



**HAL**  
open science

## **Relations between organic and terrigenous matter deposition in Holocene fluvial sediments: heterodox observations and conclusions.**

Jean-Jacques Macaire, Christian Di Giovanni, Florent Hinschberger

### ► **To cite this version:**

Jean-Jacques Macaire, Christian Di Giovanni, Florent Hinschberger. Relations between organic and terrigenous matter deposition in Holocene fluvial sediments: heterodox observations and conclusions.. Comptes Rendus Géoscience, 2005, 337, pp.8, 735-744. 10.1016/j.crte.2005.03.017 . hal-00023442

**HAL Id: hal-00023442**

**<https://insu.hal.science/hal-00023442>**

Submitted on 23 May 2006

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

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

# Relations entre production organique et apports terrigènes dans les sédiments fluviaux holocènes : observations et conclusions hétérodoxes

## Relations between organic and terrigenous matter deposition in Holocene fluvial sediments: heterodox observations and conclusions

Jean-Jacques Macaire<sup>a</sup>, Christian Di-Giovanni<sup>b</sup> and Florent Hinschberger<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Laboratoire de géologie des environnements aquatiques continentaux, GÉEAC, UPRES EA 2100, faculté des sciences et techniques, université François-Rabelais, parc de Grandmont, 37200 Tours, France

<sup>b</sup>Laboratoire de géologie de la matière organique, ISTO, UMR 6113 CNRS, bât. Géosciences, université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans cedex 2, France

**Mots-clés:** Holocène; Tourbe; Sédiments terrigènes; Environnement fluvial; Taux d'accumulation; Bassin parisien; France

**Keywords:** Holocene; Peat; Terrigenous sediments; Fluvial environment; Accumulation rates; Paris Basin; France

### Résumé

L'accumulation de matière organique dans les tourbières des vallées fluviales est généralement mise en relation avec un déficit d'apports terrigènes, et donc avec des conditions paléoenvironnementales défavorables à l'érosion mécanique. Ces conclusions reposent sur l'interprétation des teneurs en matière organique (MO) et minérale (MM) des sédiments, exprimées en pour-cent, donc parfaitement anticorrélées. Le calcul des taux d'accumulation massique de MO ( $T_{aMO}$ ) et de MM ( $T_{aMM}$ ) en  $\text{g m}^{-2} \text{an}^{-1}$  montre que  $T_{aMO}$  et  $T_{aMM}$  évoluent de façon essentiellement indépendante et que de fortes valeurs de  $T_{aMO}$  et  $T_{aMM}$  peuvent coexister. Cette expression de la sédimentation de MO et de MM permet de préciser les facteurs naturels et anthropiques qui la contrôlent.

### Abstract

Accumulation of organic matter in fens of fluvial valleys is often related to a low terrigenous matter delivery and to palaeoenvironmental conditions inducing low mechanical erosion. These assumptions come from the interpretation of contents in organic (MO) and mineral (MM) matters in sediments, expressed in percents, and then exactly anticorrelated. Calculation of mass accumulation rates of MO ( $T_{aMO}$ ) and MM ( $T_{aMM}$ ), expressed in  $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ , shows that  $T_{aMO}$  and  $T_{aMM}$  generally are not anticorrelated and that high values of  $T_{aMO}$  and  $T_{aMM}$  could appear simultaneously.

That expression of MO and MM accumulation makes it possible to precise the climatic and human impact on sedimentation.

## Abridged English version

### 1. Introduction

In Lateglacial and Holocene fluvial sedimentary infillings of the valleys in western Europa, beds rich in autochthonous organic matter (peat s.l.) [3], [5], [9], [17] and [22] are often correlated with episodes of poor terrigenous delivery due to warmer periods, while clayey–silty to gravely mineral beds are mainly correlated with episodes of high sediment yield due to periods of colder conditions or human impact in the catchment [2], [16] and [19].

Interpretation of these beds is based on their contents in mineral and organic components, expressed in percents of the bulk; as a result, a bed rich in organic matter is necessarily poor in mineral matter and interpreted as deposited during a period of low sediment yield, and conversely. Moreover, sediment rates are expressed in  $\text{m yr}^{-1}$ , implying that storage processes and textures of organic and mineral components are similar.

The aim of this paper is to show that it is necessary to calculate the specific weight-accumulation rates of organic matter on one hand, and of the mineral matter of the other hand, in order to get an accurate view of the quantitative relations between these components. This approach can produce significant modifications in the interpretation of the factors having induced the accumulation of these sediment components.

### 2. The Taligny marsh

The Taligny marsh is located at about 60 km southwestern of the town of Tours (Indre-et-Loire, France) in the downstream part of the Négron River. It lies in a depression cut in Cenomanian sands and marls and it is surrounded by hills formed of Turonian chinks. The marsh is 2.8-km long and no more than 500-m wide. It has a mean elevation of 38 m and it is drained by several man-made channels. The marsh contains Holocene organic sandy–gravelly to silty–clayey alluvium and peats, of a maximum thickness of **5.10 m**. The detrital fractions form a store of  $4.1 \times 10^6 \text{ t}$ , that is about the third of the total alluvial store ( $12.8 \times 10^6 \text{ t}$ ) of the Négron catchment [12].

### 3. Methods

Three boreholes with core samplers (T9, T19 et T22), no more than 5 m apart, were performed in the central part of the marsh (47°07'812 latitude north; 0°11'494 longitude east). T19 borehole makes it possible to observe the sediment facies and to collect samples by increments of 10 or 15 cm. After the shells of molluscs were extracted, we determined the contents of the sediments (% of the bulk) in: (1) organic matter (MO), (2) silicates and oxides, (3) carbonated minerals, (2)+(3) forming the

mineral matter (MM). The content in MO was calculated multiplying by two the content in total organic carbon determined by Rock–Eval pyrolysis [7]. The content in carbonates was obtained calculating the difference between the weight of the bulk and the weight of the residue after dissolution of the carbonates in HCl 1 N. The content in silicates and oxides is the difference between 100% and the contents in MO and carbonates.

The apparent volumetric mass of the sediments was calculated on the T22 borehole on sediments collected by increment of 5 cm in MO rich beds (0–190 cm) and on four representative samples of silty–clayey and sandy–gravelly sediments in the underlying beds. The mass of sediments was determined by weighing after they were dried at 50 °C during 48 h. The volumetric mass (in  $\text{g m}^{-3}$ ) was calculated dividing the dry weight by the wet volume of the sediments.

