et se développe préférentiellement entre 10 et 40 mètres de profondeur. Dans le matériel abondant de la vallée des Ponts se rapportant à Cytherissa lacustris, quelques spécimens étroits et allongés (fig. 7.6) présentent un net dimorphisme avec les formes \mathcal{Q} beaucoup plus larges et nombreuses (une reproduction parthénogénétique et un fort dimorphisme sexuel caractérisent les Cytherideidae en général) et peuvent être attribués à des ∂, jusqu'ici uniquement connus de populations endémiques du lac Baïkal en Sibérie et du lac Hövsgöl (Khovsgol) dans la nord de la Mongolie (MAZEPOVA, 1990; cf. MEISCH, 2000).

2 – Ostracodes principalement reliés aux sources alimentant ruisseaux et fossés peu profonds. Ces eaux de source peu calcaires impliquent pour les espèces de ce groupe une faible calcification des valves, qui sont particulièrement minces et fragiles. *Eucypris pigra* est une espèce bien adaptée au froid répandue jusqu'à 2 000 mètres d'altitude, qui peut aussi se trouver plus rarement dans la zone littorale peu profonde des lacs. Cryptocandona reducta et Cryptocandona vavrai sont également des espèces lacustres, C. reducta dans les eaux froides et profondes des lacs oligotrophes, alors que C. vavrai est plus répandu avec une adaptation aux eaux plus tempérées et plus calcaires. C. reducta présente de plus une adaptation particulière aux eaux sulfureuses polluées par du H₂S dissous (cf. MEISCH, 2000, p. 197), vraisemblablement comme au Val-de-Travers pour des sources d'eau soufrée issues de l'altération des marnes argileuses riches en pyrite de l'Albien inférieur. E. pigra, C. reducta et C. vavrai peuvent constituer une association épigée caractéristique (cf. NAMIOTKO et al., 2005). Dans les sédiments lacustres tardiglaciaires et postglaciaires du Val-de-Travers, la présence de ces ostracodes résulte sans doute en grande partie d'un transport dans le lac par des sources et des ruisseaux. À cet égard, les sources peu carbonatées des importants reliefs morainiques de la région devaient être particulièrement favorables au développement de ces trois espèces. Il faut souligner aussi que les spécimens de E. pigra récoltés au Val-de-Travers sont des individus immatures, de plus petite taille que les adultes et avec un reliquat d'ornementation réticulée (figs. 4.4-6), qui n'ont pas pu achever leur croissance ni survivre dans des eaux trop profondes ou trop tempérées pour cette espèce.

3 – Ostracodes cosmopolites et ubiquistes, très communs et adaptés à un large éventail d'habitats aquatiques, résistants à la dessiccation et/ou au froid. *Candona candida* se trouve absolument partout, depuis les habitats épigés alimentés par des sources jusqu'aux zones littorales tempérées et les eaux profondes froides des lacs oligotrophes à eutrophes. *Eucypris virens* et *Heterocypris incongruens* caractérisent les petits plans d'eau très peu profonds souvent fortement eutrophisés par des débris végétaux ou d'autres matières organiques en décomposition, ces deux espèces



Figure 7 : Microfossiles lacustres du Tardiglaciaire de la vallée des Ponts. 1-9: Cytherissa lacustris (PM1-2), v.d. \Im [1, 4 (vue interne), 7, 9] et v.g. \bigcirc [2, 3 (vue interne), 8], carapace \mathcal{Q} en vue dorsale avec valves adhérentes (5), v.d. \eth (6), spécimens juvéniles \mathcal{Q} (larves, 7-9), spécimens avec nodosités et à divers stades de croissance. **10-15**: Leucocythere *mirabilis* (PM3), v.d. \mathcal{Q} (10), v.g. \mathcal{Q} [11, 13 (vue interne), 14], v.g. \mathcal{J} (12, 15). 16-20: Candona candida, v.d. [16, 18 (vue interne)] et v.g. (17) de spécimens juvéniles (larves, PM2), v.g. \circlearrowleft (19 : adulte, PM1), v.g. \updownarrow (20 : subadulte, PM0). 21: Herpetocypris *reptans* (PM3), v.d. \mathcal{Q} (vue interne). 22: Pisidium amnicum (PM0), fragment de coquille (v.d.) avec conservation du périostracum (couche superficielle cornée de conchyoline). 23-25: Pisidium pseudosphaerium (PM1), v.g. (23) et v.d. (24) du même spécimen, v.d. (25) d'un petit spécimen. **Abréviations** : v.d. = valve(s) droite(s) et v.g. = valve(s) gauche(s) en vues latérales. Microphotographies 22-25 par P.-O. Mojon.

