



Quaternaire

Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire

vol. 22/4 | 2011
Volume 22 Numéro 4

Enregistrement des variations climatiques au cours des interglaciaires d'après l'étude des isotopes stables de la calcite de tufs calcaires pléistocènes du nord de la France : exemple des séquences de Caours (SIM 5e ; Somme) et de La Celle (SIM 11 ; Seine-et-Marne)

Recording interglacial climatic changes from stable isotopes of pleistocene tufa calcite in northern France: examples from caours (MIS 5e; Somme) and la Celle (MIS11; Seine-et-Marne)

Julie Dabkowski, Nicole Limondin-Lozouet, Pierre Antoine, Alina Marca-Bell et Julian Andrews



Édition électronique

URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/6010>
DOI : 10.4000/quaternaire.6010
ISSN : 1965-0795

Éditeur

Association française pour l'étude du quaternaire

Édition imprimée

Date de publication : 1 décembre 2011
Pagination : 275-283
ISSN : 1142-2904

Référence électronique

Julie Dabkowski, Nicole Limondin-Lozouet, Pierre Antoine, Alina Marca-Bell et Julian Andrews, « Enregistrement des variations climatiques au cours des interglaciaires d'après l'étude des isotopes stables de la calcite de tufs calcaires pléistocènes du nord de la France : exemple des séquences de Caours (SIM 5e ; Somme) et de La Celle (SIM 11 ; Seine-et-Marne) », *Quaternaire* [En ligne], vol. 22/4 | 2011, mis en ligne le 01 mars 2017, consulté le 01 mai 2019. URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/6010> ; DOI : 10.4000/quaternaire.6010

ENREGISTREMENT DES VARIATIONS CLIMATIQUES AU COURS DES INTERGLACIAIRES D'APRÈS L'ÉTUDE DES ISOTOPES STABLES DE LA CALCITE DE TUFES CALCAIRES PLÉISTOCÈNES DU NORD DE LA FRANCE : EXEMPLE DES SÉQUENCES DE CAOURS (SIM 5e ; SOMME) ET DE LA CELLE-SUR-SEINE (SIM 11 ; SEINE-ET-MARNE)



Julie DABKOWSKI^{1,2}, Nicole LIMONDIN-LOZOUET², Pierre ANTOINE²,
Alina MARCA-BELL³ & Julian ANDREWS³

RÉSUMÉ

La composition minéralogique des tufs calcaires, essentiellement constitués de CaCO_3 , permet l'utilisation d'indicateurs climatiques géochimiques et en particulier l'étude des isotopes stables de l'oxygène et du carbone ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$). Ces derniers sont déjà bien connus dans les tufs holocènes comme marqueurs des variations de température et d'humidité. L'analyse des isotopes stables a été réalisée ici sur les séquences de tuf pléistocènes de Caours (SIM 5e, Somme) et de La Celle (SIM 11, Seine et Marne). Les résultats de cette étude géochimique ont été comparés aux données paléoenvironnementales, notamment malacologiques. Ces premières analyses montrent que, comme dans le cas des tufs holocènes, les variations des isotopes stables du carbone et de l'oxygène dans les tufs pléistocènes constituent des indicateurs fiables des variations climatiques au cours des interglaciaires.

Mots-clés : tufs calcaires, interglaciaires pléistocènes, $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de la calcite, paléoclimats, malacofaunes, France

ABSTRACT

RECORDING INTERGLACIAL CLIMATIC CHANGES FROM STABLE ISOTOPES OF PLEISTOCENE TUFES CALCITE IN NORTHERN FRANCE: EXAMPLES FROM CAOURS (MIS 5e; SOMME) AND LA CELLE-SUR-SEINE (MIS 11; SEINE-ET-MARNE)

Tufes are mainly composed of calcite (CaCO_3) which makes them suitable for geochemical investigation, especially oxygen and carbon stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$). These isotopic ratios have already been shown to record temperature and humidity variations in the Holocene tufes, proving their suitability as climatic proxies. This study focuses on two French Pleistocene sites, Caours and La Celle. Results are compared to palaeoenvironmental, especially malacological, data. This comparison shows that $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in tufes are important proxies of palaeoclimatic variations during Pleistocene interglacials, just as they are during the Holocene.

Key-words: calcareous tufes, Pleistocene interglacials, calcite $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, palaeoclimates, malacofauna, France

1 - INTRODUCTION

Les tufs calcaires sont des formations carbonatées continentales associant des faciès variés majoritairement poreux et blanchâtres. Ils résultent de la précipitation de calcite dans des eaux tempérées, à proximité des sources ou dans les rivières et les lacs. Nous les différencierons ainsi des travertins qui présentent un aspect nettement plus cristallisé et induré et se développent dans les eaux hydrothermales (Julia, 1983 ; Pedley *et al.*, 2003). Cette définition, privilégiée par la majorité des isotopistes, permet de différencier les forma-

tions de tuf météogènes et enregistrant potentiellement des informations paléoclimatiques de celles liées à des phénomènes hydrothermaux (Pazdur *et al.*, 1988 ; Garnett, 2003 ; Andrews, 2006).

Les tufs sont composés en majorité de carbonate de calcium (CaCO_3), associé à des éléments détritiques allochtones. Leur composition minéralogique en carbonates est variable mais ils contiennent fréquemment plus de 95 % de calcite pure (Pentecost, 2005). Ceci en fait un matériel de choix pour mener l'étude des isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans un but paléoclimatique. De telles recherches sont menées depuis les années 1980

¹ Département de Préhistoire du Muséum National d'Histoire Naturelle, UMR 7194, Institut de Paléontologie Humaine, 1 rue René Panhard, F-75013 PARIS. Courriel: dabkowski@mnhn.fr

² Laboratoire de Géographie Physique, UMR 8591, 1 place Aristide Briand, F-92195 MEUDON cedex

³ School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, United Kingdom

sur les tufs holocènes et ont montré que le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^{13}\text{C}$ de la calcite étaient des marqueurs pertinents des variations de température et d'humidité au cours de cet interglaciaire (Pazdur *et al.*, 1988; Andrews *et al.*, 1997; Andrews, 2006).

Dans le cadre de cette étude, cette méthode a été appliquée pour la première fois à deux sites du Pléistocène supérieur et moyen du nord de la France : Caours (Somme, SIM 5e) et La Celle-sur-Seine (Seine-et-Marne, SIM 11; Antoine *et al.*, 2007). Les résultats isotopiques obtenus ont été confrontés aux données paléoenvironnementales, notamment malacologiques. L'objectif d'une telle comparaison est ici de déterminer si, de même que dans les tufs holocènes, les variations du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ de la calcite des tufs sont des marqueurs fiables des variations environnementales et climatiques aux cours des interglaciaires pléistocènes.