Seven  $^{14}\text{C}$  datings were carried out at the Laboratory of Isotope Geochemistry, University of Arizona, Tucson (USA), on peat or wood fragments.  $^{14}\text{C}$  datings were calibrated according to [18].

#### 4. Results

The T9 borehole cuts seven sedimentary units, from the top to the bottom (Fig. 2A):

- 0–60 cm: darkish brown peaty silts (U7),
- 60–140 cm: darkish brown silty peat (U6),
- 140–190 cm: greyish brown peaty silts (U5),
- 190–270 cm: greenish grey organic silts (U4),
- 270–325 cm: darkish grey organic silts (U3),
- 325–360 cm: greenish silts (U2),
- 360–510 cm: greenish calcareous sandy–gravelly silts (U1),
- under 510 cm: greyish sandy marl, very hard, of the Cenomanian bedrock.

The silty beds (0–60 cm and 140–360 cm) are homogeneous. The  $^{14}\text{C}$  datings range from 4360 yr cal BC at 340-cm depth (U2) to 1265 yr cal AD at 55-cm depth (U7) (Fig. 2B). The contents in MO (Fig. 2C) range from 4.7% to 13.1% from U1 to U4, increase in U5 (4.9 to 32.8%) up to a maximum in U6 (80.8%) and decrease in U7 (35.4 to 19.0%). The contents in MM vary conversely. The volumetric mass of the sediments (Fig. 2D) ranges from  $1.5 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$  in U1 to  $0.15 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$  in U6.

#### 5. Discussion

The Taligny marsh is filled with Holocene sediments ranging from a coarse size terrigenous end (U1) to a peaty organic end (U6) (Fig. 2A and B). The organic-rich sediments were deposited in a rheotrophic fen supplied with water by the river [15].

Relative contents in MO and MM (Fig. 2C) incline to conclude that U1 sediments, mainly composed of coarse size terrigenous grains, carbonated and siliceous, and very poor in MO, were deposited on the bottom of a fluvial channel. Composition of the U2, U3 and U4 sediments seems to show a quite constant sedimentation in a flood plain, favouring storage of MM ( $MM > 86.9\%$ ) over MO. From U5 to U7, conditions appear to have been more favourable to the accumulation of MO to the detriment of MM in a fen, especially during U6 deposition. In that expression of the sedimentation, there is a perfect anticorrelation between contents in MO and contents in MM, which inclines to conclude that autochthonous MO accumulation appears when delivery or storage of MM decreases.

Moreover, since 4360 yr cal BC, sedimentation rates expressed in  $10^{-3} \text{ m yr}^{-1}$  (Fig. 2 and Fig. 3) are lower in units poor in MO (U2 to U5 pro parte) than in units rich in MO (upper part of U5, U6 and U7). This is mainly due to the differences between the conditions of supply and storage of MM by mechanical processes [14], and the conditions of production and preservation of the autochthonous MO regulated by biological, biochemical and hydrological processes [6], [8] and [23]. Moreover, fabrics and post-deposition evolution of organic and mineral materials greatly differ (particularly by compaction and humification of peaty material) [1].

For the sediments having very unequal contents in MM and MO, it is necessary to express the accumulation rates of MM and MO in mass per unit of deposition surface (in  $\text{g m}^{-2}$ ). This expression, classically used in studies of the water-rich sediments of the lake bottom [11] and [21], is rarely used in studies of the peaty sediments. It involves knowledge of the apparent volumetric mass of the sediments.

In the Taligny marsh, sediments of the U2 to U7 units show a quite good logarithmic correlation ( $R^2=0.73$ ) between their volumetric mass and their contents in MO (Fig. 2 and Fig. 4). Although this correlation is not perfect (compaction effect), it shows that the volumetric mass of the sediments varies according to the mixing of MM and MO between an organic end ( $0.1 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ ) and a mineral end ( $0.7 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ ).

For each sample of the U2 to U7 units, the accumulation rates ( $T_a$  in  $\text{g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) of MO ( $T_{aMO}$ ) and MM ( $T_{aMM}$ ) were calculated using the sedimentation rate ( $T_s$  in  $\text{m yr}^{-1}$ ), the apparent volumetric mass of the sediment ( $\rho$  in  $\text{g m}^{-3}$ ), and the relative contents in MO and MM (in mass%).

The apparent volumetric mass ( $\rho$ ) measured on the sediments depends on their contents in MO and MM and on the  $\rho$  values of MO ( $\rho_{MO}$ ) and MM ( $\rho_{MM}$ ) according to the relation:

$$\rho = [(\rho_{MO} \times \%_{MO}) + (\rho_{MM} \times \%_{MM})] / 100$$

The apparent volumetric mass of the MO end ( $0.1 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ ) being seven times lower than the volumetric mass of the MM end ( $0.7 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ ), it is possible to write:

$$T_{sMO} / T_{sMM} = 7 \times \%_{MO} / \%_{MM}$$

from where  $T_{sMO} = (7 \times \%MO \times T_s) / (7 \times \%MO + \%oMM)$  because  $T_{sMM} = T_s - T_{sMO}$  and

$$T_{aMO} = \rho_{MO} \times T_{sMO} = \rho_{MO} \times 7 \times \%MO \times T_s / (7 \times \%MO + \%oMM)$$

In the same way,

$$T_{aMM} = \rho_{MM} \times T_{sMM} = \rho_{MM} \times \%oMM \times T_s / (7 \times \%MO + \%oMM)$$

The observation of the variation patterns of the contents in MO and MM expressed in percents (Fig. 2C), on the one hand, and of the variation patterns of the MO and MM accumulation rates (Fig. 2F et G), on the other hand, leads to notably different conclusions. While there is a perfect anticorrelation of the contents in MO and MM, there is no significant anticorrelation of  $T_{aMO}$  and  $T_{aMM}$  for the whole samples ( $R^2=0.46$ ; Fig. 4B).  $T_{aMO}$  roughly increases from low values (U2 to U5) to high values (U6 to U7), while the contents in MO vary progressively. From U2 to U5, the contents in MM are high and quite constant relatively to the contents in MO, while  $T_{aMM}$  decreases very strongly and  $T_{aMO}$  varies little: there is no anticorrelation of  $T_{aMM}$  and  $T_{aMO}$  when  $T_{aMO}$  are low ( $R^2=0$ ). In U5, U6 and U7,  $T_{aMM}$  varies also strongly up to high values at the top of U7: accumulation rates of MM can be almost as high in units where  $T_{aMO}$  is high as in units where  $T_{aMO}$  is low. Nevertheless, there is a marked anticorrelation of  $T_{aMM}$  and  $T_{aMO}$  ( $R^2=0.93$ ) when  $T_{aMM} > 50 \text{ gm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ .

The periods of high accumulation of MO are not necessarily periods of low accumulation of MM, and stores of MO and MM formed essentially independently. Then, low delivery of MM seems not to be necessary to the formation of rheologic fens [4]. Nevertheless, the marked anticorrelation of  $T_{aMO}$  with  $T_{aMM}$  at the high values of  $T_{aMO}$  shows a probable connection in the storage processes of MM or in the preservation processes of MO in the fens.

The study of natural and anthropogenic factors having induced organic and mineral matters yield and storage on the catchment slopes and in the Taligny marsh is being published elsewhere.

## 1. Introduction

Les séries sédimentaires fluviales du Tardiglaciaire et de l'Holocène des fonds de vallées d'Europe occidentale renferment souvent, en alternance, des couches riches en matières organiques d'origine essentiellement autochtone (tourbes s.l.) et des couches détritiques argilo-silteuses à graveleuses, à dominante minérale, essentiellement issues du bassin versant [3], [5], [9], [17] and [22]. La genèse de ces couches est généralement mise en relation, soit avec des facteurs paléoenvironnementaux naturels (lithologie, morphologie, hydrologie, climat, végétation ...), soit avec des facteurs anthropiques (défrichement, mise en culture, aménagement des milieux aquatiques ...). Les couches riches en matière organique sont souvent rapportées à des phases de faibles apports détritiques et à une certaine stabilité morphosédimentaire liée à des périodes d'amélioration climatique, tandis que les couches détritiques sont plutôt attribuées à des phases d'augmentation de l'érosion mécanique, consécutives à une péjoration climatique ou au défrichement et à la mise en culture des terres [2], [16] and [19].

L'identification et l'interprétation de ces couches reposent sur l'observation de leurs faciès et sur l'analyse de leurs principaux composants minéraux et organiques par les méthodes classiques de la pétrographie sédimentaire. Leur composition est le plus souvent exprimée en pour-cent de la roche totale, ce qui fait qu'une couche riche en matière organique, et donc pauvre en matière minérale, est considérée comme mise en place lors d'une période défavorable à la sédimentation détritique, et réciproquement. De plus, le taux de sédimentation, lorsqu'il est calculé, est exprimé en  $10^{-3} \text{ m an}^{-1}$ , ce qui sous-entend que les processus de stockage et l'architecture des phases organiques et minérales sont identiques.

L'objectif de cette note est de montrer qu'il est nécessaire de calculer les taux d'accumulation spécifique en masses de matière organique, d'une part, et de matière minérale, d'autre part, pour avoir une vision de la réalité des relations quantitatives entre ces fractions, ce qui peut amener d'importantes modifications dans l'interprétation des facteurs qui commandent leur accumulation. À cette fin, une série sédimentaire fluviatile holocène a été étudiée dans la vallée du Négron, située dans le Sud-Ouest du Bassin parisien. Différentes expressions de la sédimentation organique et minérale sont comparées et discutées.

## 2. Présentation du marais de Taligny

Le marais de Taligny est situé dans le cours inférieur du Négron, petit affluent de rive gauche de la Vienne, à environ 60 km au sud-ouest de Tours (Indre-et-Loire) (Fig. 1).

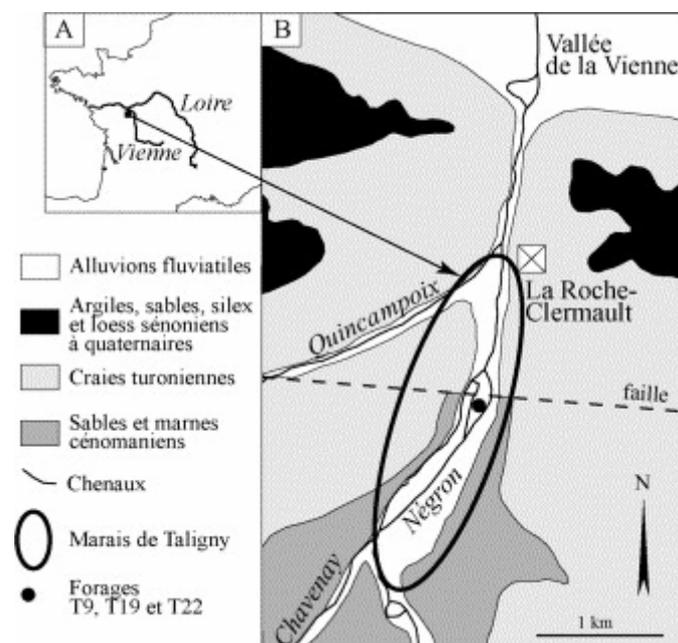


Fig. 1. Localisation et contexte géologique du marais de Taligny. - Location map and geological context of the Taligny marsh.

Le bassin versant du Négron a une superficie de  $162 \text{ km}^2$  et une altitude comprise entre 120 et 35 m. Il est constitué de calcaires et marnes oxfordiens (30 % de la surface), de sables, marnes et craies du Cénomaniens (27 %), de craies turoniennes (23 %), d'argiles, sables et conglomérats à silex du Sénonien et de l'Éocène (4 %), de loess et de colluvions quaternaires (12 %). Le marais, situé dans une dépression

façonnée dans les formations cénomaniennes et environné de collines crayeuses, est long de 2,8 km, large de 500 m au maximum et d'altitude moyenne de 38 m. Il est drainé par plusieurs chenaux aux tracés artificiels et renferme des sédiments sablo-graveleux à silto-argileux organiques et des tourbes holocènes, épais de 5,10 m au maximum.