étant respectivement répandues jusqu'à 2 000 et 2 400 mètres d'altitude. *E. virens* se développe dans les environnements riches en végétation aquatique et est parfois associé à *E. pigra* dans les cours d'eau (sources, ruisseaux, rivières). *H. incongruens* colonise par contre en priorité des substrats argileux dépourvus de végétation, c'est un prédateur très actif des autres invertébrés aquatiques et notamment des larves d'insectes, ses oeufs sont particulièrement résistants au froid. *E. virens* et *H. incongruens* sont très rares et très localisés dans le Tardiglaciaire des forages de Couvet, ces deux taxons apparaissent seulement



Figure 8 : Palynologie des sédiments tardiglaciaires perturbés de la rive gauche du Bied, au sud des Marais Rouges (Ponts-de-Martel).

au niveau du réchauffement du Bölling et, comme ce ne sont pas du tout des espèces de lac froid oligotrophe à oligo-mésotrophe, celles-ci y ont donc vraisemblablement été transportées par des cours d'eau à partir de fossés inondés ou de mares disséminées sur les reliefs environnants.

4 – Ostracodes d'eaux froides à tempérées des ruisseaux, étangs et lacs oligotrophes à oligo-mésotrophes avec un fond boueux. Potamocvpris zschokkei colonise les eaux courantes froides des sources, ruisseaux et étangs. Fabaeformiscandona levanderi se développe préférentiellement dans les eaux froides à faible courant des zones littorales et profondes des lacs. Limnocytherina sanctipatricii est adaptée aux eaux profondes froides (jusqu'à 250 mètres de profondeur) et aux eaux littorales tempérées des lacs oligotrophes, cette espèce ne supporte pas l'eutrophisation. Ilyocypris gibba est une espèce nageuse et Ilvocypris bradyi une espèce benthique, qui peuvent cohabiter dans les ruisseaux et petits plans d'eau peu profonds alimentés par des sources d'eau froide, ainsi que dans les eaux littorales tempérées des lacs.

5 – Ostracodes d'eaux froides à tempérées des cours d'eau et lacs oligo-mésotrophes à mésotrophes peu profonds avec une végétation subaquatique. Cvpridopsis vidua est une espèce nageuse phytophage des eaux peu profondes et riches en végétation de la zone littorale des lacs (herbiers à characées vers ~ 6 mètres de profondeur), qui supporte une forte eutrophisation et peut se développer jusqu'à 2 400 mètres d'altitude. Cyclocypris ovum colonise la zone littorale des lacs jusqu'à 2 500 mètres d'altitude, dans des habitats très variés et avec une très large adaptation aux facteurs environnementaux. Herpetocypris reptans est une espèce benthique phytophage des petits plans d'eau peu profonds et de la zone littorale des lacs jusqu'à 15 mètres de profondeur.

6 – Ostracodes d'eaux froides à tempérées des cours d'eau et lacs oligo-mésotrophes à eutrophes peu profonds avec une végétation palustre. *Pseudocandona rostrata* est une espèce des sources peu calcaires et des lacs (jusqu'à 17 mètres de profondeur) aux eaux froides à tempérées brassées par des courants. Selon MEISCH (2000), la distinction est problématique à l'état fossile avec d'autres espèces des sources et ruisseaux [P. marchica (HARTWIG, 1899), P. sarsi (HARTWIG, 1899)] ou de la zone littorale peu profonde des lacs [P. hartwigi (G. W. Müller, 1900)]. Candonopsis kingsleii colonise jusqu'à 12 mètres de profondeur les lacs aux eaux tempérées et brassées par de faibles courants. Potamocypris villosa se développe surtout dans les sources, ruisseaux et étangs alimentés par des eaux de source; plus rare dans la zone littorale et peu profonde des lacs, cette espèce atteint jusqu'à 2 200 mètres d'altitude et supporte une forte eutrophisation. Limnocythere inopinata est répandu dans la zone littorale des lacs jusqu'à 6 mètres de profondeur, avec un fond boueux ou sableux et des eaux froides à tempérées riches en débris organiques. Metacypris cordata caractérise la zone littorale des lacs jusqu'à 10 mètres de profondeur, dans des eaux tempérées et eutrophisées avec une végétation aquatique et palustre de macrophytes, cette espèce colonise les racines des nénuphars, des roseaux et des touradons de cypéracées.

Ces résultats sur les ostracodes sont complémentaires à ceux d'études récentes sur le lac Saint-Point situé un peu plus à l'ouest et également fonctionnel dès le début du Dryas ancien (LEROUX et al., 2008; MAGNY et al., 2013), avec un ordre d'apparition comparable des principaux taxons du Tardiglaciaire tels que Leucocythere mirabilis, Candona candida, *Limnocytherina* sanctipatricii, Cvtherissa lacustris et Cypridopsis vidua (LEROUX, 2010). Au Val-de-Travers, l'inventaire des ostracodes est toutefois plus varié avec une composition un peu différente et l'évolution du milieu lacustre n'est pas non plus identique avec un assèchement au début de l'Atlantique récent vers 6,6 ka cal BP. L'absence étonnante de Cypria opthalmica (JURINE, 1820), un ostracode pourtant très largement répandu qui est bien représenté dans les sédiments du lac Saint-Point, pourrait s'expliquer par le fait que les dépôts lacustres du Val-de-Travers ne contiennent pas d'accumulations compactes de débris végétaux (feuilles de hêtre notamment), qui constituent l'habitat de prédilection de cette espèce (cf. MEISCH, 2000).