2 - PRÉSENTATION DES SITES ET DES SÉQUENCES ÉCHANTILLONNÉES

2.1 - CAOURS

La formation de tuf de Caours se trouve dans le bassin de la Somme à quelques kilomètres d'Abbeville (fig. 1). Elle se développe sur plusieurs milliers de mètres carrés et sur 3 m d'épaisseur en moyenne. Elle repose sur la plus basse terrasse alluviale du Scardon, incisée dans les formations crayeuses du Turonien supérieur. Cette formation carbonatée marine représente l'aquifère principal du Bassin de Paris et notamment du secteur étudié.

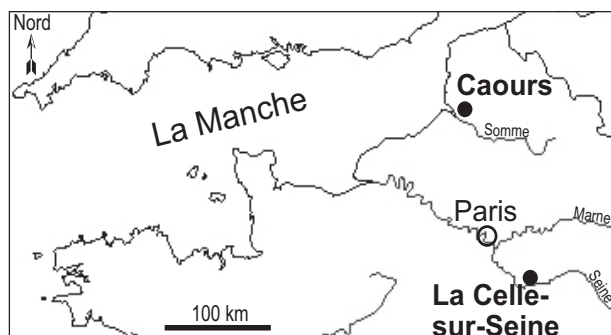


Fig. 1 : Localisation des sites de Caours et La Celle.

Fig. 1: Location map of Caours and La Celle.

Le plus souvent sous pression, la nappe de la craie alimente des sources dans les vallées qui sont à l'origine de l'édification du tuf de Caours. Ce site montre de manière exceptionnelle, la coexistence de tufs alimentés par des sources de bas de versant et de tufs fluviaux dans la partie basse du site, en direction de la vallée, déposés dans des chenaux (faciès stratifiés à oncolithes et mollusques aquatiques). La présente étude concerne une séquence localisée sur le versant et qui ne présente pas de faciès fluviaux.

Depuis 2003, ce site fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire associant sédimentologie, pétrographie, paléontologie (grande faune, microfaune, malacofaune, empreintes foliaires, ostracofaune) et archéologie

(Antoine *et al.*, 2006; Loch *et al.*, 2009; Dabkowski *et al.*, 2010). Sa position en basse terrasse et les datations obtenues par des méthodes variées (U/Th-TIMS sur calcite, TL sur silex archéologiques chauffés, OSL et ESR sur quartz fluviaux) ont permis de l'attribuer à l'interglaciaire eemien (âge moyen : 123 ± 3 ka).

Les échantillons pour l'étude géochimique ont été prélevés tous les 5 cm le long d'une colonne continue de 2,6 m recoupant l'ensemble de la séquence de tuf sur la coupe Est de la fouille archéologique de 2007. La succession stratigraphique observée au niveau de cette colonne d'échantillonnage est présentée sur la figure 2 (séquence principale). Dans ce secteur, les dépôts fluviaux de la terrasse alluviale (unités 10 et 9) sont surmontés par des unités de tuf plus ou moins grossier (unités 7 à 1) de type « source » (selon la classification de Casanova, 1981). Au sommet du tuf se trouve le sol actuel (unité 0). Les unités 10 (limons fluviaux), 9 (tourbes), 7 et 5 (tuf fin grisâtre) contiennent des niveaux archéologiques du Paléolithique moyen ayant livré une grande faune abondante et de l'outillage lithique (Locht *et al.*, 2009). C'est dans l'unité 5 que l'optimum climatique a été identifié d'après l'étude des assemblages de mollusques et de grands mammifères (Antoine *et al.*, 2006). Cette unité, qui apparaît peu développée dans la zone principale de prélèvement (épaisseur de 3 à 4 cm), a été échantillonnée de nouveau quelques mètres plus loin où elle atteint 20 cm de puissance. Quatre échantillons ont ainsi pu être analysés afin de compléter l'enregistrement de l'optimum climatique.

2.2 - LA CELLE-SUR-SEINE

Le tuf de La-Celle-sur-Seine (commune de Vernou-La-Celle, Seine-et-Marne) se trouve sur la rive droite de la Seine, à 2,5 km de sa confluence avec le Loing (fig. 1) où il apparaît sur plus de 6 m d'épaisseur au sommet d'une moyenne terrasse de la Seine (Bourdier, 1969; Limondin-Lozouet *et al.*, 2006). Il s'adosse au versant, façonné dans le calcaire éocène de Champigny (Bartonien supérieur). Cette formation constitue le niveau supérieur de l'aquifère des calcaires de Champigny, alimenté par l'infiltration des eaux de surface et un aquifère plus réduit, de faible épaisseur, la nappe des calcaires de Brie. L'aquifère des calcaires de Champigny alimente des sources sur la rive droite de la Seine qui permettent la construction de tufs tels que la formation de La Celle.

Le site est connu dès la fin du XIX^e siècle pour son contenu paléontologique (empreintes foliaires et coquilles de mollusques) et la présence de bifaces. Dans les années 1990, le tuf a été attribué au stade isotopique marin 11 sur la base d'études paléontologiques et géomorphologiques (Lautridou *et al.*, 1999; Rousseau *et al.*, 1992). Des campagnes récentes de travaux pluridisciplinaires ont permis de préciser le contexte géomorphologique, paléoenvironnemental, chronologique et archéologique de cette formation carbonatée (Jolly-Saad *et al.*, 2006; Limondin-Lozouet *et al.*, 2006; Limondin-Lozouet *et al.*, 2010). Des datations U/Th et U/Th-TIMS (sur calcite) et

