
Doctorat Aix-Marseille Université

École doctorale 355 : Espaces, Cultures et Sociétés

Spécialité : Géographie Physique

Laboratoires CEREGE et IMBE

par

Elodie Brisset

Sensibilité des milieux de montagne aux forçages climatiques et anthropiques depuis 14 000 ans dans les Alpes du Sud

*Approche multidisciplinaire (sédimentologie, géochimie, palynologie)
et multi-sites (lac Petit, lac de Vens et lac d'Allos)*

- Volume II -

Soutenue le 6 mai 2014 devant le jury composé de

Jean-Nicolas Haas, professeur, Université de Innsbruck, rapporteur

Michel Magny, directeur de recherche, Université de Franche-Comté, rapporteur

Etienne Dambrine, professeur, Université de Savoie, examinateur

Laurent Lespez, professeur, Université Paris Est Créteil, examinateur

Nicolas Thouveny, professeur, Aix-Marseille Université, examinateur

Edward Anthony, professeur, Aix-Marseille Université, directeur de thèse

Frédéric Guiter, maître de conférences, Aix-Marseille Université, co-directeur de thèse

Cécile Miramont, maître de conférences, Aix-Marseille Université, co-directrice de thèse

Liste des annexes

Annexe 1 : Petersen et al., 2014. Article publié dans la revue Journal of Paleolimnology	3
Annexe 2 : Wilhelm et al., 2012. Article publié dans la revue Quaternary Research	17
Annexe 3 : Parot et Renard, 2013. Mémoire de Master 1 Recherche.....	31
Annexe 4 : Photographies des sections du site de carottage VEN10 (Lac de Vens).....	59
Annexe 5 : Poher, 2013. Mémoire de Master 2 Recherche.....	63
Annexe 6 : Photographies des sections du site de carottage ALO11 (Lac d'Allos).....	119
Annexe 7 : Poher et Tchong, 2012. Mémoire de Master 1 Recherche	125
Annexe 8 : Troussier, 2013. Mémoire de Master 2 Recherche	153
Annexe 9 : Brisset et al., 2014. Article publié dans la revue CATENA	203

**Annexe 1 : Petersen et al., 2014. Article publié dans la
revue Journal of Paleolimnology**

Sediments of Lake Vens (SW European Alps, France) record large-magnitude earthquake events

Jade Petersen · Bruno Wilhelm · Marie Revel · Yann Rolland ·
Christian Crouzet · Fabien Arnaud · Elodie Brisset ·
Eric Chaumillon · Olivier Magand

Received: 18 December 2012 / Accepted: 5 December 2013 / Published online: 20 December 2013
© Springer Science+Business Media Dordrecht 2013

Abstract We studied sediment cores from Lake Vens (2,327 m asl), in the Tinée Valley of the SW Alps, to test the paleoseismic archive potential of the lake sediments in this particularly earthquake-sensitive area. The historical earthquake catalogue shows that moderate to strong earthquakes, with intensities of IX–X, have impacted the Southern Alps during the last millennium. Sedimentological (X-ray images, grain size distribution) and geochemical (major elements and organic matter) analyses show that Lake Vens sediments consist of a terrigenous, silty material (minerals and organic matter) sourced from the watershed and diatom frustules. A combination of

X-ray images, grain-size distribution, major elements and magnetic properties shows the presence of six homogenite-type deposits interbedded in the sedimentary background. These sedimentological features are ascribed to sediment reworking and grain sorting caused by earthquake-generated seiches. The presence of microfaults that cross-cut the sediment supports the hypothesis of seismic deposits in this system. A preliminary sediment chronology is provided by ^{210}Pb measurement and AMS ^{14}C ages. According to the chronology, the most recent homogenite events are attributable to damaging historic earthquakes in AD 1887 (Ligure) and 1564 (Roquebillière). Hence, the Lake Vens sediment recorded large-magnitude

J. Petersen · B. Wilhelm · M. Revel (✉) · Y. Rolland
CNRS, IRD, Observatoire de la Côte d'Azur, Géoazur
UMR 7329, Nice Sophia Antipolis University,
250 rue Albert Einstein, Sophia Antipolis,
06560 Valbonne, France
e-mail: revel@geoazur.unice.fr

J. Petersen · E. Brisset
CNRS, IRD, Collège de France, UM 34 CEREGE,
Aix-Marseille University, Technopôle de l'Arbois,
BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France

C. Crouzet
CNRS, ISTERRE Université de Savoie, Bâtiment
Belledonne, 73376 Le Bourget du Lac, France

F. Arnaud
Laboratoire Environnement Dynamique et Territoire de
Montagne, CNRS, Université de Savoie, Pôle Montagne,
73376 Le Bourget du Lac, France

E. Brisset
UMR 7263, IMBE, Technopôle de l'Arbois, BP 80,
13545 Aix-en-Provence cedex 04, France

E. Chaumillon
UMR CNRS 7266 LIENSs, Université de La Rochelle,
2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France

O. Magand
LGGE, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de
l'Environnement, CNRS, UJF–Grenoble 1,
38041 Grenoble, France

earthquakes in the region and permits a preliminary estimate of recurrence time for such events of ~400 years.

Keywords Homogenites · Paleo-earthquakes · Lake sediments · High altitude · SW European Alps

Introduction

For several decades, lacustrine sediments have been recognized as recorders of earthquakes in seismically active areas (Seilacher 1969; Beck et al. 1996; Chapron et al. 1999; Alfaro et al. 1999; Rodriguez-Pascua et al. 2000; Arnaud et al. 2002; Strasser et al. 2006; Wilhelm et al. 2013). Establishment of a detailed chronology of earthquakes in seismically active areas is a critical objective to estimate the recurrence time of high-magnitude events. Earthquakes can be recorded in lacustrine sediments by different types of deposits, such as debris flows (Arnaud et al. 2002; Nomade et al. 2005; Strasser et al. 2006), turbidites (Shiki et al. 2000; Strasser et al. 2006), homogenites (Chapron et al. 1999; Beck 2009) or deformation structures like liquefaction structures or microfaults (Beck et al. 1996; Monecke et al. 2004). Whatever the form, formation and preservation of earthquake records in lacustrine sediments depends on several factors (Sims 1973, 1975): (1) the nature of the sediment, mainly its water content and grain size (Plaziat and Ahmamu 1998; Jewell and Etensohn 2004; Monecke et al. 2004), (2) distance from the epicenter (Ambraseys 1988; Obermeier 1996; Strasser et al. 2006) and (3) earthquake magnitude (Rodriguez-Pascua et al. 2000).

This paper presents results from a multi-proxy study of sediment cores from Lake Vens, located in an area subject to ongoing seismic activity, in the southwestern Alps. The active Jausiers-Tinée fault is about 2 km NW of the lake, which is characterized by a swarm of microseismicity (Jenatton et al. 2007) and Quaternary tectonic offsets of geomorphology (Sanchez et al. 2010a, 2010b; Darnault et al. 2012). The main objective of this study was to test if historically documented macro-seismic events were recorded by the Lake Vens sediments. If Lake Vens sediment proves to record earthquakes, it will be a useful tool for

paleoseismic documentation of major earthquake recurrence during the Holocene.

Regional seismic hazard and vulnerability

The Alpes Maritimes is one of the most seismically active regions in the southwestern Alps, characterized by historical $M_w > 6$ and ongoing $M_w < 4$ earthquakes (Courboulex et al. 2003). The most damaging known event was the AD 1564 Roquebillière earthquake, with an estimated maximum epicentre MSK intensity of IX–X (Boschi et al. 1997; Lambert and Levret 1996; Laurenti 1998). Such strong earthquakes are considered to have recurrence intervals of hundreds to thousands of years (GEMEP 2005). These seismogenic hazards produce high risk because of the dense urbanization of the Mediterranean coast. Previous mapping studies and monitoring of seismic activity over 30 years identified many active faults (Courboulex et al. 2003; Sanchez et al. 2010a, 2010b; Larroque et al. 2011; Bauve et al. 2012). Vulnerability analysis, mainly for the city of Nice and its surroundings, has been undertaken in recent years, and is already acknowledged by several organizations such as the BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières), the IRSN (Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire) and the CETE (Centre d'Études Techniques de l'Équipement) for risk assessment. Monitoring of seismic activity, however, does not enable the estimation of recurrence time for large seismic events, which may be >1 ka. Hence, the historic earthquake record is not long enough to determine the frequency of large-magnitude events. Therefore, geological archives such as lake sediments must be investigated to produce reliable seismic-hazard and related risk assessments.