TAXONOMIE DES CHARACÉES TUBERCULÉES DU TARDIGLACIAIRE DE COUVET

Embranchement	CHAROPHYTA	Migula, 1890
Classe	CHAROPHYCEAE	G. M. Smith, 1938
Ordre	CHARALES	Lindley, 1836
Famille	CHARACEAE	Richard ex C. Agardh, 1824
Sous-famille	CHAROIDEAE	(Von Leonhardi, 1863) Robinson, 1906
Genre	CHARA	Vaillant, 1719

Chara globularis Thuillier, 1799 var. *rousseaui* Mojon, n. var.

Figure 5 (1-27).

Diagnose : gyrogonites à 5 cellules spiralées sénestres du genre *Chara*, caractérisées par une forme psilocharoïde (sommet bombé et saillant au centre), pas de nodules apicaux ni de dépression périapicale ou de rétrécissement périapical, extrémités apicales des cellules dilatées et délimitant une calotte apicale, présence d'un entonnoir basal avec une plaque basale simple et cylindroïde. Populations de gyrogonites à dominance globuleuse-arrondie caractérisant l'espèce *Chara globularis* THUILLIER, 1799.

Types: holotype (fig. 5.4), paratypes (figs. 5.5-7) et morphotypes tuberculés (figs. 5.1-3 et 5.8-12). MHNG 60696-60697 (voir remarque à la fin).

Localité et horizon-type: Couvet (Val-de-Travers, Neuchâtel), marnes argilo-crayeuses grises à gris-verdâtre de l'Alleröd.

Origine du nom : dédiée à Jean-Jacques Rousseau, en mémoire de son séjour au Valde-Travers de 1762 à 1765.

Description: gyrogonites de taille moyenne, ellipsoïdes-globuleuses à cylindroïdes-allongées, ornées de petits tubercules (morphotypes rousseaui, figs. 5.1-10, environ 5 % du total des gyrogonites récoltées) ou lisses et très polymorphes (morphotypes dominants proches de ceux de Chara globularis, figs. 5.13-24) avec des formes de passage présentant quelques tubercules (figs. 5.11-12). Entre 6 et 12 tours de spire, en général 10 tours de spire concaves à faiblement convexes. Nombreuses gyrogonites à croissance tératologique (figs. 5.25-27).

Dimensions: variables. Longueur = 600 à 880 μ m, largeur = 350 à 600 μ m. Pour les morphotypes tuberculés, L = 650 à 750 μ m, l = 450 à 550 μ m.

Matériel étudié: plusieurs centaines de gyrogonites des forages F2 et F3 de La Léchère (Couvet).

Discussion: les exceptionnelles gyrogonites tuberculées de Chara globularis rousseaui peuvent être considérées comme un exemple remarquable et presque unique d'ornementation pour les characées du Quaternaire. Quelques rares cas de gyrogonites tuberculées rapportées à Chara vulgaris ont été récemment signalés dans des sédiments récents (RODRIGO et al., 2010). Toutefois, les gyrogonites tuberculées de characées étaient largement répandues de la fin de l'Eocène à l'Oligocène – Miocène (Harrisichara tuberculata, Chara gr. microcera-notata, WEIDMANN et al., 2014). Les données de base concernant Chara globularis rousseaui (CORILLION, 1957, 1975; Soulié-Märsche, 1989; Mojon, 2002b, p. 182-186, Pl. 1) présentent d'excellentes correspondances avec les caractères des gyrogonites polymorphes collectées dans le Tardiglaciaire de Couvet et permettent ainsi une identification précise. Le nouveau taxon Chara globularis rousseaui établi sur la base d'une petite proportion de gyrogonites tuberculées est donc considéré comme une variété (au sens de variété écologique) de Chara globularis, adaptée à des conditions climatiques spéciales durant la période de réchauffement d'Alleröd à la fin du Pléistocène. La résurgence dans le Quaternaire supérieur de gyrogonites à caractère tuberculé hérité du Tertiaire peut être attribuée à une homoplasie, un mode évolutif qui semble récurrent et assez fréquent chez les charophytes d'après d'autres exemples de réversions mis en évidence dans le Jurassique – Crétacé (MOJON, 2002a, 2002b).

Attribution stratigraphique et répartition géographique: Pléistocène supérieur (Alleröd) du Jura occidental, Suisse.