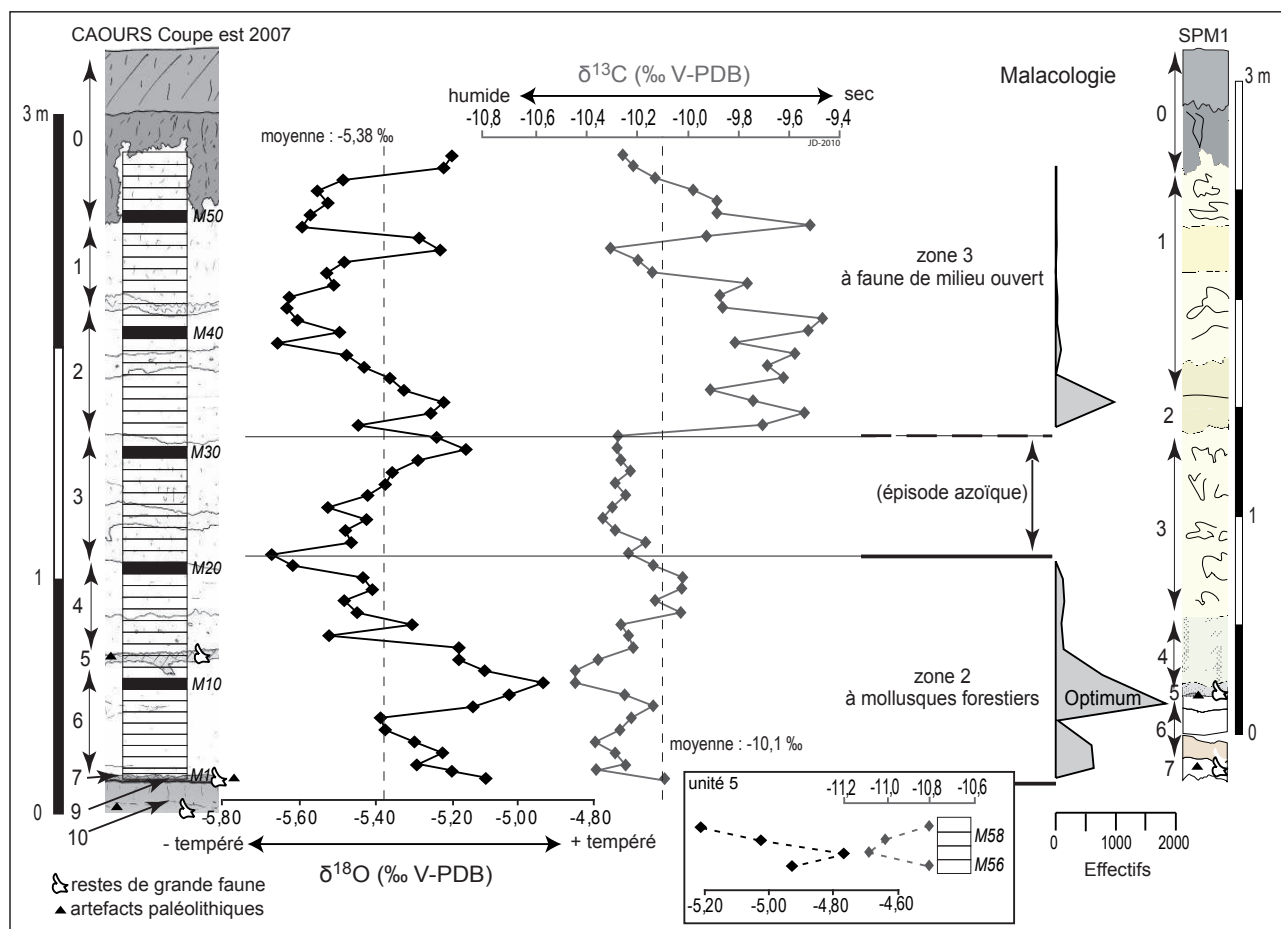


Fig. 2: Courbes de variations des isotopes stables de l'oxygène et du carbone de la séquence de Caours en fonction de la stratigraphie (numérotation des échantillons en italique), et corrélation avec la zonation et les effectifs malacologiques du profil SPM1 (à droite, d'après Antoine *et al.*, 2006).

En bas à droite, résultats de quatre échantillons (ligne tiretée) prélevés dans l'unité 5 à quelques mètres de la séquence principale.

Fig. 2: Oxygen and carbon isotope profiles from Caours, regarding to the stratigraphical profile (sample numbers are in italic) on the left, and correlation to mollusc zones and number of shells curve from SPM1 profile (after Antoine *et al.*, 2006) on the right. In the bottom centre right, a panel shows data from four samples (dashed line) from unit 5, which were sampled a few metres from the main studied sequence.

ESR-U/Th (sur dent) donnent un âge moyen d'environ 400 ka qui confirme l'attribution au stade isotopique marin 11.

Les échantillons destinés à l'étude géochimique ont été prélevés tous les 5 cm, au centre de la « Grande Coupe » sur environ 6,30 m d'épaisseur, dans la partie la plus représentative de la séquence. Le tuf de La Celle repose ici sur une unité fluviale limoneuse (unité 15) correspondant à la partie supérieure de la séquence de la terrasse. Il est surmonté par le sol actuel (unité 0). La succession stratigraphique, synthétisée à gauche de la figure 3, présente des faciès très variés dont certains, très grossiers et fortement indurés, n'ont pas pu être échantillonnés (unités 9 et 2, sommet de l'unité 6). L'évolution des cortèges malacologiques a permis d'identifier l'optimum climatique au sein d'une malacozone qui recoupe les unités 7, 6, 3 et 2, avec un maximum de développement des communautés malacologiques enregistré dans la couche 7. Par ailleurs ce niveau a livré des restes de grande faune et quelques artefacts lithiques acheuléens (Limondin-Lozouet *et al.*, 2010).

3 - ÉTUDE ISOTOPIQUE : MÉTHODOLOGIE

Les échantillons de Caours et La Celle ont été analysés au Laboratoire d'Isotopes Stables de l'Université d'East Anglia à Norwich (Grande-Bretagne). La matière organique présente dans le tuf a été détruite dans un plasma à oxygène (Bio-Rad PT 7300 plasma barrel etcher) à basse température (< 80 °C). L'analyse des isotopes stables a ensuite été réalisée sur le CO₂ produit par la réaction de 100 (± 5) µg de tuf « inorganique » avec de l'acide phosphorique anhydre (H₃PO₄ à 102 %) à 90°C. Les rapports isotopiques (δ¹⁸O et δ¹³C) ont été mesurés par un spectromètre de masse Europa SIRA Hybrid. Calculés sur la base de 75 standards répétés, des intervalles de confiance à 95 % (2σ) sont de 0,09 ‰ pour le δ¹⁸O et 0,3 ‰ pour le δ¹³C de l'ensemble des échantillons de Caours et La Celle (tab. 1 et 2). Les tests de répétabilité effectués (t-test et ANOVA) montrent que les valeurs des 52 duplicats et 21 triplicats d'échantillons des deux séquences ne sont pas statistiquement différentes entre elles et permettent d'éliminer l'hypothèse d'erreurs liées aux conditions d'analyses.