Les stocks de formations superficielles des versants et fonds de vallées (loess, colluvions, grèzes, alluvions et tourbes) ont été évalués à partir des surfaces d'affleurements, des épaisseurs prospectées systématiquement et des mesures de masses volumiques, pour chacune d'elles [12]. La fraction terrigène stockée dans le marais de Taligny a été évaluée à  $4,1 \times 10^6$  t, soit un tiers environ du stock fluviatile total ( $12,8 \times 10^6$  t) piégé dans l'ensemble du bassin du Négron.

### 3. Méthodes analytiques

L'ensemble du marais a été prospecté par 31 forages avec un carottier à percussion. Ceux-ci ont montré que la lithostratigraphie varie peu spatialement. Pour des raisons techniques d'échantillonnage, trois forages contigus (T9, T19 et T22, situés dans un rayon de 5 m maximum) ont été réalisés dans la zone centrale du marais (47°07'812, de latitude nord ; 0°11'494 de longitude est), où les sédiments sont les plus épais. Les trois forages présentent exactement la même stratigraphie. La profondeur des limites entre unités estimées visuellement varie de 10 cm au maximum. Le forage T19 a permis l'observation et la description des faciès et le prélèvement d'échantillons de sédiments par incréments de 10 ou 15 cm. Après extraction des fragments de coquilles de mollusques, les échantillons ont fait l'objet d'une détermination de leurs teneurs (% en masse de la roche totale) (1) en matière organique (MO), (2) en fraction silicates + oxydes, (3) en fraction carbonatée, (2)+(3) constituant la matière minérale (MM). La teneur en MO a été calculée en doublant la teneur en carbone organique total, obtenue par pyrolyse Rock-Eval [7]. La teneur en carbonates a été obtenue par différence entre le poids de la prise d'essai (10 à 50 g, selon les échantillons) et celui du résidu après attaque à HCl N. La teneur en fraction silicates et oxydes est la différence à 100 % des teneurs en MO et en carbonates.

La masse volumique apparente des sédiments a été calculée sur des échantillons prélevés dans le forage T22 avec des boîtes de volume connu, enfoncées à l'emporte-pièce dans les carottes. Quinze échantillons ont été collectés par incréments de 5 cm dans les couches riches en MO (0–190 cm) et quatre échantillons représentatifs dans les principaux niveaux silto-argileux et sablo-graveleux sous-jacents. Leur poids a été déterminé par pesée après dessiccation à l'étuve à 50 °C pendant 48 h. La masse volumique apparente (en  $\text{g m}^{-3}$ ) a été obtenue par division du poids sec par le volume humide.

Sept datations radiocarbone ont été réalisées par comptage au laboratoire de géochimie isotopique de l'université d'Arizona à Tucson (États-Unis) sur des tourbes ou des fragments de bois prélevés dans le forage T9. Les âges ont été calibrés à  $2\sigma$  selon [18]. Les taux de sédimentation et d'accumulation ont été calculés entre les niveaux datés en utilisant les âges calibrés de probabilité maximum : ce sont donc des valeurs moyennes. Les valeurs calculées en utilisant les âges maximum et

minimum des échantillons aux bornes varient dans une fourchette inférieure à  $\pm 10\%$  relativement à la valeur moyenne.

## 4. Résultats

Le forage T9 a traversé sept unités, de haut en bas (Fig. 2A) :

- 0–60 cm : silts tourbeux brun noirâtre (U7) ;
- 60–140 cm : tourbe silteuse brun noirâtre (U6) ;
- 140–190 cm : silts tourbeux brun grisâtre (U5) ;
- 190–270 cm : silts organiques gris verdâtre (U4)
- 270–325 cm : silts organiques gris noirâtre (U3)
- 325–360 cm : silts verdâtres (U2) ;
- 360–510 cm : silts sablo-graveleux calcaires verdâtres (U1) ;
  - au-delà de 510 cm : marne sableuse grise très compacte du substrat cénomaniens.

Les niveaux silteux (0–60 cm et 140–360 cm) sont homogènes et contiennent très peu de sable et d'argile (généralement moins de 10 % de chaque fraction). Les sept âges  $^{14}\text{C}$  calibrés à 2 $\sigma$  de probabilité maximum s'échelonnent de 4360 ans av. J.-C. à 340 cm de profondeur (U2) à 1265 ans apr. J.-C. à 55 cm (U7) (Fig. 2B). Les teneurs en MO (Fig. 2C), inférieures à 4,7 % dans U1, augmentent légèrement (jusqu'à 13,1 %) de U2 à U4. Elles sont plus élevées dans U5 (4,9 à 32,8 %) pour atteindre progressivement un maximum dans U6 (80,8 %) et décroître dans U7 (35,4 à 19,0 %). Les teneurs en MM, essentiellement constituée de silicates et d'oxydes, excepté dans U1 où les sables et graviers peuvent être calcaires, varient de façon complémentaire.

La masse volumique apparente des sédiments (Fig. 2D) est relativement élevée dans U1 ( $1,5 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ ) et plus faible et constante dans U2, U3 et U4 ( $0,6 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ ); elle varie au sommet de U4 et dans U5, U6 et U7 entre 0,45 à  $0,15 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ , les plus faibles valeurs se trouvant dans U6.