ÉLÉMENTS REMANIÉS DU TARDIGLACIAIRE DE LA VALLÉE DES PONTS

Les dépôts tardiglaciaires étudiés à la vallée des Ponts ont aussi livré des microfossiles et d'autres éléments remaniés du Crétacé inférieur (quartz authigènes du Purbeckien) et de l'OSM («Obere Süsswasser-Molasse» ou «Oeningien», Langhien - Serravallien, Miocène moyen, KÄLIN et al., 2001). La plupart des microfossiles remaniés de l'OSM (fig. 9) correspondent à des gastéropodes déjà signalés dans l'ouvrage de FAVRE et al. (1937, p. 4), qui précise que dans la vallée voisine du Locle ces formes caractérisent également le «Complexe supérieur de l'Oeningien». Ces gastéropodes considérés à l'époque comme «sarmatiens» (Pseudamnicola pseudoglobulus normalis, Gyraulus trochiformis kleini) sont associés dans le synclinal du Locle à Hydrobia sulculata, Valvata jaccardi, Galba jaccardi, Bithynia glabra et Bithynia curta (MAILLARD, 1892; LOCARD, 1893; FAVRE et al., 1937, p. 3). La malacofaune remaniée de la vallée des Ponts est complémentaire à celle de l'OSM du Locle et comprend principalement des gastéropodes [Hydrobiidae: Pseudamnicola pseudoglobulus (D'ORBI-GNY, 1852), Hydrobia stagnalis (BASTÉROT, 1765); Bithyniidae: Bithynia glabra (ZIETEN, 1830), Bithynia curta Locard; Planorbidae:

Gvraulus gr. kleini (GOTTSCHICK & WENZ, 1916); Valvatidae: Valvata (Cincinna) jaccardi Locard; Neritidae: Theodoxus sp.], ainsi que de rares ostracodes (Heterocypris sp.). Par rapport à cette liste, quelques précisions d'ordre taxonomique, taphonomique et paléoécologique sont nécessaires. Galba jaccardi (MAILLARD) a été trouvé seulement sous forme de gros fragments de coquilles, alors que Theodoxus sp. et Heterocypris sp. sont nouveaux. Pseudamnicola pseudoglobulus (figs. 9.1a-c) présente une forte variabilité morphologique intraspécifique (FAVRE et al., 1937) et la variété (var.) ou sous-espèce (ssp.) normalis n'a donc pas été retenue par la suite. En outre, il faut aussi relever l'étroite ressemblance de cette espèce miocène avec Pseudamnicola beckmanni Glöer & Zettler (2007), un taxon de l'Actuel récemment découvert dans un ruisseau de source des îles Baléares. Hydrobia stagnalis (figs. 9.5a-b) a été reconnu dans le Miocène moyen (Sarmatien) de Roumanie (IONESI & ȚABĂRĂ, 2004) et est considéré ici comme un synonyme prioritaire plus ancien d'espèces d'eau douce ou légèrement saumâtre à morphologie semblable: Hydrobia sulculata (SANDBERGER, 1875) de l'Oeningien du Locle, ainsi que Heleobia stagnorum (GMELIN, 1791) et Hvdrobia ventrosa (MONTAGU, 1803) du Quaternaire - Actuel. Bithynia glabra (figs. 9.6a-b) présente une coquille allongée, alors que Bithvnia curta (figs. 9.7a-b) est une petite espèce trapue très caractéristique renommée d'après la combinaison Bithvnia gracilis (SANDBERGER, 1875) var. curta Locard. Gyraulus gr. kleini comprend un grand nombre d'espèces dérivées (groupe d'espèces) dans le Miocène moyen de l'Allemagne du Sud, qui constituent un exemple très représentatif d'évolution rapide et diversifiée (Nützel & Bandel, 1993). Le matériel de la vallée des Ponts se rapportant à Gyraulus trochiformis (STAHL, 1824) var. kleini contient en quantité équivalente deux formes proches d'espèces actuelles: Gyraulus acronicus (A. Férussac, 1807) plate et mince avec une légère costulation (cf. figs. 9.2a-c) et Gyraulus laevis (ALDER, 1838)

à coquille épaissie saillante et presque lisse (cf. figs. 9.3a-c). Valvata (Cincinna) jaccardi est représenté sous forme d'un seul spécimen assez abîmé (figs. 9.4a-d), qui correspond à la description établie par LOCARD (1893) d'après 3 spécimens de l'Oeningien du Locle qui ont été perdus (FAVRE et al., 1937) et présente une morphologie très proche de Valvata (Cincinna) gr. piscinalis (O. F. Müller, 1774) ainsi que de nombreuses variétés ou sous-espèces du Ouaternaire – Actuel comme en particulier Valvata (Cincinna) piscinalis var. alpestris (Küster, 1853) des lacs du Jura (Pétrequin et al., 1986). Theodoxus a été récolté sous forme d'un unique spécimen très endommagé (figs. 9.8a-b) et n'est donc pas attribuable à une espèce précise, mais évoque toutefois des taxons du Quaternaire - Actuel comme l'espèce-type d'eau douce à faiblement saumâtre Theodoxus fluviatilis (LINNAEUS, 1758) à large répartition et la forme cavernicole dépigmentée de taille réduite du karst de Croatie nommée Theodoxus subterrelictus (SCHUTT, 1963). Plus précisément, la présence d'un gastéropode essentiellement fluviatile comme Theodoxus semble ici effectivement liée au développement des premiers reliefs importants à réseau karstique du Jura en voie de formation. De rares ostracodes d'eau douce comme Heterocypris sp. sont également présents dans l'OSM de la vallée des Ponts, où un spécimen proche de Heterocypris sp. 1 (JANZ, 1992) a été récolté dans le cadre de cette étude (figs. 9.9a-b). À ce sujet, il faut relever que le genre Heterocypris se trouve bien représenté dans le Miocène lacustre de l'Europe occidentale (PIPík & BODERGAT, 2004) et par l'espèce actuelle largement répandue Heterocypris incongruens (RAMDOHR, 1808).