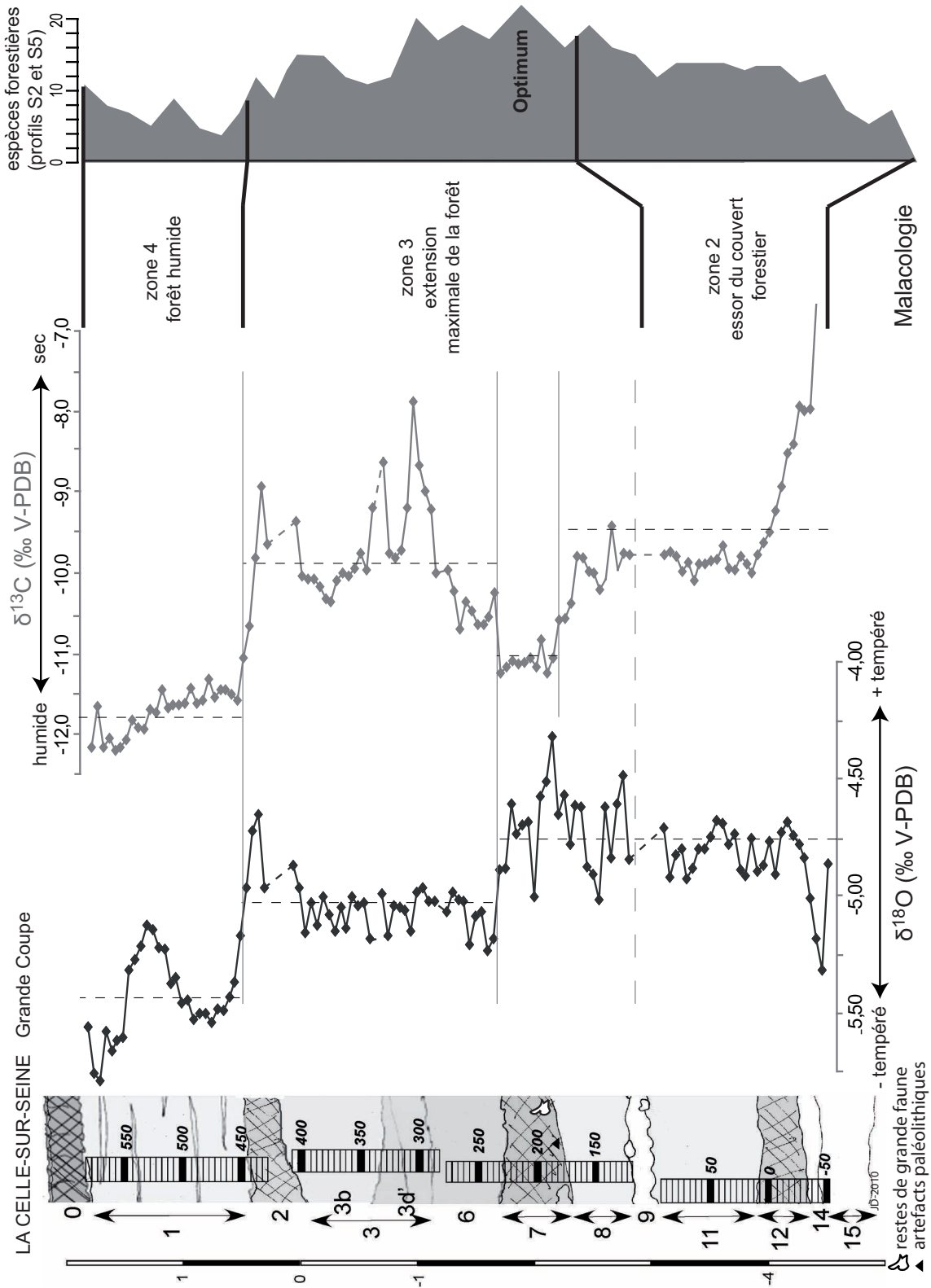


Fig. 3 : Courbes de variations des isotopes stables de l'oxygène et du carbone de la séquence de La Celle-sur-Seine en fonction de la stratigraphie (numérotation des échantillons en italique), corrélées à la zonation malacologique et à la courbe de développement des mollusques forestiers (en nombre d'espèces). Les droites verticales signalent les moyennes partielles de chacune des variables.
Fig. 3: Oxygen and carbon isotope profiles from La Celle-sur-Seine, regarding to the stratigraphical profile (sample numbers are in italic), and correlation with mollusc zones and number of forest species curve. Vertical pecked lines are partial mean values for each variable.

4 - RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

4.1 - CAOURS

Les valeurs caractéristiques des isotopes stables de la séquence principale de Caours sont données dans le tableau 1. Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ sont comprises entre -5,67 et -4,96 ‰ (moyenne de -5,38 ‰, n = 55) et celles du $\delta^{13}\text{C}$ entre -10,4 et -9,5 ‰ (moyenne de -10,1 ‰, n = 55).

Caours (n= 55)		
	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ V-PDB)
Intervalle de confiance	± 0,09	± 0,3
Minimum	-5,67	-10,4
Maximum	-4,96	-9,5
Ecart-type	0,17	0,28
Moyenne	-5,38	-10,1
Moyenne unités 7 à 3 (n=31)		-10,2
Moyenne unités 2 et 1 (n=24)		-9,9

Tab. 1 : Données statistiques des résultats isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ de la séquence de Caours.

Seules des données de la séquence principale sont ici prises en compte.

Tab. 1: Caours data summaries for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$. Data relate only to the main sequence.

Ces données sont représentées face à la séquence stratigraphique sur la figure 2. Les courbes du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ montrent une succession de variations concordantes avec la stratigraphie. Les résultats complémentaires obtenus pour l'unité 5 se trouvent en bas à droite de la figure.

Dans la séquence principale de Caours, deux parties peuvent être distinguées d'après la courbe du carbone. Dans les unités 7 à 3, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont majoritairement inférieures à la moyenne générale de la séquence et inversement dans les unités 3 à 1. Les moyennes partielles de ces ensembles, respectivement -10,2 ‰ (n = 31) et -9,9 ‰ (n = 24), illustrent bien cet écart (tab. 1). Par ailleurs, l'amplitude des variations du $\delta^{13}\text{C}$ dans la partie inférieure est moins importante et l'aspect de la courbe est plus lissé que dans la partie supérieure (fig. 2). Les variations de la courbe du $\delta^{13}\text{C}$ de la partie inférieure sont généralement comprises dans l'intervalle de confiance (c'est-à-dire < 0,3 ‰). Cependant, les valeurs isotopiques des unités 6 à 5 sont significativement plus négatives. Le sommet de l'unité 6 enregistre la valeur minimale du $\delta^{13}\text{C}$ (-10,4 ‰; tab. 1). Dans l'unité 4, une tendance significative vers des valeurs plus importantes du $\delta^{13}\text{C}$ est ensuite observée, suivie d'une décroissance rapide de ces valeurs à la base de l'unité 3. Le $\delta^{13}\text{C}$ se stabilise ensuite dans cette unité. Dans la partie supérieure (et plus particulièrement dans l'unité 1), les variations de la composition isotopique en carbone ne sont plus aussi bien corrélées aux variations stratigraphiques. Cependant, au milieu de l'unité 1, le $\delta^{13}\text{C}$ atteint très nettement des valeurs minimales (jusqu'à -10,3 ‰, fig. 2). Les données au sommet de la courbe n'ont pas été prises en compte car elles résultent très probablement d'une contamination par le sol actuel qui recouvre les échantillons de tuf (fig. 2).