Lake Vens geological context

Lake Vens ($44^{\circ}18'40\text{N}$, $6^{\circ}55'56\text{E}$, 2,327 m asl) is located in the Argentera-Mercantour massif along the Tinée Valley (Alpes Maritimes, France), in the southwestern Alps (Fig. 1a). This high-altitude massif is composed mainly of Hercynian crystalline rocks (granite and gneiss), affected by strong localized deformations in narrow fault corridors. This deformation is linked to the formation of the Alpine chain (Sanchez et al. 2011a, 2010b) and it is currently

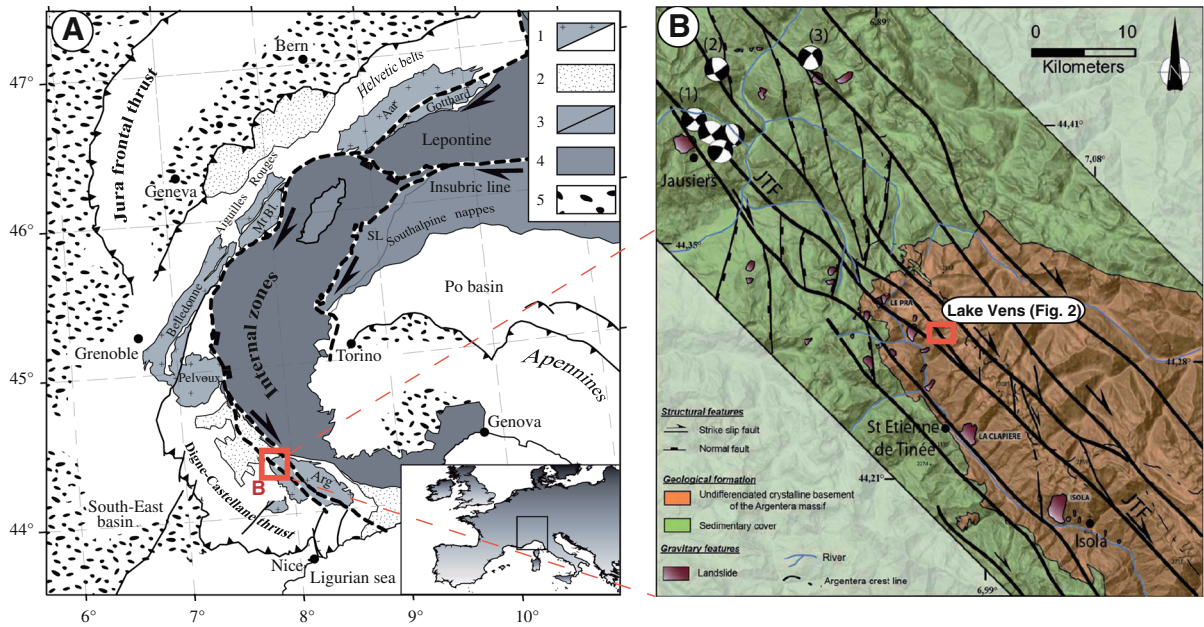
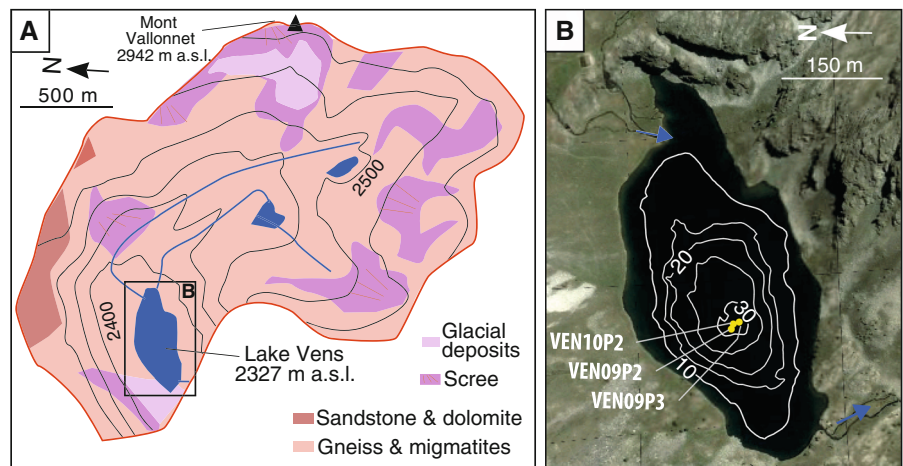


Fig. 1 **a** Schematic geological map of the western Alps, with location of the study area (**b** enlarged on the left). External Alps comprise: (1) Hercynian crystalline basement (crosses) and its autochthonous Mesozoic sedimentary cover (white); (2) The transported klippe of Helminthoid Upper Cretaceous flysch and Internal Briançonnais and Penninic units. Internal Alps comprise: (3) Briançonnais and Piemontais zones, which are made of variably metamorphosed rocks from the continental European margin and the Alpine Tethys oceanic domain; (4) the Austro-Alpine units comprising the Dent Blanche klippe and the

Apulian margin. (5) Molasse sediments deposited during the Oligocene to Pliocene lie in the periphery of the Alps. **b** Simplified structural map of the northwest part of the Argentera-Mercantour massif (after Sanchez et al. 2010a, b, 2011a, b). The red frame shows the location of Lake Vens, the map of which is displayed in Fig. 2. Focal mechanisms highlight (1) the seismic swarm of the 2003–2004 Jausiers Seismic crisis, (2) earthquake of 26 February 2012 (Mw: 4.7) and (3) earthquake of 1959 (Mw: 5.5)

Fig. 2 **a** Geological and geomorphological characteristics of the Lake Vens catchment (2,300 m asl) **b** Bathymetric map of the lake and location of the VEN09P3, VEN09P2 and VEN10P2 cores



responsible for ongoing seismicity, especially in the Jausiers-Tinée area (Jenatton et al. 2007; Sanchez et al. 2010a, b) (Fig. 1b). One of main faults passes several hundred meters south of Lake Vens and offsets

Quaternary morphologies (crests and glacier-polished surfaces) by 5–50 m (Fig. 1b).

The catchment area of Lake Vens is 4 km² and its geology is composed mainly of gneiss, with only

minor presence of sedimentary rocks (sandstone and dolomite) (Fig. 2a). Because of the high elevation, the catchment is covered by sparse grassy vegetation, and by snow from November to May. During this period, the lake's surface is frozen and, hence, sediment input occurs mainly during summer and early autumn. At this high elevation and given the Mediterranean climate, spring, summer and autumn floods control lake-watershed hydrology, a consequence of snow-melt and abundant rainfall. Two tributaries drain the catchment area and enter the east side of the lake (Fig. 2b). The lake is 270 m wide, 600 m long, has an area of 0.1 km² and is composed of two main sedimentary sub-basins. The smaller sub-basin is located in the eastern part of the lake in front of the delta and corresponds to a platform at 15 m maximum depth. The main sub-basin is located at the centre of the lake and has a maximum depth of 32 m.

Materials and methods

Coring

In 2009 and 2010, we used a gravity corer to retrieve three sediment cores (VEN09P3, VEN09P2 and VEN10P2), 168, 152 and 51 cm long, respectively. Cores were collected from the deepest sub-basin (Fig. 2b).

Sedimentology and geochemistry

Scopix X-ray spectrometry, coupled to an image intensifier and a 16-bit CCD camera (Bordeaux University), was used to study the sedimentary structure of VEN09P3. Variables such as lithology, grain size, water content, porosity and compaction control the X-ray response (Migeon et al. 1999). Major elements were semi-quantitatively determined at 1-mm resolution by X-ray fluorescence (XRF) spectrometry using an Avaatech XRF Core Scanner at Bordeaux University. Grain size of VEN09P3 was measured with a Coulter LS200 laser-diffraction particle analyzer at the Geoazur Laboratory (Nice, Sophia Antipolis University), using a 5-mm sampling step. Organic geochemistry was determined at a sampling step of 5 cm, using a Rock-Eval pyrolyser (Orléans University). Hydrogen Index (HI) and Oxygen Index (OI) were calculated from the assessment of

the Total Organic Content (TOC) and its temperature peak during pyrolysis (S2 and S3), following Meyers and Lallier-Vergès (1999) and Disnar et al. (2003). HI represents the quantity of hydrocarbon products rejected during the pyrolysis, whereas OI is linked to oxygen quantity.

Magnetic properties

To identify homogenite-type deposits that might be related to paleo-earthquakes, measures of several magnetic variables were made following the method of Campos et al. (2013). Seventy-eight cubic sub-samples (edge = 2.1 cm) and a U-channel (1.5 m long) were collected from core VEN09P2 to measure anisotropy of magnetic susceptibility and remanent magnetization. All magnetic measurements were carried out in the CEREGE Laboratory of Magnetism (Aix-Marseille University). The AGICO MFK1-FA Kappabridge (spinning method) was used for measurements of anisotropy of magnetic susceptibility. To identify magnetism-carrying particles and possible impact on anisotropy of magnetic susceptibility, laboratory Isothermal and Anhyseretic Remanent Magnetizations (IRM and ARM, respectively) were imparted and then demagnetized using alternative field (AF) (Campos et al. 2013). Remanent magnetizations were measured after each AF step using a superconducting quantum interference device (SQUID) pass-through magnetometer (2G 760R), located in a shielded room.

Chronology

The uppermost 21 cm of the VEN09P3 sediment core were sampled following a regular 1-cm sampling step for radionuclide measurements. Activity of ²¹⁰Pb was measured by gamma spectrometry at the Laboratory of Glaciology and Geophysics of the Environment (LGGE), following the initial procedure described by Gaggeler et al. (1976). The ²¹⁰Pb was used to determine sedimentation rate over the last century. Excess ²¹⁰Pb at each depth was calculated as the difference between total ²¹⁰Pb and ²²⁶Ra activity. We then applied the Constant Flux/Constant Sedimentation (CFCS) model to the excess ²¹⁰Pb distribution to calculate dates and sedimentation rates (Goldberg 1963).