CONCLUSION

Au Val-de-Travers et à la vallée des Ponts, les résultats de cette étude mettent en évidence à la fin de l'ère glaciaire de grands lacs de montagne froids et profonds dans les reliefs creusés et barrés par les moraines du glacier du Rhône et des glaciers jurassiens



Figure 9 : Microfossiles lacustres du Miocène moyen remaniés dans le Tardiglaciaire de la vallée des Ponts. 1a-b-c : *Pseudamnicola pseudoglobulus* (même spécimen, PM0). 2a-b-c et 3a-b-c : *Gyraulus* gr. *kleini* [2 (même spécimen, PM0), 3 (même spécimen, PM0)]. 4a-b-c-d : Valvata (Cincinna) jaccardi (même spécimen, PM0). 5a-b : *Hydrobia stagnalis* (même spécimen, PM0). 6a-b : *Bithynia glabra* (même spécimen, PM0). 7a-b : *Bithynia curta* (même spécimen, PM0). 8a-b : *Theodoxus* sp. (même spécimen, PM0). 9a-b : *Heterocypris* sp., ♀ (même spécimen, PM0), 9a : valve droite ; 9b : carapace en vue dorsale. Microphotographies par P.-O. Mojon.

locaux. La découverte de microfossiles glacio-lacustres remarquables permet aussi de caractériser dans le Jura suisse nord-occidental le Dryas ancien ainsi que les périodes de réchauffement climatique du Bölling et d'Alleröd, en complétant notamment les données micropaléontologiques sur les ostracodes et les characées du Quaternaire de l'Eurasie. Au cours des périodes de réchauffement du Bölling et d'Alleröd, ces lacs deviennent nettement plus tempérés et évoluent vers des paléoenvironnements palustres avec une tranche d'eau qui se réduit considérablement. Le processus de réchauffement climatique de la fin du Tardiglaciaire est rapide et de grande ampleur avec la formation de craie lacustre à l'Alleröd. L'identification de ces périodes de réchauffement et leur datation ont été possibles grâce aux débris de plantes, qui indiquent des associations végétales caractéristiques de la fin de l'ère glaciaire et déjà reconnues au pied du Jura dans le Tardiglaciaire de la rive nord-est du lac de Neuchâtel (Rouges Terres à Hauterive, THEW et al., 2009). L'association de microfossiles récoltée dans ce Tardiglaciaire du Jura suisse est particulièrement riche et exceptionnelle, notamment en ce qui concerne les ostracodes et les characées. Un échantillonnage des craies lacustres postglaciaires du Val-de-Travers a également livré des microfossiles de lac peu profond et l'assemblage d'ostracodes découverts à cette occasion indique un milieu de dépôt nettement plus tempéré et eutrophisé que dans le Tardiglaciaire glacio-lacustre. Les gyrogonites tuberculées de Chara globularis rousseaui Mojon, n. var. représentent également une nouveauté remarquable, qui est localisée uniquement dans l'Alleröd du Val-de-Travers et résulterait d'une évolution par homoplasie. Les dépôts attribuables au Dryas récent sont très réduits et difficiles à caractériser dans les forages de Couvet, où la série tardiglaciaire est interrompue par l'érosion récente de l'Areuse. Dans tout le Val-de-Travers, le Préboréal n'a pu être clairement reconnu par datation ¹⁴C qu'à la base de l'affleurement de Sur le Vau,

habituellement nové par l'Areuse et accessible seulement en période d'étiage. Tracer une limite nette entre la fin du Tardiglaciaire et le début de l'Holocène n'a donc pas été possible dans le cadre de ce travail. Le Dryas récent et le Préboréal sont assez mal définis au Val-de-Travers et à la vallée des Ponts (MATTHEY, 1970; SCHOELLAMMER, 1996), où les études palynologiques sont rendues difficiles à cause de sédiments perturbés (fig. 8). Pour le Postglaciaire, la limite entre l'Atlantique ancien et récent serait également à préciser dans le cadre de la datation de l'assèchement du lac du Val-de-Travers. Malgré les progrès accomplis, ce travail reste néanmoins essentiellement une étude exploratoire et préliminaire, destinée à encourager de futures recherches pour préciser régionalement l'intervalle Dryas récent - Préboréal et la limite Atlantique ancien/récent, ainsi que la micropaléontologie des lacs jurassiens. Les nombreux résultats présentés ici démontrent que ces sujets sont encore incomplètement connus, notamment en ce qui concerne la diversité et la répartition des ostracodes.

REMARQUE

Le matériel de référence de cette étude est conservé au Muséum d'Histoire naturelle de Genève (collection P.-O. Mojon, échantillons MHNG 60661 à 60684 et 60696 à 60722).

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier André Piuz (Muséum d'Histoire naturelle, Genève) pour la réalisation des photographies au MEB, ainsi que Marc Weidmann (Jongny) et Patrick Gassmann (Musée du Laténium, Neuchâtel) pour les documents et discussions très utiles dans le cadre de ce travail. Edward Mitchell (Université de Neuchâtel) et deux rapporteurs anonymes ont très obligeamment révisé notre manuscrit, nous leur en sommes également très reconnaissants.