La courbe du $\delta^{18}\text{O}$ suit des variations similaires à celle du $\delta^{13}\text{C}$. Les valeurs maximales en isotopes stables de

l'oxygène (-4,96 ‰, tab. 1) sont corrélées au minimum du $\delta^{13}\text{C}$ au sommet de l'unité 6. Par ailleurs, les résultats complémentaires obtenus dans l'unité 5 montrent, à la base de celle-ci, des valeurs extrêmes du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ corrélées entre elles et plus marquées que dans la séquence principale (fig. 2). Ainsi, le $\delta^{18}\text{O}$ atteint un maximum de -4,76 ‰ et le $\delta^{13}\text{C}$ un minimum significatif de -11,1 ‰. Le $\delta^{18}\text{O}$ diminue ensuite et atteint sa valeur minimale au sommet de l'unité 4 (-5,67 ‰, fig. 2). Il augmente ensuite jusqu'à la limite entre les unités 3 et 2. Le passage à la partie supérieure des courbes, décrit sur la variation marquée du $\delta^{13}\text{C}$, montre une inversion de la tendance du $\delta^{18}\text{O}$ qui diminue à nouveau tout au long de l'unité 2. Au milieu de l'unité 1, le $\delta^{18}\text{O}$ présente un pic vers des valeurs moins négatives (-5,23 ‰, fig. 2), correspondant à la variation opposée observée dans la courbe du $\delta^{13}\text{C}$. Les deux valeurs au sommet de la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ ne sont pas décrites ici car, de même que les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ associées, elles résultent probablement d'une contamination (fig. 2).

4.2 - LA CELLE-SUR-SEINE

Les valeurs caractéristiques des isotopes stables de la séquence de La Celle sont présentées dans le tableau 2. Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ sont comprises entre -5,79 et -4,32 ‰ (moyenne de -5,00 ‰, n = 116) et celles du $\delta^{13}\text{C}$ entre -12,1 et -7,9 ‰ (moyenne de -10,1 ‰, n = 116). La

La Celle (n= 116)		
	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ V-PDB)
Intervalle de confiance	± 0,09	± 0,3
Minimum	-5,79	-12,1
Maximum	-4,32	-7,9
Ecart-type	0,31	1,2
Moyenne	-5,00	-10,1
Moyenne unités 12 à 8 (n= 36)		-9,5
Moyenne unité 7 (n= 12)	-4,76	-11
Moyenne unités 6 à 2 (n= 37)	-5,03	-9,8
Moyenne unité 1 (n= 27)	-5,43	-11,7

Tab. 2 : Données statistiques des résultats isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ de la séquence de La Celle.

Tab. 2: La Celle data summaries for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$.

dispersion des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ est ainsi presque cinq fois plus importante que dans la série de Caours. Ces données sont représentées en fonction de la stratigraphie sur la figure 3. La courbe du $\delta^{18}\text{O}$ montre trois phases successives, concordantes avec la stratigraphie. Tout d'abord, dans les unités 12 à 7, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ restent supérieures à la moyenne générale de la séquence (fig. 3). Une première diminution intervient à la transition entre les unités 7 et 6, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ se rapprochent alors de la moyenne. Enfin, à la transition entre les unités 2 et 1, le $\delta^{18}\text{O}$ diminue à nouveau et passe en deçà de la moyenne de toute la séquence. Les moyennes partielles de chacune de ces trois parties illustrent bien la diminution significative du $\delta^{18}\text{O}$ de l'une à l'autre (de -4,76 ‰, n = 48 à -5,03 ‰, n = 37, puis -5,43 ‰, n = 27; tab. 2).

La courbe de $\delta^{13}\text{C}$ de la séquence de La Celle suit le même découpage à l'exception de la partie inférieure,

où se distinguent deux phases. Dans les unités 12 à 8, puis dans la partie médiane de la séquence (unités 6 à 2), les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont supérieures à celle la moyenne générale. L'unité 7 s'individualise, de même que l'unité 1, avec des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ plus faibles que la moyenne générale (fig. 3). Les moyennes partielles pour chacun de ces ensembles, successivement -9,5 (n = 36), -11,0 (n = 12), -9,8 (n = 37) puis -11,7 ‰ (n = 27 ; tab. 2), montrent que les variations du $\delta^{13}\text{C}$ de l'un à l'autre sont significatives.

4.3 - INTERPRÉTATIONS

Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ de Caours sont cohérentes avec celles d'autres séquences de tuf quaternaires de régions du nord-ouest de l'Europe où les effets de la continentalité, de l'évaporation et de l'aridité sont faibles (Andrews, 2006). L'équilibre isotopique entre la calcite des tufs et l'eau dans laquelle a lieu la précipitation a été largement démontré dans les dépôts de tufs récents (Andrews *et al.*, 1997; Garnett, 2003).

4.3.1 - Variations du $\delta^{18}\text{O}$

Les facteurs de variation à long terme du $\delta^{18}\text{O}$ sont, d'une part, les changements de la température de l'eau dans laquelle a lieu la précipitation et, d'autre part, la composition isotopique de cette eau. Pour expliquer la variation totale du $\delta^{18}\text{O}$ de Caours (0,71 ‰, tab. 1), une variation de 3 °C de la température de l'eau est nécessaire sachant qu'une augmentation de 1 °C de la température de précipitation induit une diminution de 0,24 ‰ du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite (Craig, 1965). Cependant, ce mécanisme seul ne peut être retenu pour expliquer les variations du $\delta^{18}\text{O}$.