Five samples of undifferentiated terrestrial vegetal remains were selected for AMS ¹⁴C analysis at the

Table 1 VEN09P3 and VEN10P2 core radiocarbon chronology

Code lab	Core	Core depth (cm)	Composite depth (cm) for VEN09P3	Material	Age 14C AMS conv. BP	Date error	Cal. years BP (± 2 sigmas)
SacA22282	VEN09P3	38	31	<i>Vegetal remains undiff.</i>	470	30	495–540
Poz34153	VEN09P3	93	72.5	Vegetal remains undiff.	1,155	30	980–1,171
SacA22284	VEN09P3	153	111.5	Vegetal remains undiff.	2,470	30	2,365–2,711
SacA31217	VEN10P2	37	25.5	<i>Coleopter remains</i>	355	45	313–497
SacA28193	VEN10P2	42	27.5	Vegetal remains undiff.	300	30	297–459

Radiocarbon dating was performed at the Laboratoire de Mesure du Carbone 14-Saclay by the national facility LM14C in the framework of INSU ARTEMIS call-for-proposal and Poznań Radiocarbon Laboratory. The composite depth was calculated by removing the six H layers, which correspond to instantaneous deposits. See text for explanations on the nature of samples and the calibration procedures. Rejected dates are indicated in italics

French national facility LMC14 (UMS 2572) at Saclay and Poznań Radiocarbon Laboratory (Table 1). ^{14}C ages were calibrated using the Intcal09 calibration curve (Reimer et al. 2009; Table 1) and an age model was generated using the R-code package “clam” (Blaauw 2010).

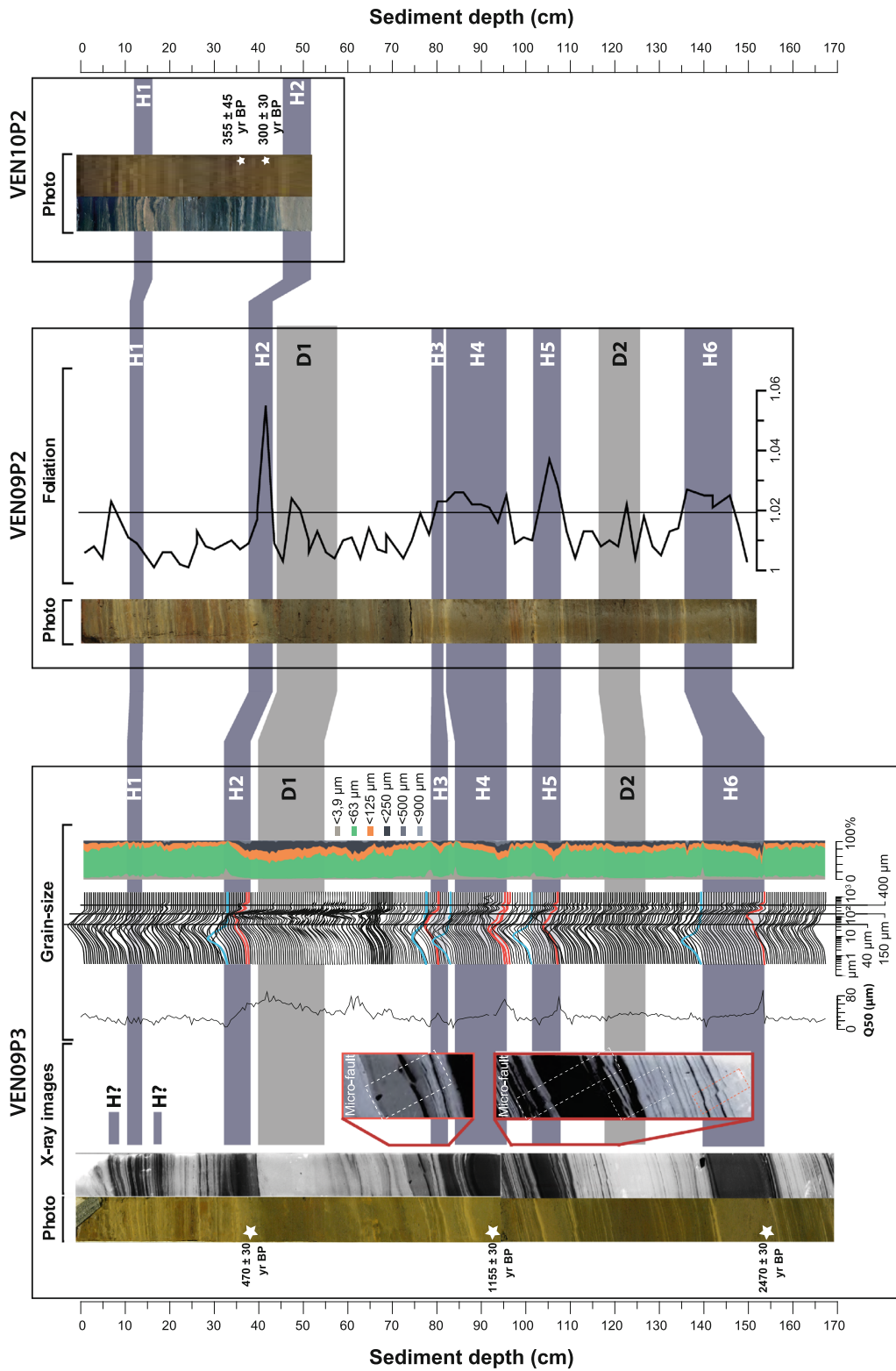
Results

Sedimentological and geochemical features of Lake Vens sediments

Sediment facies were defined using both macroscopic visual observation and X-ray images (Fig. 3). The sediment is composed of irregular, mm-scale laminae, in which eight to ten homogenous deposits are interbedded (grey patterns in Fig. 3). Among them, two homogenous deposits are highlighted by bright X-ray images at 40–55 and 120–130 cm depth in VEN09P3. Brighter colour indicates less dense sediments (Migeon et al. 1999) for these two layers designated D1 and D2, respectively. By contrast, six homogenous deposits appear opaque, and hence denser, in the X-ray images at depths of 11–13, 32–38, 81–84, 86–95, 104–110 and 141–153 cm. They are designated H1, H2, H3, H4, H5 and H6, respectively. Two additional deposits appear opaque at depths of 7–8 and 17–18 cm. They are, however, too thin to allow identification of the homogenous characteristic of the thicker H layers. X-ray images also revealed four microfaults (>1 cm) between 78 and 118 cm depth. The grain-size distribution curve indicates two dominant modes, at 40 and 150 μm . Based on observations of smear slides, the 40- μm

mode corresponds mainly to mineral fragments such as quartz, mica and feldspar, and the detrital fraction weathered from the basement gneiss in the catchment and delivered to the lake by river inflow. The abundant 150- μm fraction is composed mainly of centric diatom frustules (single diatom diameter around 150 μm , colony length to 2 mm). This mode is particularly well represented in the D layers, in which diatoms were notably abundant in smear slides. Furthermore, H layers show specific grain-size features, particularly in the thickest layers (H2, H4, H5 and H6), with (1) a coarse base (Q50 > 60 μm) of <1 cm (red curves in the frequency distribution curve, Fig. 3) because of a dominant sandy mineral fraction, (2) a main layer characterized by homogenous grain size and (3) a fine, whitish clay cap on the top of the homogenous layer of <1 cm (blue curves in the frequency distribution curve, Fig. 3).

The plot of Si/K versus Ca/K (Fig. 4) displays a negative correlation, suggesting that the sediment of Lake Vens is mainly made up of biogenic silica, in particular diatom frustules, and river-borne lithogenic material. Si/K is thus an appropriate geochemical proxy to highlight variability in diatom abundance throughout the core (Fig. 5). The Si/K ratio is < 1 throughout the entire core, except in the D1 and D2 layers (Fig. 5). This pattern is in agreement with the increase in observable diatoms (Fig. 4). In contrast, Ca/K is unrelated to any biogenic fraction, because neither ostracods nor limestone fragments, as revealed by negative HCl tests, are observed in smear slides. Enrichment in Ca is ascribed to the terrigenous fraction, constituted by plagioclase feldspar, whereas K is present in two micas, biotite and muscovite. Consequently, mm-scale Ca/K variability could be



◀ **Fig. 3** Sedimentological features (X-ray images and grain size) of the VEN09P3 core, foliation parameter of the VEN09P2 core and stratigraphic correlation between the VEN09P3, VEN09P2 and VEN10P2 (photo before and after oxidation) cores. For the frequency curve of the VEN09P3 grain size, the blue lines emphasize the top of the H layers (fine mode) and the red lines emphasize the bottom (coarse mode). Homogenous deposits are called H and D. Enlargement of the microfaults is shown in red. ¹⁴C-date depths from the VEN09P3 and VEN10P2 cores are indicated by white stars

related to grain-size distribution resulting from changes in transport energy (Wilhelm et al. 2012a). The most striking geochemical feature is the almost constant Ca/K ratio observed in the H layers (Fig. 5).

Increases in sulphur and TOC are documented in the two D layers (5 % TOC in D1 and 7 % TOC in D2). In contrast, sulphur and TOC (<2 %) contents are low in the six H layers. In the HI versus OI diagram (Fig. 6), samples are distributed between type II (algal) and type III (vascular plant) organic matter as defined by Espitalie et al. (1985) in Meyers and Lallier-Vergès (1999). Hence, the D layers appear to be enriched in autochthonous organic matter, whereas the organic-poor H layers appear to contain mainly allochthonous organic matter.

Magnetic properties

The minimum axes of the anisotropy of magnetic susceptibility are well grouped and present an average

inclination of $73.1^{\circ} \pm 5.8^{\circ}$. The clustering of the minimum axis, close to the vertical, implies good preservation of primary sedimentary structures. Only a few samples in the uppermost part of the core deviate from this average, probably because of their high water content, which makes good preservation of structures during the coring and/or sub-sampling processes very difficult. As a result, samples from the uppermost part of the core were not considered in this study.

Laboratory remanent magnetization analyses show a very constant mean destructive field of 36 ± 3 and 34 ± 2 mT for ARM and IRM, respectively. It implies that magnetic mineralogy is constant and dominated by magnetite. Variations in the intensity of ARM and IRM are probably a consequence of small changes in the amount of magnetite in the sediment. No clear relation between variation of magnetization parameters and the foliation parameter of the anisotropy of magnetic susceptibility (F) was observed. Therefore, the shape of the anisotropy of magnetic susceptibility ellipsoid is probably caused by the orientation of clay minerals.