BIBLIOGRAPHIE

- AMMANN, B., Van LEEUWEN, J. F. N., Van Der KNAAP, W. O., LISCHKE, H., HEIRI, O. & TINNER, W. 2013. Vegetation responses to rapid warming and to minor climatic fluctuations during the Late-Glacial Interstadial (GI-1) at Gerzensee (Switzerland). *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 391: 40-59.
- BASTIEN, Y. 1997. Sylviculture des chênes sessile et pédonculé. École nationale du génie rural, des eaux et des forêts (ENGREF). Nancy.
- BECKER, B., BEZAT-GRILLET, E., BEZAT, P.-A., BURRI, F., BURRI, M., HURNI, J.-P., KROMER, B., MONNARD, E., ORCEL, C., REMMELE, S., SCHOENEICH, Ph., SPURK, M. & TERCIER, J. 1999. Les troncs d'arbres fossiles des gravières du Duzillet (Ollon, VD, Suisse) et l'évolution du Chablais au tardi- et postglaciaire. Mém. Soc. Vaud. Sci. Nat. 19 (3): 269-347.
- BÉGEOT, C. 2000 (inédit). Histoire de la végétation et du climat au cours du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène sur le massif jurassien central à partir de l'analyse des pollens et des macrorestes végétaux. *Thèse Université de Franche-Comté, Besançon.*
- BRIDGLAND, D. R., HARDING, P., ALLEN, P., CANDY, I., CHERRY, C., HORNE, D. J., KEENE, D. H., PENKMAN, K. E. H., PREECE, R. C., RHODES, E. J., SCAIFE, R., SCHREVE, D. C., SCHWENNINGER, J. L., SLIPPER, I., WARD, G. R., WHITE, M. J., WHITE, T. S. & WHITTAKER, J. E. 2013. An enhanced record of MIS 9 environments, geochronology and geoarchaeology : data from construction of the High Speed 1 (London – Channel Tunnel) rail-link and other recent investigations at Purfleet, Essex, UK. *Proc. Geol. Ass.* 124 (3) : 417-476.
- BURKHARD, M., ATTEIA, O., SOMMARUGA, A., GOGNIAT, S. & EVARD, D. 1998. Tectonique et hydrogéologie dans le Jura Neuchâtelois. *Eclogae geol. Helv.* 91 (1): 177-183.
- CORILLION, R. 1957. Les Charophycées de France et d'Europe occidentale. *Bull. Soc. sci. Bretagne* 32 (h.s. 1-2): 1-499.
- CORILLION, R. 1975. Flore de Charophytes (Characées) du Massif armoricain et des contrées voisines d'Europe occidentale, *in* DES ABBAYES, H. (éd.), Flore et végétation du Massif armoricain 4 : 1-215. *Impr. Jouve. Paris.*
- CUPILLARD, C., MAGNY, M., BOCHERENS, H., BRIDAULT, A., BÉGEOT, C., BICHET, V., BOSSUET, G., DRUCKER, D. G., GAUTHIER, E., JOUANNIC, G., MILLET, L., RICHARD, H., RIUS, D., RUFFALDI, P. & WALTER-SIMONNET, A.-V. 2014. Changes in ecosystems, climate and societies in the Jura Mountains between 40 and 8 ka cal BP. *Quaternary International* (2015) 378 : 40-72, http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.032.
- FAVRE, J., BOURQUIN, P. & STEHLIN, H.G. 1937. Études sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtelois. Mém. Soc. Paléont. Suisse 60 : 1-47, 4 pls.
- FLUTSCH, L. 2005. L'époque romaine ou la Méditerranée au nord des Alpes. Éd. Presses polytechniques et universitaires romandes. Lausanne.
- GARDINER, A. S. 1975. The sessile oak : Anomalies of the binomial *Quercus petraea. Trans. Bot. Soc. Edinburgh*, http://www.tandfonline.com/loi/tped18?open=42 (3) : 261-263.
- GIRARDCLOS, S., RACHOUD, A.-M., KREMER, K. & PASQUIER, F. (en prép.). The Late Glacial of Val-de-Travers (Western Swiss Jura) : sedimentology and palynology. *Quaternary Sci. Rev.*
- GLÖER, P. & ZETTLER, M.L. 2007. Pseudamnicola beckmanni n. sp. und Pseudamnicola granjaensis n. sp., zwei neue Arten von den Balearen (Gastropoda : Hydrobiidae), p. 171-174, in BECKMANN, K. H. (éd.), Die Land- und Süsswassermollusken der Balearischen Inseln. ConchBooks. Hackenheim.