Les variations isotopiques de l'eau à partir de laquelle la calcite précipite sont essentielles. Par ailleurs, la composition isotopique des eaux de sources est connue, en Europe, pour être fortement corrélée à celle des eaux de pluie (Andrews *et al.*, 1997; Janssen, 2000). A latitude et altitude constantes, le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations dépend essentiellement dans les régions tempérées et relativement proche des côtes de la température de l'air et de l'«amount effect» (Dansgaard, 1964; Andrews *et al.*, 1997). Cependant, sur le long terme, grâce à l'homogénéisation dans l'aquifère, la valeur isotopique des eaux souterraines est très proche de la moyenne de celle des eaux de pluie (Darling, 2004). À la résolution temporelle à laquelle nous travaillons, les événements exceptionnels de pluie saisonnière ne sont pas enregistrés. Ainsi, le facteur de contrôle majeur de la composition isotopique des eaux de pluie, et donc des eaux de sources dans lesquelles précipite le tuf, est la température atmosphérique moyenne annuelle. Le gradient $\delta^{18}\text{O}$ -température mesuré sur les eaux de pluie dans le nord-ouest de l'Europe (+ 0,58 ‰; Rozanski *et al.*, 1993) indique que l'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ résulte d'une augmentation de la température atmosphérique. L'effet de la température atmosphérique est donc l'inverse de celui de la température de précipitation.

D'après les études antérieures sur les tufs holocènes (Andrews *et al.*, 1993; Andrews *et al.*, 1997; Janssen, 2000; Garnett *et al.*, 2004), la température atmosphérique serait le facteur de variation prédominant du $\delta^{18}\text{O}$. D'une façon générale, une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite indique une augmentation de la température atmosphérique.

Les courbes du $\delta^{18}\text{O}$ des séquences de Caours et de La Celle peuvent donc être interprétées en termes de variations de la température atmosphérique. Les augmentations du $\delta^{18}\text{O}$ observées dans les unités 6, 3 et 1 de la séquence de Caours indiquent des augmentations de température alternant avec des diminutions dans les unités 7-6, 5-4, 2 et 1. De façon similaire, à La Celle, les transitions des unités 7 à 6 et 2 à 1, correspondent à des diminutions de la température atmosphérique. Des optima de température peuvent également être mis en évidence, correspondant aux valeurs maximales du $\delta^{18}\text{O}$. A Caours, l'optimum de température est particulièrement bien individualisé, entre les unités 6 et 5 de la séquence principale. Au vu des résultats complémentaires, l'optimum est encore mieux caractérisé à la base de l'unité 5 (fig. 2). A La Celle, les températures les plus importantes sont enregistrées dans les unités stratigraphiques 8 et 7 (fig. 3).

4.3.2 - Variations du $\delta^{13}\text{C}$

Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ dépendent directement des variations du $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique dissous dans l'eau (DIC) dans laquelle a lieu la précipitation de calcite. Les apports relatifs de carbone par le CO_2 atmosphérique, les sols et la dissolution des calcaires marins du substratum dans l'aquifère influent sur la composition isotopique du DIC.

Les apports en CO_2 atmosphérique sont proportionnels à la distance entre les sources et l'endroit où a lieu la précipitation de tuf. Dans le cadre de séries continues, à un endroit donné du dépôt de tuf, ce paramètre est donc peu variable. Par ailleurs, les séquences de tuf étudiées à Caours et La Celle montrent des caractéristiques lithologiques qui indiquent la proximité des sources (Antoine *et al.*, 2006; Limondin-Lozouet *et al.*, 2006), confirmée à Caours par l'étude en lame mince (Dabkowski *et al.*, 2010). Le rééquilibrage eau/atmosphère peut donc être négligé, ce qui élimine les apports isotopiques par le CO_2 atmosphérique.

Les échanges entre le DIC et les sols sont complexes. Ils dépendent à la fois de la maturité de ces sols et de la densité et du type de couvert végétal. Les sols matures, de milieux relativement humides (et chauds), produisent d'avantage de CO_2 léger (Andrews *et al.*, 1994). La disponibilité en eau influence également le type et la densité du couvert végétal. Quand les conditions climatiques deviennent plus humides, les plantes en C3 produisant du carbone lourd sont favorisées par rapport aux herbes et aux graminées en C4. De telles variations du paysage peuvent être enregistrées en parallèle par les bioindicateurs et notamment les successions malacologiques.

Il a été démontré par ailleurs que le $\delta^{13}\text{C}$ de la calcite dépend également de phénomènes de dissolution/précipitation dans l'aquifère (Andrews *et al.*, 1993). L'apport en carbone lourd via la dissolution des sédiments calcaires marins contenant l'aquifère est susceptible d'augmenter lorsque le contact entre les eaux de l'aquifère et les formations calcaires marines est prolongé. C'est le cas en période sèche quand l'aquifère est moins rechargé par les précipitations et donc que le temps de résidence de l'eau dans cet aquifère augmente.

Quel que soit le paramètre de contrôle dominant du $\delta^{13}\text{C}$ du DIC, et donc de la calcite des tufs, les apports en carbone lourd (calcaire dissous dans l'aquifère) sont favorisés en périodes relativement sèches alors que ceux en carbone léger le sont lorsque les conditions sont humides (développement de l'activité des sols et de la végétation). Une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ du tuf correspond ainsi à une période d'assèchement relatif et vice-versa (Andrews *et al.*, 1993 ; Andrews *et al.*, 1997 ; Garnett *et al.*, 2004).

La séquence de Caours montre donc une partie inférieure (unités 7 à 3) relativement plus humide que la partie supérieure (unités 2 et 1) car présentant un $\delta^{13}\text{C}$ plus léger (fig. 2). Par ailleurs, un maximum d'humidité peut être observé à la transition entre les unités 6 et 5, corrélé au maximum de température déduit précédemment du $\delta^{18}\text{O}$ (fig. 2 et tab. 1). Dans les résultats complémentaires de l'unité 5, ce maximum d'humidité est très important et apparaît également corrélé au maximum de température (fig. 2).

Dans la séquence de La Celle, l'alternance de phases relativement humides/sèches est observée. Les phases humides ainsi enregistrées correspondent aux unités 7 et 1 (fig. 3). Dans l'unité 7, l'importance relative de l'humidité correspond en partie aux températures maximales reconnues dans le $\delta^{18}\text{O}$ (unités 8 et 7).

5 - COMPARAISON AVEC LES DONNÉES PALÉOENVIRONNEMENTALES

Les tufs calcaires sont très favorables à l'installation de communautés malacologiques et à la bonne conservation des coquilles *in situ* (Preece, 1991). Des reconstitutions paléoenvironnementales à haute résolution basées sur l'évolution des malacocénoses ont ainsi été réalisées sur d'autres coupes ou sondages à Caours et à La Celle. Leur corrélation stratigraphique avec les séquences d'où proviennent les résultats géochimiques permet la comparaison des données malacologiques et isotopiques (fig. 2 et 3). On observe immédiatement sur les deux coupes que les limites majeures décrites dans les résultats du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ sont concordantes avec celles des malacozones.