In the studied section, the lineation parameter of the anisotropy of magnetic susceptibility is relatively low and constant (1.009 ± 0.007), whereas the F parameter shows low values (1.014 ± 0.009), except in the H layers, where values are >1.02 (Fig. 3). Large variations and anomalously high F values with respect

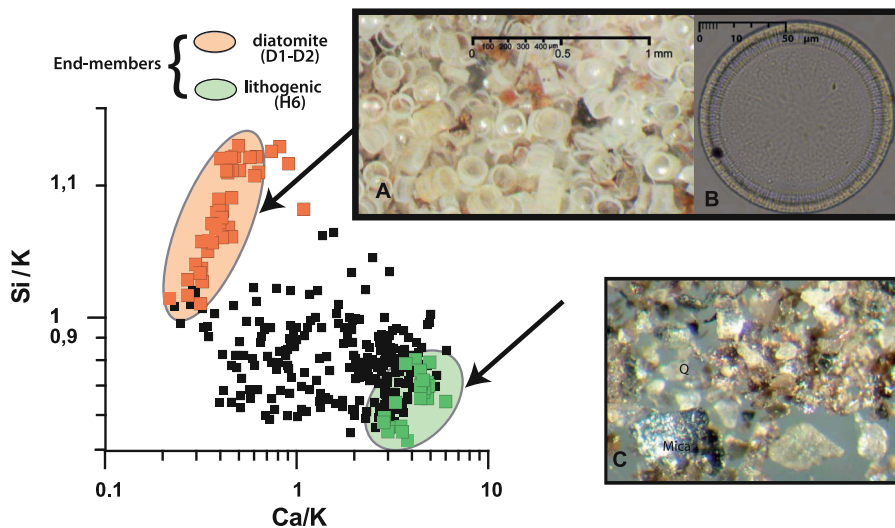
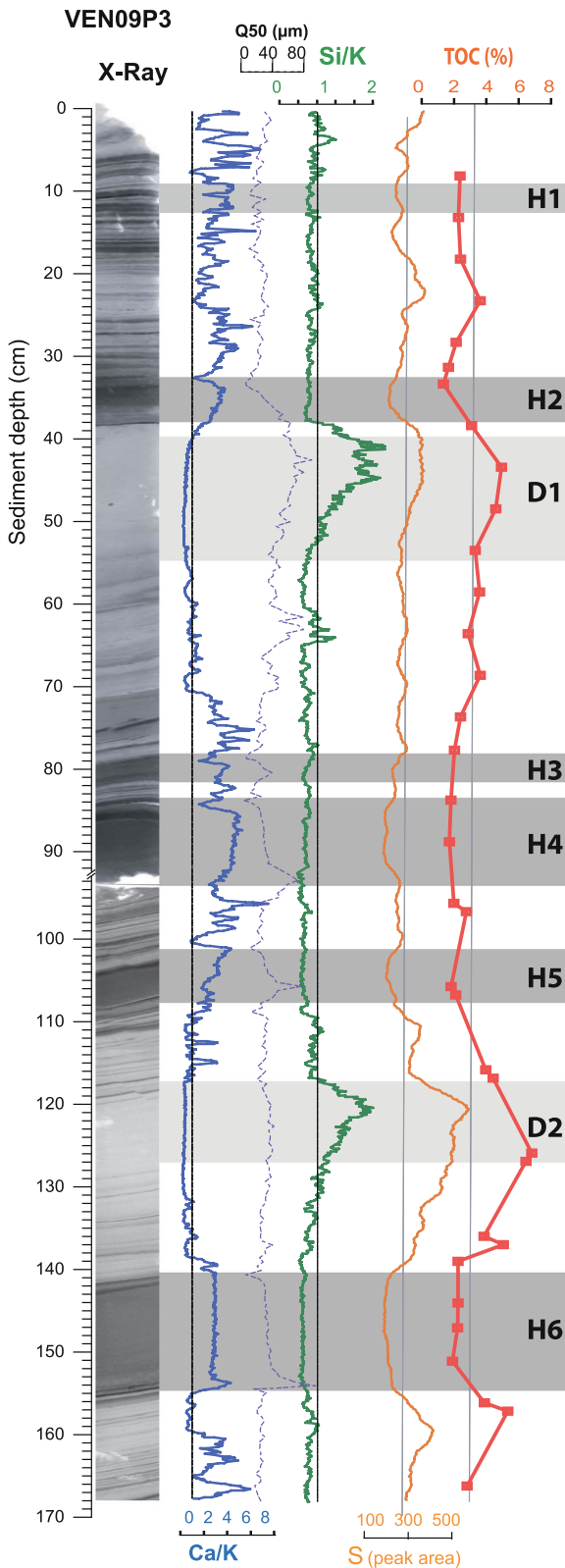


Fig. 4 Si/K versus Ca/K ratios. Data scatter reflects mixing of two end-members in various proportions: (1) authigenic source (diatoms) and (2) detrital input from eroded crystalline

basement in the watershed. **a** View of diatomite in the sediment. **b** Single diatom. **c**. Smear slide at 91 cm depth, showing the lithogenic fraction (mica and quartz)



◀ **Fig. 5** Geochemical features of the VEN09P3 core: X-ray images, Ca/K ratios, grain size (Q50), Si/K ratios, S content and organic matter (TOC) content versus depth (cm), indicating the main sedimentary facies (D and H layers)

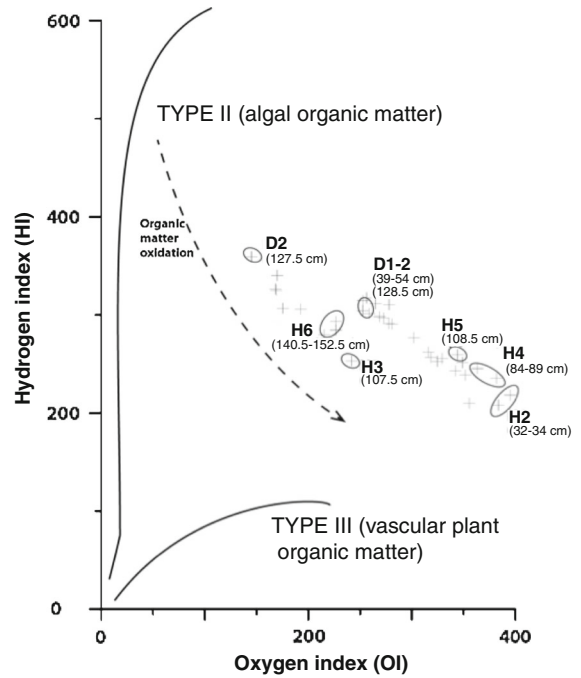


Fig. 6 Hydrogen Index versus Oxygen Index diagram for core VEN09P3 sediments. Samples from the H and D layers are circled. Organic matter type II and III patterns are indicated

to compaction have been highlighted previously by several authors and interpreted as being a consequence of oscillations in the mass of water during the slow decantation of re-suspended material (Beck 2009; Campos et al. 2013).

Chronology

The excess ²¹⁰Pb profile for core VEN09P3 shows a regular decrease from 887 ± 57 Bq kg⁻¹ at the top of core to 26 ± 8 Bq kg⁻¹ at 8.5 cm depth, with mean uncertainty of about 21 % (Fig. 7a). Below 8.5 cm, uncertainties are in the range of the measured values; these deeper samples were thus not considered for the application of the CFCS model. The CFCS model (Goldberg 1963) yielded an estimated linear sedimentation rate of 0.7 ± 0.1 mm/year.

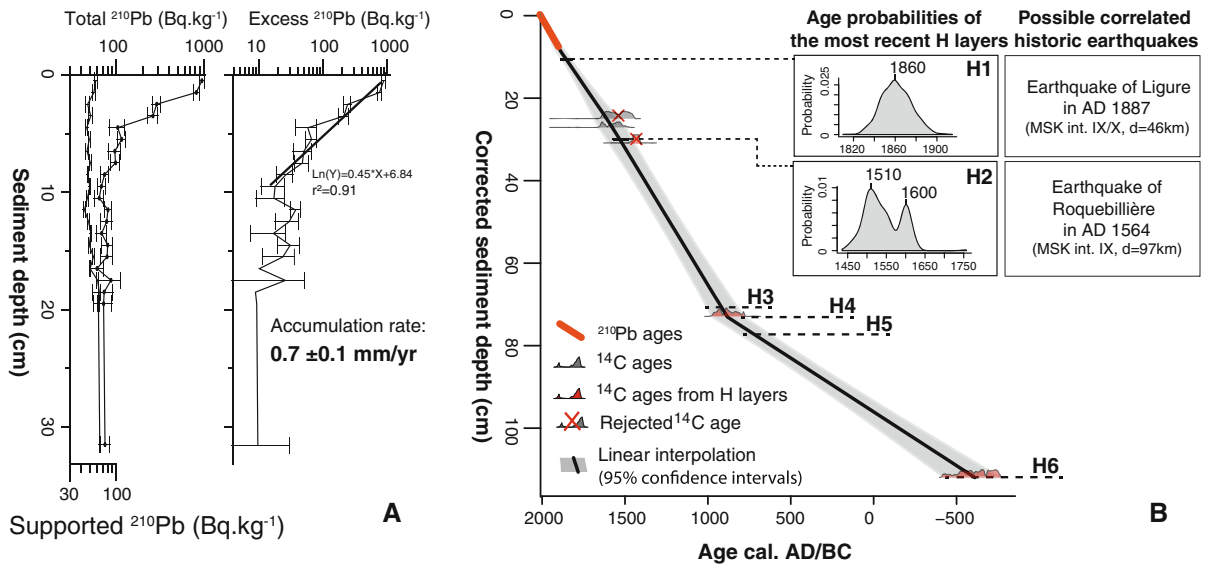


Fig. 7 a Total, supported, and excess ^{210}Pb versus sediment depth in core VEN09P3. b Age-depth relationship for core VEN09P3 and age probabilities for the H1 and H2 layers. Note that ^{14}C ages from the H layers are considered to be maximum ages (see text for details)