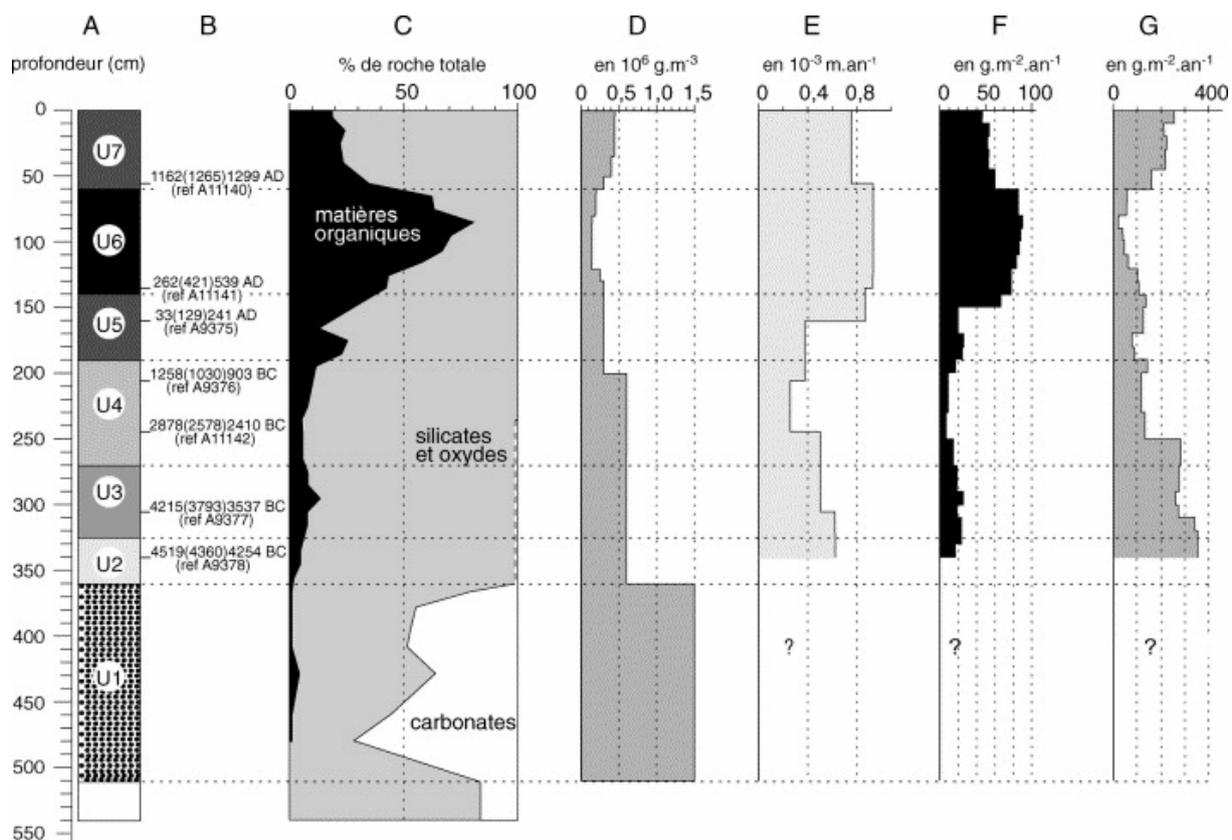


Fig. 2. Stratigraphie, lithologie et taux d'accumulation de matières organique et minérale d'après les forages T9, T19 et T22 dans le marais de Taligny. **A** : Log et unités stratigraphiques ; **B** : âges <sup>14</sup>C calibrés av. et apr. J.-C. d'après [13]. Entre parenthèses : âge de probabilité maximum ; **C** : teneurs en matières organique et minérale des sédiments ; **D** : masses volumiques apparentes des sédiments ; **E** : taux de sédimentation ; **F** : taux d'accumulation massiques de matière organique ; **G** : taux d'accumulation massiques de matière minérale.

Stratigraphy, lithology and accumulation rates of organic and mineral matters from T9, T19 and T22 cores in the Taligny marsh. **A**: Stratigraphic log and units; **B**: <sup>14</sup>C datings calibrated BC and AD according to [13]. Between brackets: the most probable age; **C**: contents in organic and mineral matters in sediments; **D**: apparent volumetric mass of sediments; **E**: sedimentation rates; **F**: accumulation rates of organic matter; **G**: accumulation rates of mineral matter.

## 5. Discussion

Le marais de Taligny est comblé de sédiments rapportés à l'Holocène, variant entre un pôle terrigène grossier (U1) et un pôle organique tourbeux (U6) (Fig. 2A et B). Le pôle tourbeux est généralisé dans le marais et correspond à une tourbière rhéotrophique, alimentée par le cours d'eau [15]. L'examen des courbes classiques des teneurs relatives en MO et en MM (Fig. 2C) amène à conclure que l'U1 (Holocène inférieur ?) est marquée par une sédimentation essentiellement terrigène grossière à éléments carbonatés et très pauvre en MO, de type fond de chenal fluvial. Les teneurs relatives en MO et MM dans U2, U3 et U4 (Atlantique supérieur à Subatlantique) paraissent traduire des conditions de sédimentation assez constantes et favorables au stockage de la MM terrigène (toujours plus de 86,9 %) relativement à MO, dans une plaine d'inondation. De U5 à U7 (Subatlantique), les conditions semblent avoir été de plus en plus favorables à l'accumulation de la MO au détriment de la MM dans une tourbière, d'abord irrégulièrement dans U5, puis

plus régulièrement, jusqu'à des conditions optimales d'accumulation de MO dans U6, après lesquelles les conditions semblent avoir été de moins en moins favorables à l'accumulation de MO dans la partie supérieure de U6 et dans U7, jusqu'à la période actuelle, marquée par un regain de stockage de MM. Dans cette expression de la sédimentation, il y a évidemment une anticorrélation parfaite entre les teneurs en MO et MM, qui conduit beaucoup d'auteurs à penser que l'accumulation de MO autochtone s'effectue alors que les apports ou les conditions de stockage de la MM déclinent, ce qui n'est pas véritablement démontré.

Depuis 4360 av. J.-C., les taux de sédimentation varient dans un rapport de 1 à 3,5 (Fig. 3). Ils sont plus faibles dans les unités pauvres en MO (de 0,26 à  $0,62 \times 10^{-3} \text{ mm.an}^{-1}$  dans U2, U3, U4 et U5 pro parte) que dans les unités riches en MO (0,76 à  $0,93 \times 10^{-3} \text{ mm.an}^{-1}$  dans U5 partie supérieure, U6 et U7) (Fig. 2E). Cela résulte avant tout de la différence fondamentale qui existe entre les conditions de production et de stockage de MM par des processus mécaniques [14] et celles de la genèse et de la conservation de MO autochtone, contrôlées par des processus biologiques, biogéochimiques et hydrologiques [6], [8] and [23]. De plus, les stocks sédimentaires minéraux et organiques ont des architectures et des évolutions très différentes, avec notamment une forte aptitude des matériaux tourbeux à la compaction et à l'humification [1], ce qui complique les bilans fondés sur leurs volumes.