5.1 - CAOURS

A Caours, l'enregistrement isotopique commence avec le dépôt de tuf, dans la malacozone 2 (fig. 2). Les faunes de mollusques y apparaissent fortement diversifiées par contraste avec les assemblages de la zone 1 provenant des

limons fluviatiles à la base de la séquence de Caours qui sont pauvres en espèces et révèlent des milieux ouverts (Limondin-Lozouet *in* Antoine *et al.*, 2006). Les malacofaunes de la zone 2 sont caractérisées par un abondant cortège d'espèces forestières et indiquent une forte densification du couvert végétal. Ces conditions sont maximales dans l'unité 5 où l'optimum climatique a été enregistré. Cela correspond aux conditions d'humidité plus importantes enregistrées dans la partie inférieure de la courbe du $\delta^{13}\text{C}$ (unités 7 à 3). En particulier, l'enregistrement des températures et des précipitations maximales à la transition entre les unités 6 et 5 dans la séquence principale et dans les données complémentaires de l'unité 5 coïncide avec l'optimum climatique indiqué par les malacofaunes. Par ailleurs cette unité 5 correspond au niveau archéologique le plus riche en artefacts lithiques et en restes osseux. La faune de grands mammifères y est particulièrement caractéristique des interglaciaires et «exclut toute période froide ou modérément tempérée» (Auguste *in* Antoine *et al.*, 2006), ce qui est corroboré par l'interprétation issue de l'analyse des restes de micro-mammifères de l'unité 5 (Escudé *in* Antoine *et al.*, 2006). L'ensemble des données paléontologiques concorde avec l'interprétation des résultats géochimiques pour démontrer un environnement forestier interglaciaire.

La malacozone 3 est caractérisée par une forte chute des effectifs et de la diversité (fig. 2). La phase d'augmentation de température observée par les résultats géochimiques dans l'unité 3 correspond à un épisode azoïque dans la succession malacologique lié à une phase plus dynamique des écoulements qui localement ne permettent pas le développement de la végétation et donc l'implantation des populations malacologiques. Des malacofaunes de milieux ouverts réapparaissent dans les unités 2 et 1. Elles suggèrent l'émergence d'îlots végétalisés qui peuvent être mis en correspondance avec l'assèchement observé dans la partie supérieure de la courbe du $\delta^{13}\text{C}$ (unités 2 et 1).

5.2 - LA CELLE-SUR-SEINE

La séquence de tuf de La Celle d'où proviennent les échantillons géochimiques débute dans la malacozone 2 où apparaissent puis se développent des assemblages de biotopes forestiers. Les faunes de mollusques forestiers atteignent leur développement maximal dans la malacozone 3. Ces données sont cohérentes avec l'enregistrement des températures ($\delta^{18}\text{O}$) les plus importantes dans les unités 12 à 7 et plus particulièrement les unités 8 et 7 où une augmentation significative de l'humidité ($\delta^{13}\text{C}$) est également observée, au début de la malacozone 3 (fig. 3). Les maxima de diversité et d'effectif des faunes de mollusques qui révèlent l'optimum climatique sont particulièrement marqués dans l'unité 7, correspondant ainsi parfaitement aux données isotopiques qui enregistrent un maximum de température et d'humidité dans cette même unité. La transition vers la malacozone 4 coïncide avec la baisse simultanée des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$, indiquant une diminution des températures sous des conditions plus humides. Ces interprétations géochimiques sont cohé-

rentes avec les faunes de milieu plus ouvert enregistrées dans cette zone. Si la majeure partie des espèces forestières précédentes disparaissent, deux taxons, *Perforatella bidentata* et *Spermodea lamellata*, caractéristiques des forêts continentales humides (Kerney *et al.*, 1983), font leur apparition dans les cortèges. Leur occurrence souligne la permanence d'un biotope forestier très réduit et plus humide que précédemment.

6 - CONCLUSION

Les séquences de Caours et de La Celle constituent des enregistrements de référence pour les interglaciaires continentaux contemporains des SIM 5e et 11. Dans les deux cas, l'évolution des paramètres climatiques enregistrés par les isotopes stables de la calcite constituant les séquences de tuf est cohérente avec les changements environnementaux reconnus par les paléobiocénoses, en particulier les malacofaunes. Ces résultats sont donc extrêmement encourageants et valident l'application de ces méthodes isotopiques, jusqu'alors développées sur des séquences de tuf holocènes, à des sites du Pléistocène moyen et supérieur. Une des difficultés majeures de ce type d'approche demeure le caractère discontinu des enregistrements continentaux et la relative imprécision des méthodes de datation radiométriques applicables aux tufs calcaires pléistocènes.

Toutefois, la poursuite de ces recherches géochimiques pourrait fournir des informations-clés pour la compréhension de l'évolution climatique et des réponses des environnements continentaux européens au cours des interglaciaires du Pléistocène. En particulier, les variations du $\delta^{18}\text{O}$ permettent d'évaluer quantitativement les changements de température atmosphérique. Par ailleurs, la comparaison avec d'autres marqueurs géochimiques tels que le $\delta^{13}\text{C}$ sur la matière organique, pour lequel les valeurs plus négatives sont attendues dans les environnements les plus humides, ou les rapports Mg/Ca et Sr/Ca, dépendants de l'intensité des précipitations, permettra de développer et préciser ces premières interprétations.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient M. Demaison et M^{me} Bellanger propriétaires du terrain à Caours qui ont autorisé l'accès aux parcelles ainsi que le Conseil Général de la Somme et la sous-direction de l'Archéologie de Picardie qui participent au financement des études de ce site. Par ailleurs, nous remercions la municipalité de Vernou-la-Celle-sur-Seine, le Conseil Général de Seine-et-Marne et le SRA Ile-de-France pour leur soutien logistique et financier aux recherches sur le site de La Celle.

Le premier auteur remercie chaleureusement l'équipe du SIL de l'University of East Anglia (Norwich, Grande-Bretagne) pour son accueil. Merci également à Christine Hatté (LSCE, CNRS-CEA, Gif-sur-Yvette, France) pour ses conseils et ses remarques constructives.