We combined ^{210}Pb -based ages with the five ^{14}C ages (Table 1) to construct an age-depth model for the entire VEN09P3 core (Fig. 7b). H layers are all associated with short-duration sedimentation processes and are thus considered instantaneous deposits. Hence, we excluded these deposits to construct a “corrected” depth before age-depth modeling (Arnaud et al. 2002; Wilhelm et al. 2012a). The resulting age-depth model reveals that the VEN09P3 core covers the last three millennia and provides maximum calibrated age probabilities of AD 1860 for H1, AD 1510 and 1600 for H2, AD 912 for H3, AD 890 for H4, AD 729 for H5 and BC 593 for H6 (Fig. 7b). It is, however, noteworthy that three of the five ^{14}C samples came from H layers. Because the H layers appear to result from the reworking of older sediments, these ^{14}C samples may have yielded “too-old” ages. Hence, ages on samples from H3, H4, H5 and H6 are considered maximum ages.

Discussion

Triggering processes for the three sedimentary facies

Lake Vens sediment is composed of autochthonous (silica) and allochthonous material. Along the 168-cm

core length, three facies are clearly distinguishable: (1) laminae, (2) grey homogenous deposits designated ‘H’ layers and (3) dark sediment layers designated ‘D’ layers. The laminated intervals vary between high Si/K ratios, which correspond to the Si-rich diatom end-member of the D layers, and high Ca/K ratios, which correspond to the Ca-rich lithogenic end-member of the H layers. Organic matter is distributed around the limit between type II and III (Fig. 6), representing a mixture of material from algae and higher plants. The mm-scale, dark-brown laminations are considered the “sedimentary background,” resulting from regular detrital input during snow melt and/or intense rainfall events and biological processes within the lake.

The D layers possess large amounts of diatoms, but little lithogenic material, according to smear slide observations and the geochemical ratios (Figs. 4 and 5). Grains are well sorted, with two dominant modes ascribed to diatom tests (~150 μm for individual diatoms and >400 μm for the colony) and a small, discrete mode ascribed to the detrital silt (40 μm). These layers also appear to be enriched in sulphur (Fig. 5) and organic matter that is dominated by algal material (Fig. 6). High sulphur concentrations could be related to authigenic pyrite formation under anoxic conditions, a consequence of increased algal productivity (Thomson et al. 2006). Concurrent increases in diatoms and algal organic matter suggest an increase

in autochthonous productivity during these two periods of deposition, linked to favourable growth conditions (water temperature, nutrient inputs) and/or reduced detrital inputs linked to decreases in the frequency and intensity of flood events and snow melts.

The H layers are dominated by erosion products from the crystalline basement, as revealed by smear slides and geochemical ratios (Figs. 4 and 5). Organic matter content is low and closer to the type III (Fig. 6), attributed to vascular plants (De Beaulieu and Jorda 1977). This is consistent with sediment dominated by the lithogenic fraction. Thus, presence of terrestrial organic matter and predominance of the lithogenic fraction in the H layers suggest their material comes predominantly from the catchment. Processes that could lead to H layer formation include erosion and transport of detrital material by a flood event or gravity reworking. With respect to floods, variations in grain size indicate two evolutionary stages, including an increase followed by a decrease in grain size, reflecting variations in stream inflow velocity during the flood event (Mulder et al. 2001; Ito et al. 2010). In some cases, the inversely graded base can be eroded during the flood event and flood deposits are thus only made up of a coarse base capped by a regular graded layer (Arnaud et al. 2002; Wilhelm et al. 2012b). Sediment features of the H layers with a well-developed homogenous layer do not appear to be associated with flood processes.

Among sediment facies associated with gravity processes, a similar type has been described as a class of lacustrine turbidites called “homogenites” or “seiche deposits” in marine (Kastens and Cita 1981; Cita and Rimoldi 1997; Rebesco et al. 2000; Çağatay et al. 2012) and lacustrine environments (Siegenthaler et al. 1987; Chapron et al. 1999; Schnellmann et al. 2005; Beck 2009). According to these authors, homogenites result indirectly from strong earthquakes. The earthquake is considered to be the factor that triggers sediment failure, evolving into mass transport or slumps, which in turn form hyperpycnal (turbidity) currents with bed-load and suspended-load (Beck 2009). The bed-load sediment would produce the sandy basal part of the H layer, whereas the suspended load would result in the main part of the H layer, characterized by homogenous grain size and composition of sediments as well as high foliation. This homogenization of the suspended-load sediment

would result from oscillatory movement of the whole lake-water mass, i.e. a seiche, induced by the seismic shock. Interpretation of the H layers as earthquake-triggered deposits is also supported by the presence of microfaults, which suggest brittle deformation related to co-seismic displacements (Monecke et al. 2004). The four microfaults clearly identified by X-ray analysis are in the middle portion of the sediment core, where coring deformation is expected to be minimal. Consequently, we hypothesize that the H layers and the microfault deformation features are related to strong historic earthquake shocks, in agreement with similar microfault deformation described by Monecke et al. (2004) for laminated lake sediments of central Switzerland.

Comparison between historic earthquakes and homogenite ages

Over the past 600 years, regional earthquakes have been inventoried and are listed in databases from the BRGM (Boschi et al. 1997). In Fig. 8, the main historic seismic events are reported, with distance between Lake Vens and the earthquake epicentre and epicentre intensity. The dashed line, which represents the seismic sensitivity line, is based on previous studies of high-altitude lake sediment sequences (Nomade et al. 2005; Wilhelm et al. 2012a). This line enables identification of historic earthquakes with the potential to trigger sediment gravity reworking. Over the last 600 years, two major earthquakes in the southern Alps are highlighted. The most damaging event was the AD 1564 Roquebillière earthquake, with an estimated MSK intensity of IX–X at the epicentre (Boschi et al. 1997; Lambert and Levret 1996; Laurenti 1998). The other major event occurred in AD 1887, with an estimated epicentre MSK intensity of X along the Ligurian coastline. The two most recent H layers were dated to AD 1860 ± 30 for H1 and AD 1545 ± 30 for H2, the latter with maximum age probabilities at AD 1510 and 1600. The ages of these two H layers are well constrained by ²¹⁰Pb and ¹⁴C dates. Good agreement between dates of the historic earthquakes and the sediment H layers suggests the H1 layer was triggered by the major 1887 Ligure earthquake and H2 was a consequence of the major 1564 Roquebillière earthquake. Historical data (compiled in www.azurseisme.com) for the AD 1887 earthquake refer to two violent events of similar intensities over a

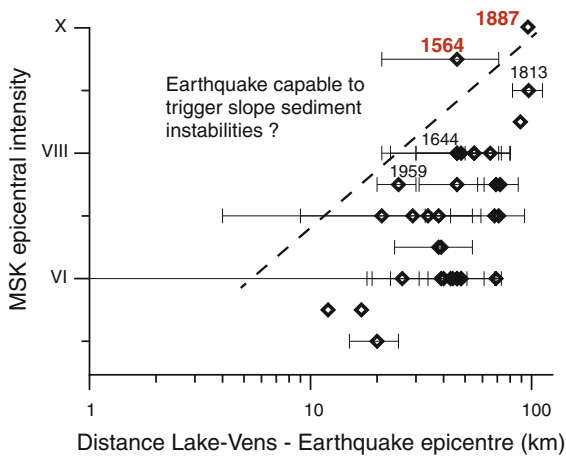


Fig. 8 Intensity versus distance diagram (MSK intensity > V and distance < 110 km) for historic earthquakes near Lake Vens. The dashed line represents the possible seismic sensitivity of Lake Vens. Dates of historic earthquakes that are probably associated with the two most recent H layers are marked in red

10-min interval, followed by two more minor events in the day. Consequently, we propose that the two opaque layers corresponding to H1 might correspond to this double after-shock event. One can also notice that two turbidites related to this 1887 earthquake come from a marine record of the Ligurian Margin (Hassoun et al. 2014). Sediment deposits in Lake Vens are thus a reliable recorder of large-magnitude earthquakes that occurred within ~100 km of the lake. The record suggests a recurrence time for such events in the region of about 400 years. Confirmation of this claim will require accurate dating of these earthquake-generated horizons.

Conclusions

We conducted a multi-proxy study of Lake Vens to test the paleoseismic archive potential of the lake’s sediments in an area that is particularly sensitive to seismogenic hazards, the SW Alps. Sedimentological (X-ray image, grain-size distribution) and geochemical (major elements and organic matter) analyses show that Lake Vens sediment is made of two main components: 1) terrigenous material sourced from the watershed (minerals and organic matter) and 2) authigenic material, mainly diatom frustules. The sediment is composed of silty, irregular, mm-scale laminae, with two layers characterised by high

numbers of diatom frustules. Striking sedimentological features include six homogenous deposits or ‘homogenites’ that are interbedded into the sedimentary background. A coarse base, a main layer characterized by homogenous grain size and geochemistry, and a fine-whitish clay cap characterize all these deposits. Homogenous grain size and Ca/K ratios with increased foliation are the main characteristics that suggest these layers are “homogenite” type, which have been described by several authors as resulting from strong earthquakes. The age model, established using ²¹⁰Pb and ¹⁴C dates, indicates that core VEN09P3 covers the last 2,600 years. The H1 layer may correspond to gravity reworking of slope sediment, as a response to the major Ligure earthquake in AD 1887. The H2 layer may have been caused by the AD 1564 Roquebillière earthquake.