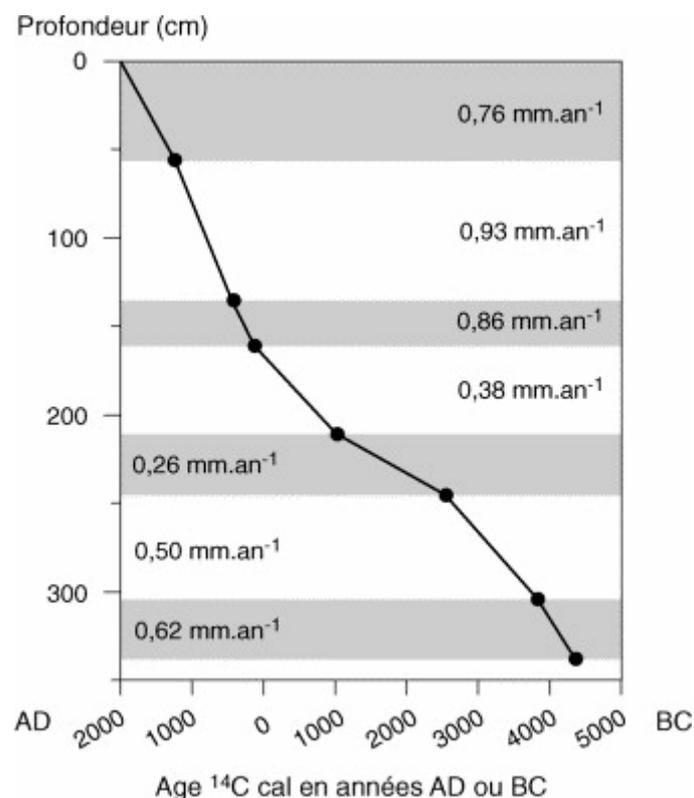


Fig. 3. Évolution des taux de sédimentation avec la profondeur.

Evolution of the sedimentation rates according to the depth.

Il apparaît donc que, pour les matériaux contenant des proportions très variables en MM et MO, les teneurs relatives en ces fractions ou les volumes des sédiments qui les renferment sont des valeurs insuffisantes pour une interprétation fiable des stocks de matière qu'ils représentent. Il est nécessaire d'évaluer les taux d'accumulation de MM et de MO en masse par unité de surface (en  $\text{g m}^{-2}$ ). Cette approche, utilisée classiquement pour interpréter les taux d'accumulation des sédiments riches en eau et inégalement compactés des fonds de lacs [11] and [21], est rarement utilisée pour l'analyse des sédiments tourbeux. Elle nécessite de connaître la masse volumique apparente des sédiments.

Dans le marais de Taligny, si l'on excepte les sédiments de l'U1 silto-sablo-graveleux à très faibles teneurs en MO et masse volumique apparente plus élevée ( $1,5 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ ), les sédiments des unités U2 à U7 présentent une assez bonne corrélation logarithmique entre leurs masses volumiques ( $0,13 \times 10^6$  à  $0,6 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ ) et leurs teneurs en MO (72,2 à 8,4 %), avec un  $R^2$  de 0,73 (Fig. 2 and Fig. 4). Bien qu'imparfaite (effet du tassement), cette corrélation traduit l'évolution des valeurs de masses volumiques de mélanges entre un pôle organique ( $0,1 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ ) et un pôle minéral ( $0,7 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ ).

Pour chaque échantillon des unités U2 à U7, les taux d'accumulation ( $T_a$  en  $\text{g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) de MO ( $T_{aMO}$ ) et de MM ( $T_{aMM}$ ) ont été calculés à partir du taux de sédimentation ( $T_s$  en  $\text{m an}^{-1}$ ), de la masse volumique du sédiment ( $\rho$  en  $\text{g m}^{-3}$ ) et des teneurs relatives en MO et en MM (% massiques de MO et de MM de la roche totale sans coquilles). Cependant, la masse volumique apparente mesurée sur les sédiments dépend non seulement des teneurs en MO et MM, mais aussi des valeurs  $\rho$  de MO ( $\rho_{MO}$ ) et de MM ( $\rho_{MM}$ ), selon la relation :

$$\rho = [(\rho_{MO} \times \%_{MO}) + (\rho_{MM} \times \%_{MM})] / 100$$

La masse volumique apparente du pôle MO étant sept fois inférieure ( $0,1 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ ) à celle du pôle MM ( $0,7 \times 10^6 \text{ gm}^{-3}$ ), il est possible d'écrire :

$$\frac{T_{sMO}}{T_{sMM}} = 7 \times \%_{MO} / \%_{MM}$$

d'où  $T_{sMO} = (7 \times \%_{MO} \times T_s) / (7 \times \%_{MO} + \%_{MM})$  car  $T_{sMM} = T_s - T_{sMO}$  et

$$T_{aMO} = \rho_{MO} \times T_{sMO} = \rho_{MO} \times 7 \times \%_{MO} \times T_s / (7 \times \%_{MO} + \%_{MM})$$

De la même manière,

$$T_{aMM} = \rho_{MM} \times T_{sMM} = \rho_{MM} \times \%_{MM} \times T_s / (7 \times \%_{MO} + \%_{MM})$$