- IONESI, B. & ȚABĂRĂ, D. 2004. Faune de Mollusques de la Formation de Șcheia (plate-forme moldave). Acta Palaeont. Romaniae 4 : 163-174.
- JACCARD, A. 1896. Sur les chênes enfouis des marais tourbeux des Ponts-de-Martel. *Le Rameau de Sapin*, 30° année : 13-14.
- JANZ, H. 1992. Die miozänen Süsswasserostrakoden des Steinheimer Beckens (Schwäbische Alb, Süddeutschland). Stuttgarter Beitr. Naturk., B, 183: 1-117.
- KÄLIN, D., WEIDMANN, M., ENGESSER, B. & BERGER, J.P. 2001. Paléontologie et âge de la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) du Jura neuchâtelois. *Mém. Soc. Paléont. Suisse* 121 : 63-99.
- KOTLIA, B. S., HINZ-SCHALLREUTER, I., SCHALLREUTER, R. & SCHWARZ, J. 1998. Evolution of Lamayuru palaeolake in the Trans Himalaya: Palaeoecological implications. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 48: 177-191.
- LAMBERT, P. 1999 (inédit). La sédimentation dans le Lac de Neuchâtel (Suisse) : processus actuels et reconstitution paléoenvironnementale de 1500 BP à nos jours. *Thèse Université de Neuchâtel*.
- LEROUX, A. 2010 (inédit). Caractérisation et évolution des flux détritiques et authigènes en contexte lacustre carbonaté au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Lac Saint-Point, Haute-Chaîne du Jura) : implications paléoclimatiques et paléoenvironnementales. *Thèse Université de Franche-Comté, Besançon*. HAL – https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00630131.
- LEROUX, A., BICHET, V., WALTER-SIMONNET, A. V., MAGNY, M., ADATTE, T., GAUTHIER, E., RICHARD, H. & BALTZER, A. 2008. Late Glacial-Holocene sequence of Lake Saint-Point (Jura Mountains, France): detrital inputs as records of climate change and anthropic impact. C. R. Geoscience 340 (12): 883-892.
- LOCARD, A. 1892. Monographie des Mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse, 2^e partie. Mém. Soc. Paléont. Suisse (1893) 19: 128-275, pls. 8-12.
- MAGNY, M. & SCHOELLAMMER, P. 1999. Lake-Level fluctuations at Le Locle, Swiss Jura, from the Younger Dryas to the Mid-Holocene : A high-resolution record of climate oscillations during the final deglaciation. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 (2) : 183-197.
- MAGNY, M., LEROUX, A., BICHET, V., GAUTHIER, E., RICHARD, H. & WALTER-SIMONNET, A.-V. 2013. Climate, vegetation and land use as drivers of Holocene sedimentation : a case study from Lake Saint-Point (Jura Mountains, eastern France). *The Holocene* 23 (1): 137-147.
- MAILLARD, G. 1891. Monographie des Mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse, 1^{ère} partie. Mém. Soc. Paléont. Suisse (1892) 18 : 1-127, pls. 1-7.
- MATTHEY, F. 1970. Contribution à l'étude de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation dans le Jura central. *Matér. levé géobot. Suisse* 53 : 1-86.
- MAZEPOVA, G. F. 1990. Rakushkovye rachki (Ostracoda) Baykala [Ostracods (Ostracoda) of lake Baikal]. Akademyia Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelenie. Novosibirsk.
- MEISCH, C. 2000. Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe. *Spektrum Akademischer Verlag. Heidelberg.*
- MOJON, P.-O. 2002a. La lignée phylogénétique des *Hemiglobator* nov. gen. *Globator* (Clavatoracées, Charophytes) du Jurassique terminal – Crétacé inférieur de l'Europe et de l'Afrique nord-occidentale. *Archives des Sciences* 55 (1): 33-45.
- MOJON, P.-O. 2002b. Les formations mésozoïques à Charophytes (Jurassique moyen Crétacé inférieur) de la marge téthysienne nord-occidentale (Sud-Est de la France, Suisse occidentale, Nord-Est de l'Espagne). Sédimentologie, micropaléontologie, biostratigraphie. Géologie Alpine, Mém. H.S. 41 : 1-386.