The sediment sequence of Lake Vens probably possesses information that can be used to establish regional earthquake events throughout the Holocene. Initial findings suggest a recurrence of major earthquakes every ~400 years, but additional cores from Lake Vens and further ¹⁴C dating will be needed to confirm this. Furthermore, sediment data from other lakes in the region could be studied to confirm the hypotheses and better locate the epicentres of past earthquakes.

Acknowledgments This work was supported by a Geoazur BQR internal grant and University of Savoie’s AAP-2013-AGRASM2 Grant dedicated to AMS sedimentological applications. Gravity Coring was achieved with the support of the Edytem coring facility. We thank E. Malet and C. Pignol for their support of field logistics during the Dolce Vita campaign, and thank Isabelle Billy for the XRF core-scanner measurements. The authors also thank Nicolas Thouveny for providing access to facilities at the CEREGE paleomagnetic laboratory (Aix-Marseille University), R. Lemée for diatom pictures, J.L. Reiss for discussion of the chronology and J.R. Disnar for organic matter analyses. Thanks to an anonymous reviewer and to Maarten Van Daele for their constructive comments. All “SacA” ¹⁴C samples were measured in the Saclay LMC14 laboratory under the auspices of the national program “Artemis.” The authors thank J.P. Dumoulin and T. Goslar from Poznan Radiocarbon Laboratory for help with ¹⁴C sample analysis and interpretation.

References

Alfaro P, Estevez A, Moretti M, Soria JM (1999) Sedimentary deformation structures interpreted as seismites in the Quaternary of the Low Segura basin (Eastern Betic Cordillera). C R Acad Sci Serie Ila Sci Terre 3281:17–22

- Ambraseys NN (1988) Engineering seismology. *Earthq Eng Struct Dynam* 17:1–105
- Arnaud F, Lignier V, Revel M, Desmet M, Beck C, Pourchet M, Charlet F, Trentesaux A, Tribouillard N (2002) Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps). *Terra Nova* 14:225–232
- Bauve V, Rolland Y, Sanchez G, Giannerini G, Schreiber D, Corsini M, Perez JL, Romagny A (2012) Pliocene to Quaternary deformation in the Var Basin (Nice, SE France) and its interpretation in terms of “slow-active” faulting along the Alpine Front. *Swiss J Geosci* 105:361–376
- Beck C (2009) Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances. *Earth Sci Rev* 96:327–344
- Beck C, Manalt F, Chapron E, Van Rensbergen P, De Batist M (1996) Enhanced seismicity in the early post-glacial period: evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps. *J Geodyn* 22:155–171
- Blaauw M (2010) Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quat Geochronol* 5:512–518
- Boschi E, Guidoboni E, Ferrari G, Valensise G, Gasperini P (1997) The catalogue of strong Italian Earthquakes on the web. <http://storing.ingrm.it/cft/>
- Çağatay MN, Erel L, Bellucci LG, Polonia A, Gasperini L, Eriş KK, Sancar Ü, Biltekin D, Uçarkuş G, Ülgen UB, Damci E (2012) Sedimentary earthquake records in the İzmit Gulf, Sea of Marmara, Turkey. *Sediment Geol* 282:347–359
- Campos C, Beck C, Crouzet C, Demory F, Van Welden A, Eris K (2013) Deciphering hemipelagites from homogenites through anisotropy of magnetic susceptibility. Paleoseismic implications (Sea of Marmara and Gulf of Corinth). *Sediment Geol* 292:1–14
- Chapron E, Beck C, Pourchet M, Deconinck JF (1999) 1822 AD earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova* 11:86–92
- Cita MB, Rimoldi B (1997) Geological and geophysical evidence for a Holocene tsunami deposit in the eastern Mediterranean deep-sea record. *J Geodyn* 24:293–304
- Courboulex F, Larroque C, Deschamps A, Gélis C, Charreau J, Stéphan JF (2003) An unknown active fault revealed by microseismicity in the south-east of France. *Geophys Res Lett* 30:1782
- Darnault R, Rolland Y, Bourlès D, Braucher R, Sanchez G, Revel M, Bouissou S (2012) Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology. *Quat Sci Rev* 31:127–142
- De Beaulieu JL, Jorda M (1977) Tardiglaciaire et postglaciaire des Alpes de Haute Provence. *Bull Assoc Fr Etud Quat* 3:3–15
- Disnar JR, Guillet B, Keravis D, Di-Giovanni C, Sebagn D (2003) Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. *Org Geochem* 34:327–343
- Espitalie J, Deroo G, Marquis F (1985) La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Première partie. *Rev Inst Fr Pétrole* 40:563–579
- Gaggeler H, Von Gunten HR, Nyffeler U (1976) Determination of 210Pb in lake sediments and in air samples by direct gamma-ray measurement. *Earth Planet Sci Lett* 33:119–121
- GEMGEP report (2005) http://www.planseisme.fr/IMG/pdf/Rapport_GEMGEP_Nice_-_partie_2.pdf
- Goldberg DE (1963) Geochronology with 210Pb. In: IAEA (ed) Symposium on radioactive dating. pp 121–131
- Hassoun V, Martin J, Migeon S, Larroque C, Cattaneo A, Eriksson M, Sanchez-Cabeza JA, Mercier de Lepinay B, Liong Wee Kwong L, Levy I, Heimbürger LE, Miquel JC (2014) Searching for the Record of Historical Earthquakes, Floods and Anthropogenic Activities in the Var Sedimentary Ridge (NW Mediterranean). In: S. Krastel et al. (ed) Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research vol 37, p 571–581
- Ito T, Iwamoto H, Kamiya K, Fukushima T, Kumon F (2010) Use of flood chronology for detailed environmental analysis: a case study of Lake Kizaki in the northern Japanese Alps, central Japan. *Environ Earth Sci* 60:1607–1618
- Jenatton L, Guiguet R, Thouvenot F, Daix N (2007) The 16,000 event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *J Geophys Res* 112:304
- Jewell HE, Etensohn FR (2004) An ancient seismite response to Taconian far-field forces: the Cane Run Bed, Upper Ordovician (Trenton) Lexington Limestone, Central Kentucky (USA). *J Geodyn* 37:487–511
- Kastens K, Cita MB (1981) Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geol Soc Am Bull* 92:845–857
- Lambert J, Levret A (1996) Mille ans de séismes en France. Ouest Editions Presses Académiques, Nantes
- Larroque C, Delouis B, Hippolyte JC, Deschamps A, Lebourg T, Courboulex F, Bellier O (2011) Joint multidisciplinary study of the Saint-Sauveur–Donareo fault (lower Var valley, French Riviera): a contribution to seismic hazard assessment in the urban area of Nice. *Bull Soc Geol Fr* 182:323–336
- Laurenti A (1998) Les tremblements de terre des Alpes Maritimes. Serre Editeur, Nice
- Meyers PA, Lallier-Vergès E (1999) Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *J Paleolimnol* 21:345–372
- Migeon S, Weber O, Faugères JC, Saint-Paul J (1999) SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Mar Lett* 18:251–255
- Monecke K, Anselmetti F, Becker A, Sturm M, Giardini D (2004) Signature of historic earthquakes in lake sediments in Central Switzerland. *Tectonophysics* 394:21–40
- Mulder T, Migeon S, Savoye B, Faugères JC (2001) Inversely graded turbidite sequences in the Deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents. *Geo-Mar Lett* 21:86–93
- Nomade J, Chapron E, Desmet M, Reyss JL, Arnaud F, Lignier V (2005) Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). *Terra Nova* 17:350–357
- Obermeier S (1996) Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis—An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Eng Geol* 44:1–76

- Plaziat JC, Ahmamou M (1998) Mechanic processes active in seismites: their identification and tectonic significance in the Pliocene basin of the Sais of Fes and Meknes (Morocco). *Geodin Acta* 11:183–203
- Rebesco M, Della Vedova B, Cernobori L, Aloisi G (2000) Acoustic facies of Holocene megaturbidites in the Eastern Mediterranean. *Sedim Geol* 135:65–74
- Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51:1111–1150
- Rodriguez-Pascua MA, Calvo JP, De Vicente G, Gomez-Gras D (2000) Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedim Geol* 135:117–135
- Sanchez G, Rolland Y, Corsini M, Braucher R, Bourlès D, Arnold M, Aumaître G (2010a) Relationships between tectonics, slope instability and climate change: cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology* 117:1–13
- Sanchez G, Rolland Y, Schreiber D, Giannerini G, Corsini M, Lardeaux JM (2010b) The active fault system of SW Alps. *J Geodyn* 49:296–302
- Sanchez G, Rolland Y, Corsini M, Jolivet M, Bricaud S, Carter A (2011a) Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps). *Terra Nova* 23:116–126
- Sanchez G, Rolland Y, Corsini M, Oliot E, Goncalves P, Schneider J, Verati C, Lardeaux JM, Marquer D (2011b) Dating low-temperature deformation by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white mica, insights from the Argentera–Mercantour Massif (SW Alps). *Lithos* 125:521–536
- Schnellmann M, Anselmetti FS, Giardinio D, McKenzie JA (2005) Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology* 52:271–289
- Seilacher A (1969) Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13:155–159
- Shiki T, Kumon F, Inouchi Y, Kontani Y, Sakamoto T, Tateishi M, Matsubara H, Fukuyama K (2000) Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sedim Geol* 135:37–50
- Siegenthaler C, Finger W, Kelts K, Wang S (1987) Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. *Eclogae Geol Helv* 80:241–260
- Sims JD (1973) Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science* 182:161–163
- Sims JD (1975) Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics* 29:144–152
- Strasser M, Anselmetti FS, Donat F, Giardini D, Schnellmann M (2006) Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes. *Geology* 12:1005–1008
- Thomson J, Croudace IW, Rothwell RG (2006) A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units. In: Rothwell G (ed) *New techniques in sediment core analysis*, vol 267. Geological Society, London, Special Publications, pp 65–77
- Wilhelm B, Arnaud F, Enters D, Allignol F, Legaz A, Magand O, Revillon S, Giguet-Covex C, Malet E (2012a) Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record. *Clim Change* 113:563–581
- Wilhelm B, Arnaud F, Sabatier P, Brisset E, Chaumillon E, Disnar JP, Guiter F, Malet E, Reyss JL, Tachikawa K, Bard E, Delannoy JL (2012b) 1500 years of extreme precipitation patterns and forcing over the Mediterranean French Alps. *Quat Res* 78:1–12
- Wilhelm B, Arnaud F, Sabatier P, Magand O, Chapron E, Courp T, Tachikawa K, Fanget B, Malet E, Pignol C, Bard E, Delannoy JJ (2013) Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the NW European Alps. *J Quat Sci* 28(2):189–199