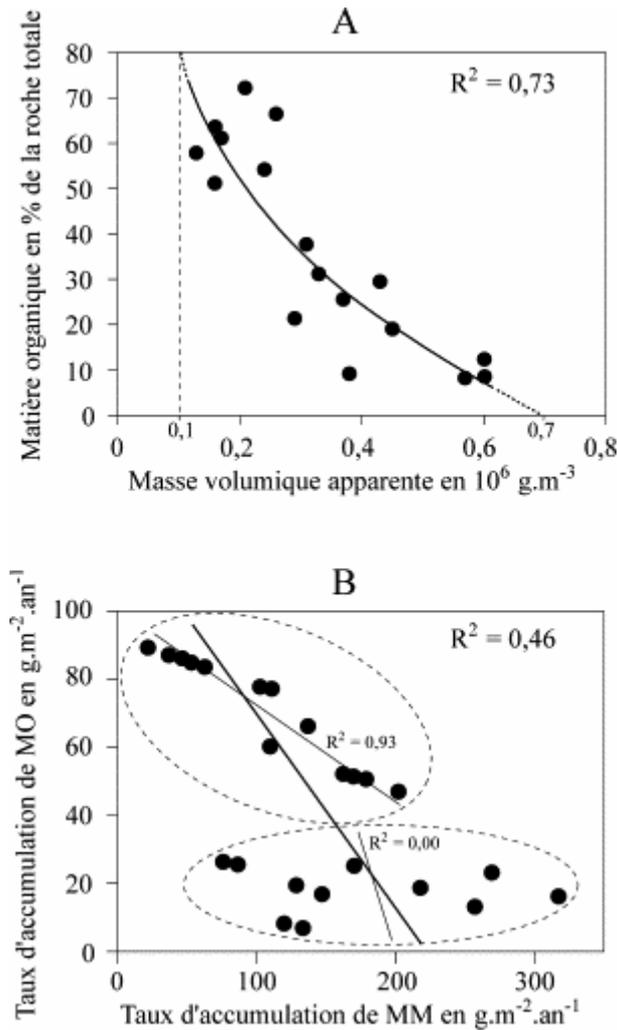


Fig. 4. Relations entre paramètres sédimentaires. **A** : Relations entre teneurs en matière organique et masse volumique apparente dans les sédiments organo-minéraux (unités U3 à U7). **B** : Relations entre taux d'accumulation massiques de matière organique et de matière minérale (unités U2 à U7).

Relations between sedimentary parameters. **A**: Relations between contents in organic matter and apparent volumetric mass in organo-mineral sediments (U3 to U7 units). **B**: Relations between accumulation rates of organic matter and accumulation rates of mineral matter (U2 to U7 units).

La comparaison des courbes de teneurs relatives en MO et MM, exprimées en % (Fig. 2C) et des taux d'accumulation massiques (Fig. 2F et G) conduit à des constatations sensiblement différentes. Alors que l'anticorrélation exacte entre les teneurs en MO et MM était la règle dans le premier cas, on constate qu'il n'y a pas d'anticorrélation significative entre  $T_{aMO}$  et  $T_{aMM}$  pour l'ensemble des échantillons ( $R^2=0,46$  ; Fig. 4B). Les valeurs de  $T_{aMO}$  varient de 1 à 13. Elles sont relativement basses (7 à  $27 \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) dans les unités U2 à U5 et augmentent fortement à la partie supérieure de U5 pour rester élevées (47 à  $90 \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) dans U6 et U7.  $T_{aMO}$  n'évolue pas de façon progressive dans U5, U6 et U7, contrairement à ce que montre la Fig. 2C.

$T_{aMM}$  varie de 1 à 15. De U2 à U5, la teneur en MM est forte et assez constante relativement à celle de MO sur la Fig. 2C, alors que  $T_{aMM}$  décroît très fortement de 317 à  $76 \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ,  $T_{aMO}$  variant peu : il n'y a pas d'anticorrélation entre  $T_{aMM}$  et  $T_{aMO}$

pour ces faibles taux d'accumulation de MO ( $R^2=0$ ).  $T_{aMM}$  croît légèrement à la partie supérieure de U5 (jusqu'à  $136 \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ), décroît dans U6 (jusqu'à  $21 \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ), pour augmenter jusqu'à  $201 \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  au sommet de U7. Les taux d'accumulation de MM peuvent donc être presque aussi forts dans les unités à  $T_{aMO}$  élevés que dans celle à  $T_{aMO}$  faible. Cependant, il y a une bonne anticorrélation entre  $T_{aMM}$  et  $T_{aMO}$  ( $R^2=0,93$ ) pour  $T_{aMM} > 50 \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ .

Il ressort du calcul des taux d'accumulation présenté ici que les périodes de forte accumulation de MO ne sont pas nécessairement des périodes de faible accumulation de MM et que les stocks de MO et de MM, dans les limites quantitatives mesurées, s'effectuent de façon essentiellement indépendante. Cette expression de la sédimentation permet des interprétations d'ordres dynamique et paléoenvironnemental plus précises. Par exemple, la pauvreté des apports en MM, parfois évoquée parmi d'autres facteurs [4], ne semble pas nécessaire à l'installation des tourbières rhéologiques. Cependant, la bonne anticorrélation entre  $T_{aMO}$  et  $T_{aMM}$  aux fortes valeurs d'accumulation de MO indique un lien, peut-être dans les conditions de piégeage de la MM ou de conservation de la MO, dans les tourbières. Les périodes de dégradation climatique vers 2500 cal BC [10] et 800 cal BC [20], souvent considérées comme favorables à la production terrigène, se traduisent ici par une diminution de  $T_{aMM}$ , peut-être en raison du brouillage du signal climatique par les activités humaines [13] : les conséquences positives d'une exploitation moins agressive de la surface du sol à partir de la fin du Néolithique ont pu l'emporter sur celles, négatives, de la dégradation climatique.  $T_{aMO}$  varie peu durant ces périodes. L'amélioration climatique, progressive depuis 2000 ans, correspond à une augmentation brutale de  $T_{aMO}$  vers 300 cal apr. J.-C. (époque gallo-romaine), alors que  $T_{aMM}$  atteint de très faibles valeurs, surtout au Moyen Âge, pourtant marqué par une forte anthropisation du milieu [24]. Après 1500 cal apr. J.-C., le « petit âge glaciaire » et le développement de l'agriculture se traduisent bien par une augmentation de  $T_{aMM}$ , mais  $T_{aMO}$  reste cependant encore élevé.

L'analyse détaillée des facteurs naturels et anthropiques à l'origine de la production et du stockage des matières organiques et minérales sur les versants et dans le marais de Taligny est en cours de publication.

## 6. Conclusion

L'interprétation très généralement répandue des relations entre la sédimentation de MO et celle de MM dans les contextes fluviaux sur la base des teneurs relatives de ces phases dans les sédiments conduit à des conclusions souvent erronées sur la production de ces matières et sur les facteurs qui la commandent, en raison de l'origine, de l'évolution et de l'architecture très différentes de ces deux composantes des sédiments. Seules les valeurs d'accumulation massique de MO et de MM donnent une image exacte du stockage de ces phases. Elle nécessite la mesure, aisée, de la masse volumique apparente des sédiments, et la connaissance aussi précise que possible des taux de sédimentation à partir de datations  $^{14}\text{C}$  nombreuses. Les variations essentiellement indépendantes de  $T_{aMM}$  et  $T_{aMO}$  permettent une analyse plus précise des facteurs climatiques et anthropiques qui contrôlent la production de ces matières, sur les versants (MM) et dans le marais

(MO). Cependant, une forte accumulation de MO paraît induire de mauvaises conditions de stockage de MM.