- MOUTHON, J. 1982. Les mollusques dulcicoles. Données biologiques et écologiques. Clés de détermination des principaux genres de bivalves et de gastéropodes de France. *Bull. Fr. Piscic.*, Numéro spécial : 1-27.
- NAMIOTKO, T., MARMONIER, P., DANIELOPOL, D. L., HORNE, D. J. & ARTHEAU, M. 2005. New records of rare males of *Cryptocandona vavrai* Kaufmann, 1900 (Crustacea, Ostracoda), with further additions to the description of the species. *Ann. Limnol.- Int. J. Lim.* 41 (3): 203-219.
- NIINEMETS, E. & HANG, T. 2009. Ostracod assemblages indicating a low water level episode of Lake Peipsi at the beginning of the Holocene. *Estonian J. Earth Sci.* 58 (2): 133-147.
- NÜTZEL, A. & BANDEL, K. 1993. Studies on the sidebranch planorbids (Mollusca, Gastropoda) of the Miocene crater lake of Steinheim am Albuch (southern Germany). *Scripta Geologica*, Spec. Issue 2 : 313-357.
- PASQUIER, L. Du 1894. Le glaciaire du Val-de-Travers. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 22 : 3-32, 310-311, 313-314.
- PASQUIER, F. & BURKHARD, M. 2013. Feuille 1163 Travers, Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 162. Swisstopo, Wabern/Bern.
- PASQUIER, F., BURKHARD, M., MOJON, P.-O. & GOGNIAT, S. 2013. Feuille 1163 Travers, Atlas géol. Suisse 1:25 000, notice expl. 162 : 1-148. *Swisstopo, Wabern/Bern*.
- PÉTREQUIN, P. (éd.), BAUDAIS, D., BEAUFILS, Th., BORDREUIL, M., CHAIX, L. et coll. 1986. Les sites littoraux néolithiques de Clairvaux-les-Lacs (Jura). Tome I : Problématique générale. L'exemple de la station III. Éd. Maison des Sciences de l'Homme. Paris.
- PIPÍK, R. & BODERGAT, A.M. 2004. Cyprididae (Ostracoda) du Miocène supérieur du Bassin de Turiec (Slovaquie) : Taxonomie et Paléoécologie. *Rev. Micropaléont.* 47 (4) : 225-242.
- RAMEAU, J. C., MANSION, D., DUMÉ, G. et coll. 1989. Flore forestière française. Guide écologique illustré. 1. Plaines et collines. *Institut pour le développement forestier (IDF). Paris.*
- RICHARD, H., BÉGEOT, C., GAUTHIER, E. & RUFFALDI, P. 2000. Évolution du couvert végétal du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène sur la chaîne jurassienne : nouveaux résultats, *in* Les derniers chasseurs-cueilleurs d'Europe occidentale (13 000-5 500 av. J.-C.). Annales Littéraires de l'Université de Franche-Comté 699 – Série "Environnement, Sociétés et Archéologie" 1 : 29-36.
- RICHARD, H. & GAUTHIER, E. 2005. Paysages et forêts du nord-est de la France : 20 000 ans d'histoire, in La forêt dans tous ses états : de la Préhistoire à nos jours. Annales Littéraires de l'Université de Franche-Comté 785 – Série "Historiques" 24 : 23-32.
- RODRIGO, M. A., ALONSO-GUILLÉN, J. L. & SOULIÉ-MÄRSCHE, I. 2010. Reconstruction of the former charophyte community out of the fructifications identified in Albufera de València lagoon sediments. *Aquatic Botany* 92 (1): 14-22.
- ROE, H. M. 2001. The Late Middle Pleistocene biostratigraphy of the Thames Valley, England : new data from eastern Essex. *Quaternary Sci. Rev.* 20 (16-17) : 1603-1619.
- RUFFALDI, P. 1993 (inédit). Histoire de la végétation du Jura méridional depuis le retrait du glacier würmien à partir des analyses palynologiques du lac de Cerin (Ain, France). *Thèse Université de Franche-Comté, Besançon.*
- SAARSE, L., NIINEMETS, E., AMON, L., HEINSALU, A., VESKI, S. & SOHAR, K. 2009. Development of the late glacial Baltic basin and the succession of vegetation cover as revealed at Palaeolake Haljala, northern Estonia. *Estonian J. Earth Sci.* 58 (4): 317-333.
- SCHAER, J.-P., STETTLER, R., ARAGNO, P.-O., BURKHARD, M. & MEIA, J. 1998. Géologie du Creux du Van et des Gorges de l'Areuse, in TROUTOT, C. et al., Nature au Creux du Van. Éd. Club Jurassien. Neuchâtel.

- SCHOELLAMMER, P. 1996 (inédit). Rapport sur les analyses polliniques de la vallée des Ponts-de-Martel (Neuchâtel, Suisse). *Laboratoire de Chrono-Ecologie, Besançon*.
- SCHOELLAMMER, P. 1997 (inédit). Recherche des signatures paléoclimatiques dans les remplissages lacustres fini- et postwürmiens du Locle (Neuchâtel, Suisse) et d'Ilay (Jura, France) à partir des analyses palynologiques, minéralogiques et géochimiques. *Thèse Université de Neuchâtel*.
- SOULIÉ-MÄRSCHE, I. 1989. Étude comparée des gyrogonites de Charophytes actuelles et fossiles et phylogénie des genres actuels. Édition révisée du Mémoire de Thèse d'État Univ. Montpellier, 1979, 237 p. *Impr. des Tilleuls. Millau*.
- THEW, N., HADORN, Ph., RUSSELL COOPE, G. et coll. 2009. Hauterive/Rouges Terres. Reconstruction of Upper Palaeolithic and Early Mesolithic natural environments. *Archéologie neuchâteloise* 44: 1-204.
- THIÉBAUD, C. E. 1937. Étude géologique de la région de Travers, Creux du Van, Saint-Aubin, avec carte géologique au 1:25 000. *Bull. Soc. neuchât. Géogr.* 45 : 5-76.
- WEIDMANN, M., ENGESSER, B., BERGER, J.-P., MOJON, P.-O., GINSBURG, L., BECKER, D. & MENNECART, B. 2014. Paléontologie et biostratigraphie de la Molasse de l'Oligocène et du Miocène basal du Talent et d'autres localités du Plateau vaudois (Suisse). *Revue de Paléobiologie* 33 (2): 463-531.