**Annexe 2 : Wilhelm et al., 2012. Article publié dans la
revue Quaternary Research**



1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms

Bruno Wilhelm ^{a,*}, Fabien Arnaud ^a, Pierre Sabatier ^a, Christian Crouzet ^b, Elodie Brisset ^{c,d}, Eric Chaumillon ^e, Jean-Robert Disnar ^f, Frederic Guiter ^c, Emmanuel Malet ^a, Jean-Louis Reyss ^g, Kazuyo Tachikawa ^d, Edouard Bard ^d, Jean-Jacques Delannoy ^a

^a EDYTEM, Université de Savoie, CNRS, Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac, France

^b ISTERre, Université de Savoie, CNRS, bâtiment Belledonne, 73376 Le Bourget du Lac, France

^c IMBE, Aix-Marseille Université, CNRS, Europole de l'Arbois, BP 80 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France

^d CEREGE, Aix-Marseille Univ, CNRS, IRD, Collège de France, Technopole de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix en Provence, France

^e LIENSs, Université de La Rochelle, CNRS, Institut du Littoral et de l'Environnement, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France

^f ISTO, Université d'Orléans, CNRS, Campus Géosciences, bâtiment ISTE, 1A rue de la Férolerie, 45071 Orleans cedex 2, France

^g LSCE, Université de Versailles Saint-Quentin CEA-CNRS, avenue de la terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 27 September 2011

Available online 5 April 2012

Keywords:

Paleoflood

Flood intensity

Last millennium

Mediterranean climate

Solar activity

North Atlantic Oscillation

ABSTRACT

Investigation of Lake Allos sediments revealed ~160 graded layers, interpreted as flood deposits, over the last 1400 yr. Comparisons with records of historic floods support the interpretation of flood deposits and suggest that most recorded flood events are the result of intense meso-scale precipitation events. As there is no evidence for any major changes in erosion processes in the catchment since the Medieval Warm Period (MWP), we interpret the Allos record in terms of repeated intense precipitation events over the last millennium, with a low flood frequency during the MWP and more frequent and more intense events during the Little Ice Age. This interpretation is consistent with the pattern of increasingly humid conditions in the northwestern Mediterranean region. This long-term trend is superimposed on high frequency oscillations that correlate with solar activity and autumnal North Atlantic Oscillation (NAO). Finally, a comparison of flood records across the northwestern Mediterranean region showed that intense precipitation events in Allos (east of the Rhône Valley) were out of phase with events in the Cévennes (west of the Rhône) but in phase with events in eastern Spain. Supported by meteorological analyses, this suggests an oscillation in atmospheric circulation patterns over the northwestern Mediterranean.

© 2012 University of Washington. Published by Elsevier Inc. All rights reserved.

Introduction

Mountain-river floods triggered by extreme precipitation events can cause substantial human and economic losses (Gaume et al., 2009). Global warming is expected to lead to an increase in the frequency and/or intensity of such events (IPCC et al., 2007), especially in the Mediterranean region (Giorgi and Lionello, 2008). However, it is difficult to determine the relationship between such flood events and past climate change because the stochastic nature of extreme events precludes the identification of trends. This problem is compounded by a lack of long-term instrumental data (e.g., Beniston et al., 2007). Consequently, reconstructions of geological records of intense events are an essential tool for extending documentary records beyond existing observational data and thereby building a better understanding of how local and regional flood hazard patterns evolve in response to changes in climate. The results of such studies can be

used to improve predictive models of the consequences of global warming (Solomon et al., 2007, and references therein).

Lake sediments are continuous archives in which the identification of high-energy sediment layers can be used to reconstruct flood records (e.g., Arnaud et al., 2002; Moreno et al., 2008) and the thickness of flood deposits can, in some cases, be used as a proxy for flood intensity (Nesje et al., 2001; Irmeler et al., 2006). Although, changes in vegetation and/or land-use can modify soil stability/erodibility (Lanci et al., 2001; Dapples et al., 2002) and therefore the relationship between single-event terrigenous inputs and flood intensity (Giguet-Covex et al., 2011), the size of the coarsest sediment fraction still reflects stream flow velocity (Beierle et al., 2002; Francus et al., 2002).

Analysis of a Spanish lake sediment archive allowed Moreno et al. (2008) to infer that intense precipitation events occurred more frequently during the Little Ice Age (LIA) than they did during the Medieval Warm Period (MWP). These authors also suggested that high flood frequencies were linked to both solar activity maxima and negative North Atlantic Oscillation (NAO) phases. In the northern Italian Alps, the distribution of debris-flow layers in a sequence of lake

* Corresponding author. Fax: +33 4 79 75 81 71.

E-mail address: bruno.wilhelm@univ-savoie.fr (B. Wilhelm).

sediments deposited over the last 2000 yr was interpreted as indicating a high frequency of extreme precipitation events during the LIA (Irmeler et al., 2006). However, the climatic interpretation of debris-flow records is site-dependent and subject to debate (e.g., Jakob et al., 2005; Stoffel et al., 2011). The lack of long-term records of extreme precipitation events (Luterbacher et al., 2002; Pauling et al., 2006) is shown by the fact that the above-mentioned studies are the only reconstructions of such events over the last millennium in the northern Mediterranean region, despite the area being particularly sensitive to flood hazards (Gaume et al., 2009). The present study was designed to help redress this situation by constructing a flood record for a site in the Mediterranean French Alps for the last millennium. In order to ascertain the dominant forcing on erosion processes, we first analyzed the sedimentary sequence for signals indicating flood deposits and examined the pollen record to determine the area's land-use history. We then compared the record of paleoflood occurrences at Allos with local historic events and other long-term flood or climatic records. This enabled us to interpret the reconstructed flood signal and to investigate the relationship between extreme precipitation events and climate change in the northwestern Mediterranean region.

Site description and setting

Lake Allos and its tributaries

Lake Allos (2230 m a.s.l., 44° 14' N, 6° 42' 35" E) is a 1-km-long by 700-m-wide, high-altitude lake in the French Alps. It is located approximately 100 km from the Mediterranean Sea (Fig. 1) and situated in a 5-km²-north-facing cirque, surrounded by sandstone mountains that rise to 2672 m a.s.l. Half of the catchment is drained by three permanent torrents, all of which flow into the lake (Figs. 1 and 2). The Laus torrent drains a regularly sloped sub-catchment (35°) made up of carbonate conglomerates locally covered by several meters of easily erodible glacial till. This stream has built a steep delta where it enters the lake. In contrast, the Lac torrent incises the lakeshore, indicating reduced terrigenous flows toward the lake. The Source torrent drains an area of fractured limestone and enters the lake through a large delta. Hence, the Laus and Source torrents are the dominant sources of sediment entering the lake. Detrital inputs only occur during the summer and the fall, as the catchment is covered by snow and the lake is frozen from November/December to May/June. The lake's outlet, on its northern edge, feeds the Chadoulin River, which stops