Cet article est une contribution au projet SITEP (Signature climatique des Interglaciaires dans les Tufs Européens, réponse des Environnements et impact sur le Peuplement paléolithique) du programme *Eclipse II* du CNRS-INSU.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANDREWS J.E., RIDING R., & DENNIS P.F., 1993 - Stable isotopic compositions of Recent freshwater cyanobacterial carbonates from the British Isles: local and regional environmental controls. *Sedimentology*, **40** (2), 303-314.
- ANDREWS J.E., PEDLEY H.M., & DENNIS P.F., 1994 - Stable isotope record of palaeoclimatic change in a British Holocene tufa. *The Holocene*, **4** (4), 349-355.
- ANDREWS J.E., RIDING R., & DENNIS P.F., 1997 - The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **129** (1/2), 171-189.
- ANDREWS J.E., 2006 - Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. *Earth-Science Reviews*, **75** (1/4), 85-104.
- ANTOINE P., LIMONDIN-LOZOUET N., AUGUSTE P., LOCHT J.-L., GALHEB B., REYSS J.-L., ESCUDÉ E., CARBONEL P., MERCIER N., BAHAIN J.-J., FALGUÈRES C., & VOINCHET P., 2006 - Le tuf de Caours (Somme, France) : mise en évidence d'une séquence eemienne et d'un site paléolithique associé. *Quaternaire*, **17** (4), 281-320.
- ANTOINE P., LIMONDIN-LOZOUET N., CHAUSSÉ C., LAUTRIDOU J.-P., PASTRE J.-F., AUGUSTE P., BAHAIN J.-J., FALGUÈRES C., & GALEHB B., 2007 - Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme) : synthesis and new results from interglacial deposits. *Quaternary Science Reviews*, **26** (22/24), 2701-2723.
- BOURDIER F., 1969 - Excursion dans le bassin de Paris (INQUA) : étude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **21**, 169-231.
- CASANOVA J., 1981 - Morphologie et biolithogénèse des barrages de travertins. *Mémoire. Association Française de Karstologie*, **3**, 45-54.
- CRAIG H., 1965 - The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures. In E. Tongiorgi (ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperatures*. Consiglio Nazionale Della Ricerca, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 161-182.
- DABKOWSKI J., ANTOINE P., LIMONDIN LOZOUET N., CHAUSSÉ C., & CARBONEL P., 2010 - Les microfaciès du tuf calcaire eemien (SIM 5e) de Caours (Somme, France) : éléments d'analyse paléocéologique du dernier interglaciaire. *Quaternaire*, **21** (2), 127-137.
- DANSGAARD W., 1964 - Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **26** (4), 436-468.
- DARLING W.G., 2004 - Hydrological factors in the interpretation of stable isotopic proxy data present and past: a European perspective. *Quaternary Science Reviews*, **23** (7/8), 743-770.
- GARNETT E.R., 2003 - *Geochemical record of climatic and environmental change in British Holocene tufas*. Thèse de Doctorat, University of East Anglia, Norwich, 276 p.
- GARNETT E.R., ANDREWS J.E., PREECE R.C., & DENIS P.F., 2004 - Climatic change recorded by stable isotopes and trace elements in a British Holocene tufa. *Journal of Quaternary Science*, **19** (3), 251-262.
- KERNEY, M.P., CAMERON, R.A.D., & JUNGBLUTH, J.H., 1983 - *Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas*. Paul Parey, Hamburg & Berlin, 384 p.
- JANSSENA., 2000 - *Petrography and geochemistry of active and fossil tufa deposits from Belgium*. Thèse de Doctorat, Katholieke Universiteit, Leuven, 392 p.
- JOLLY-SAAD M.-C., DUPÉRON M., & DUPÉRON J., 2006 - Nouvelle étude des empreintes foliaires des tufs holsteiniens de La-Celle-sous-Moret (Seine-et-Marne). *Palaeontographica. Abteilung B, Paläophytologie*, **276**, 145-160.
- JULIA R., 1983 - Travertines. *Memoir - American Association of Petroleum Geologists*, **33**, 64-72.
- LAUTRIDOU J.-P., AUFFRET J.-P., BALTZER A., CLET M., LÉCOLLE F., LEFEBVRE D., LERICOLAIS G., ROBLIN-JOUBE A., BALESU S., CARPENTIER G., DESCOMBES

- J.-C., OCCHIETTI S., & ROUSSEAU D.-D., 1999** - Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **170** (4), 545-558.
- LIMONDIN-LOZOUET N., ANTOINE P., AUGUSTE P., BAHAIN J.-J., CARBONEL P., CHAUSSÉ C., CONNET N., DUPÉRON J., DUPÉRON M., FALGUÈRES C., FREYTET P., GHALEB B., JOLLY-SAAD M.-C., LHOMME V., LOZOUET P., MERCIER N., PASTRE J.-F., & VOINCHET P., 2006** - Le tuf calcaire de La Celle-sur-Seine (Seine-et-Marne) : nouvelles données sur un site clé du stade 11 dans le nord de la France. *Quaternaire*, **17** (2), 5-27.
- LIMONDIN-LOZOUET N., NICOUDE E., ANTOINE P., AUGUSTE P., BAHAIN J.-J., DABKOWSKI J., DUPÉRON J., DUPÉRON M., FALGUÈRES C., GHALEB B., JOLLY-SAAD M.-C., & MERCIER N., 2010** - Oldest evidence of Acheulean occupation in the Upper Seine valley (France) from an MIS 11 tufa at La Celle. *Quaternary International*, **223/224**, 299-311.
- LOCHT J.-L., ANTOINE P., AUGUSTE P., & LIMONDIN LOZOUET N., 2009** - *Caours «Les Prés»*. Rapport triennal de fouille programmée. Service Régional de l'Archéologie de Picardie, Amiens, 140 p.
- PAZDUR A., PAZDUR M.F., STARKEL L., & SZULC J., 1988** - Stable isotopes of Holocene calcareous tufa in Southern Poland as paleoclimatic indicators. *Quaternary Research*, **30**, 177-189.
- PEDLEY M., MARTÍN J.A.G., DELGADO S.O., & CURA M.G.D., 2003** - Sedimentology of Quaternary perched springline and paludal tufas: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. *Sedimentology*, **50** (1), 23-44.
- PENTECOST A., 2005** - *Travertine*. Springer, Berlin, 445 p.
- PREECE R.C., 1991** - Mapping snail in time: the prospect of elucidating the historical biogeography of the European malacofauna. In C. Meier-Brook (ed.), *Proceedings of the Tenth International Malacological Congress, Tübingen, 27 August - 2 September 1989*. Unitas Malacologica, Tübingen, 477-479.
- ROUSSEAU D.-D., PUISSÉGUR J.-J., & LÉCOLLE F., 1992** - West-European terrestrial mollusc assemblages of isotopic stage 11 (Middle Pleistocene): climatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92** (1/2), 15-29.
- ROZANSKI K., ARAGUAS-ARAGUAS L., & GONFIANTINI R., 1993** - Isotopic patterns in modern global precipitation. In P. Swart, K.C. Lohmann, J. McKenzie & S. Savin (eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records*. American Geophysical Union, Washington, 1-36.