## Acknowledgments

Ces recherches ont été réalisées dans le programme du GDR *Agriculture et Environnement* et poursuivies dans le programme CNRS–ECLIPSE *Interactions activités humaines–production et stockage de sédiments à l'Holocène en plaine et en moyenne montagne*. Nous remercions M.J.-P. Bakyono pour sa collaboration technique. Nous remercions les deux experts anonymes pour leurs critiques constructives.

## References

- [1] B. Aaby, Palaeoecological studies of mires. In: B.E. Berglund, Editor, *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, John Wiley & Sons Ltd. (1986), pp. 145–164.
- [2] P. Antoine, A.-V. Munaut, N. Limondin-Lozouet, P. Ponel and J.-P. Fagnart, Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début de l'Holocène) d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires. In: J.-P. Bravard and M. Magny, Editors, *Les fleuves ont une histoire*, Ed. Errance (2002), pp. 15–44.
- [3] S. Bohncke and J. Vandenberghe, Palaeohydrological development in the southern Netherlands during the last 15 000 years. In: L. Starkel, K.J. Gregory and J.B. Thornes, Editors, *Temperate Palaeohydrology*, John Wiley & Sons Ltd (1991), pp. 253–281.
- [4] M. Bournerias, Guide de végétaux de la région parisienne, Masson, Paris (1984) 483 p.
- [5] P.J. Burrin and D.K.C. Jones, Environmental processes and fluvial responses in a small temperate zone catchment: a case study of the Sussex Ouse valley, southeast England. In: L. Starkel, K.J. Gregory and J.B. Thornes, Editors, *Temperate Palaeohydrology*, John Wiley & Sons Ltd (1991), pp. 217–252.
- [6] R.S. Clymo, A model of peat growth. In: O.W. Heal and D.F. Prekins, Editors, *Production ecology of British moors and montane grasslands*, *Ecol. Stud.* **27** (1978), pp. 187–223.
- [7] P. Duchaufour, Pédologie, 1. Pédogenèse et classification, Masson, Paris (1983) 491 p.
- [8] D.W. Hilbert, N. Roulet and T. Moore, Modelling and analysis of peatlands as dynamical systems, *J. Ecol.* **88** (2000), pp. 230–242.
- [9] M.F. Huault and D. Lefèvre, A mire environment during the Holocene: Marais Vernier (France), *Quat. Stud. Pol.* (1983), pp. 229–236.

- [10] S.J. Johnsen, D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, J.P. Steffensen, H.B. Clausen, H. Miller, V. Masson-Delmotte, A.E. Sveinbjörndóttir and J. White, Oxygen isotope and paleotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP, *J. Quat. Sci.* **16** (2001) (4), pp. 299–307.
- [11] A.L.W. Kemp, C.I. Dell and N.S. Harper, Sedimentation rates and a sediment budget for Lake Superior, *J. Great Lakes Res.* **4** (1978), pp. 276–287.
- [12] J.-J. Macaire, S. Bellefleur, C. Di-Giovanni, P. De Luca, L. Visset and J. Bernard, Sediment yield and storage variations in the Negron River catchment (south-western Parisian Basin, France) during the Holocene period, *Earth Surf. Process. Landforms* **27** (2002), pp. 991–1009.
- [13] M.G. Macklin, Holocene river environments in prehistoric Britain: human interaction and impact, *Quat. Proc.* **7** (1999), pp. 521–530.
- [14] R.H. Meade, T.R. Yuzyk and T.J. Day, Movement and storage of sediment in rivers of the United States and Canada, *The Geology of North America, vol. 0-1: Surface Water Hydrology*, The Geological Society of America (1990), pp. 255–280 Chap. 11.
- [15] P.D. Moore, Hydrological changes in mires. In: B.E. Berglund, Editor, *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, John Wiley & Sons Ltd (1986), pp. 91–107.
- [16] J.-F. Pastre, M. Fontugne, C. Kuzucuoglu, C. Leroyer, N. Limondin-Lozouet, M. Talon and N. Tisnérat, L'évolution tardi- et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants, *Géomorphologie : processus, relief, environnement* **4** (1997), pp. 291–312.
- [17] L. Starkel, The Vistula River: a case study for Central Europe. In: L. Starkel, K.J. Gregory and J.B. Thornes, Editors, *Temperate Palaeohydrology*, John Wiley & Sons Ltd (1991), pp. 171–188.
- [18] M. Stuiver, P.J. Reimer, E. Bard, J.W. Beck, G.S. Burr, K.A. Huguen, B. Kromer, G. McCormac, J. Van Der Plicht and M. Spurk, INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24 000–0 cal BP, *Radiocarbon* **40** (1998), pp. 1041–1083.
- [19] J. Vandenberghe, C. Kasse, S. Bohncke and S. Kozarski, Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers, *Terra Nova* **6** (1994), pp. 476–485.
- [20] B. van Geel, J. van der Plicht, M.R. Kilian, E.R. Klaver, J.H.M. Kouwenberg, H. Renssen, I. Reynaud-Farrera and H.T. Waterbolk, The sharp rise of  $\Delta C_{14}$  ca. 800 cal BC: possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments, *Radiocarbon* **40** (1998), pp. 535–550.
- [21] J.-P. Vernet, J. Dominik and P.Y. Favarger, Texture and sedimentation rates in Lake Geneva, *Environ. Geol.* **5** (1984), pp. 143–149.

[22] L. Visset, C. Pont, N. Carcaud, J. Bernard and J.-M. Violot, Étude paléoenvironnementale de la vallée du Lane du Néolithique au Moyen Âge. Saint-Nicolas de Bourgueil (Indre-et-Loire), La prairie du Cassoir, *Quaternaire* **10** (1999), pp. 247–261.

[23] Z. Yu, I.D. Campbell, D.H. Vitt and M.J. Apps, Modelling long-term peatland dynamics, I: Concepts, review, and proposed design, *Ecol. Model.* **145** (2001), pp. 197–200.

[24] B. Zolitschka, K.-E. Behre and J. Schneider, Human and climatic impact on the environment as derived from colluvial, fluvial and lacustrine archives-examples from the Bronze Age to the Migration period, Germany, *Quat. Sci. Rev.* **22** (2003), pp. 81–100.