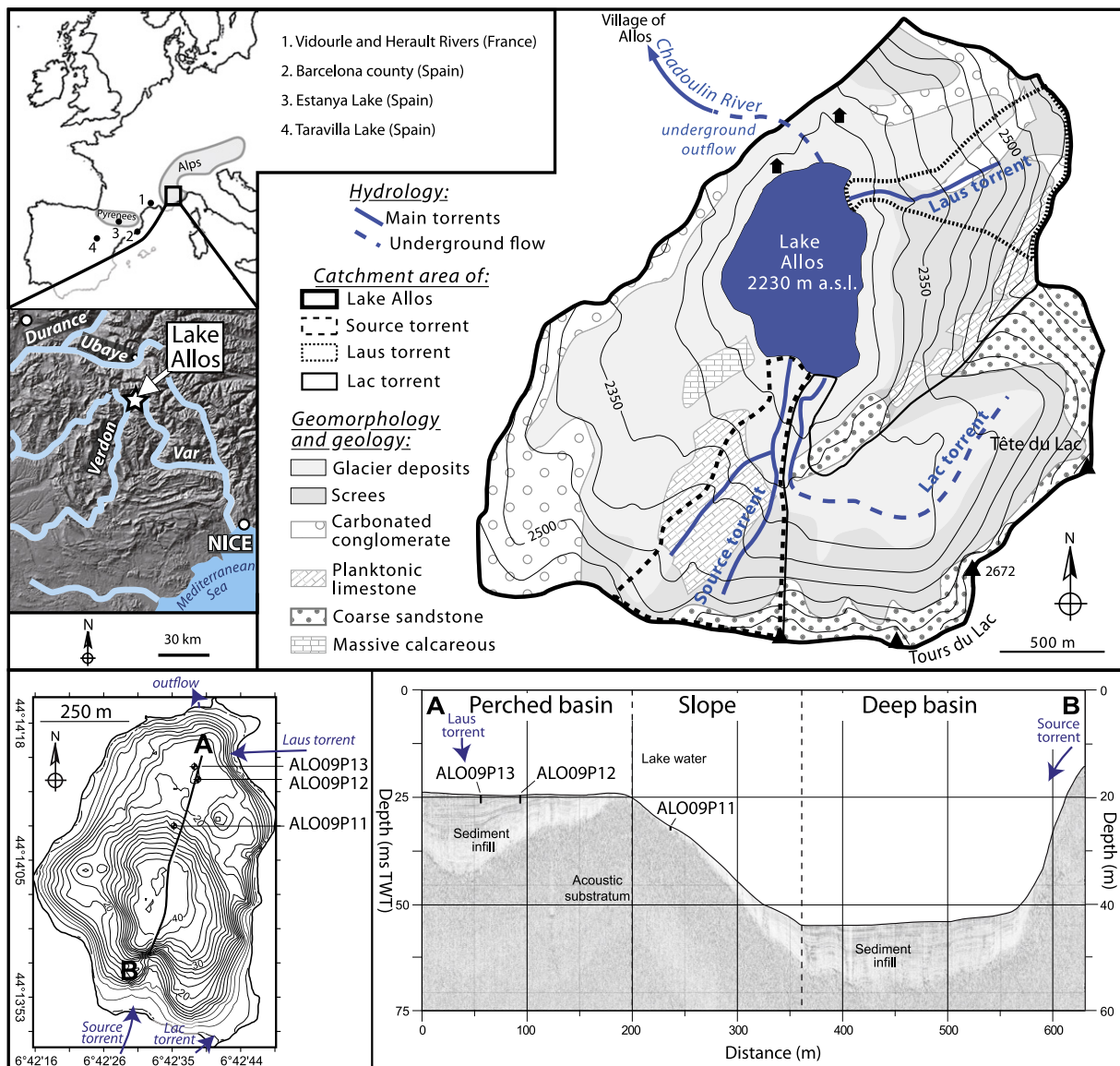


Figure 1. Location of Lake Allos and other sites referred to in the article (upper left panel). Hydrological, geological and geomorphological characteristics of the Lake Allos catchment area (upper right panel). Bathymetric map of Lake Allos, A–B seismic profile and location of the three cores studied (lower panels).

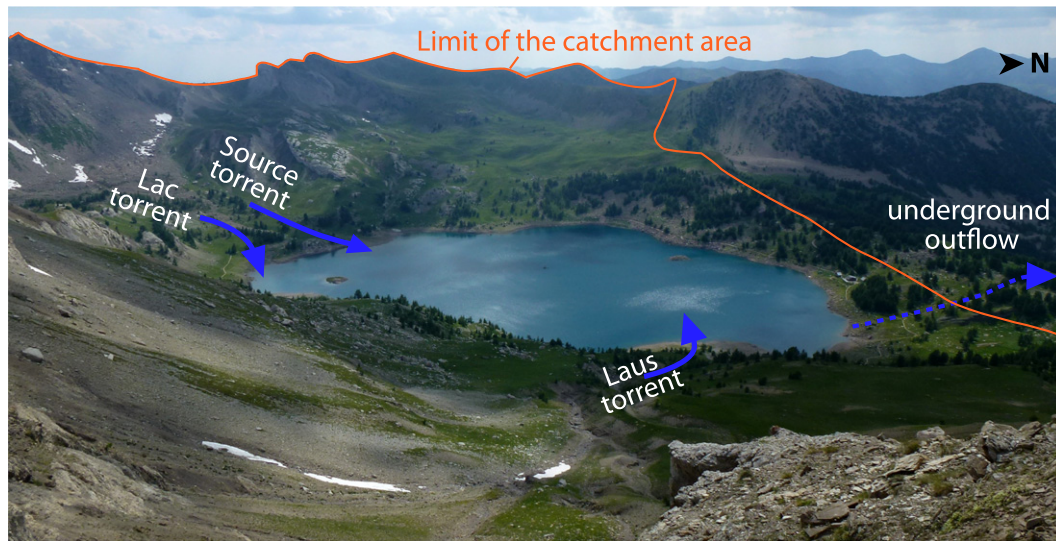


Figure 2. Photograph of Lake Allos and its catchment area, taken from the east in July 2011.

flowing during exceptionally dry summers. The outlet area is covered by larch forest, whereas the catchment has only very sparse tree cover. Most of the catchment (70%) consists of rock and scree (70%) with alpine meadow vegetation covering most (29%) of the remaining area.

Climate and historic floods

The Mediterranean climate is characterized by quite dry summers and relatively wet falls (Frei and Schär, 1998; Kieffer-Weisse, 1998). Most intense precipitation events occur between June and October/November (Kieffer-Weisse and Bois, 2001), with summer events being the result of local convective phenomena (Kieffer-Weisse, 1998; Remaître, 2006) and fall events generally resulting from meso-scale convective systems that affect more extensive areas and that can trigger regional catastrophic floods (Buzzi and Foschini, 2000; Boudevillain et al., 2009). Past flood events have been documented from studies of local historical records. This data (stored in a free-to-access database managed by the National Forestry Office and the Mountain Terrain Restoration Service), shows that the village of Allos (5 km downstream from the lake) has been affected by flooding of the Chadoulin River eight times since the end of the 18th century; in 1788, 1 November 1843, 16 August 1868, in 1886, 23 September 1920, 24 September 1994, 5 November 1994 and 19 June 2005 (see the Supplementary data for details on these events).

Material and methods

Seismic survey and coring

We carried out a coupled bathymetric and seismic survey of the sediment infill, using a three-transducer CHIRP sonar (IXSEA, Echoes 5000) from the University of La Rochelle (LIENSs Laboratory) as the seismic source, combined with a short streamer mounted on a dinghy-towed fish. Chirp length was 10 ms and band-pass frequency was 2 to 8 kHz (vertical resolution ~20 cm). Seismic data processing was carried out using Delph Seismic Software, consisting of gain correction and band-pass filtering. Two-way travel time to depth conversion was based on a P-wave velocity of 1600 m s^{-1} (Hamilton, 1972). Navigation was via a differential GPS system.

In order to constrain the sedimentological behavior of the lake basin, we retrieved thirteen sediment cores using an UWITEC gravity corer. The results presented here are for the three cores that were most representative of flood activity and that covered the longest

period. Cores ALO09P12 ($44^{\circ} 14' 09.6'' \text{ N}$, $6^{\circ} 42' 33.6'' \text{ E}$) and ALO09P13 ($44^{\circ} 14' 10.8'' \text{ N}$, $6^{\circ} 42' 33.1'' \text{ E}$) were retrieved from the northern basin, at two different locations in front of the delta, in order to investigate changes in river paths on the delta. Core ALO09P11 ($44^{\circ} 14' 05.1'' \text{ N}$, $6^{\circ} 42' 30.6'' \text{ E}$) was retrieved from the slope between the two basins, in a more distal position with respect to the two deltas. Sediment from this core was used for palynological analysis.

Core description and logging

The cores were split lengthwise and photographed for high-resolution ($20 \text{ pixels mm}^{-1}$) visual analysis of lithologies and sedimentary facies.

We carried out grain size analyses on core ALO09P13 (Malvern Mastersizer S), sampling at a continuous interval of 5 mm. We then used the median (Q50) and coarsest fractions (Q90) to characterize interbedded deposits (Passega, 1964; Mulder et al., 2001).

Geochemical analyses were carried out on the CEREGE laboratory's Itrax™ (Cox Analytical Systems) X-ray fluorescence (XRF) core scanner, using a chromium tube (35 keV, 45 mA) with a 15-s count-time and a 1-mm sampling step. The areas of the element peaks obtained are proportional to the concentrations of each element (Tachikawa et al., 2011). We quantified total organic carbon contents (TOC) for cores ALO09P11 (1-cm sampling step) and ALO09P12 (2-cm sampling step) using a "Turbo" model RE6 pyrolyzer at the ISTO laboratory (see Lafargue et al., 1998, for procedure details).

Pollen analysis

Pollen analyses were carried out at the IMBE laboratory. We chose core ALO09P11 for these analyses, as its distal position with respect to the stream inlets was more favorable to the preservation of pollen grains and spores. Constant volume (4 ml) pollen samples were taken and processed using the method described by Faegri and Iversen (1989). For each sample, we counted at least 300 terrestrial-vascular plant pollen grains, which we identified under the microscope at $500\times$ magnification under oil immersion. We identified and counted 78 taxa but our summary pollen diagram, drawn using C2 software (Juggins, 2007), only shows selected taxa. We calculated the pollen frequency for each taxon as a percentage of the total pollen. For ecological reasons, we excluded spores from the pollen totals. We obtained the pollen curve for *Quercetum mixtum* (mixed oak

forest) by aggregating percentages for the deciduous genera *Quercus*, *Tilia*, *Acer*, *Ulmus* and *Fraxinus*. The *Abies/Fagus* (beech/fir grove) curve shows total percentages for *Abies* and *Fagus*, and the Mediterranean trees curve shows total percentages for *Pistacia* and *Quercus ilex*. The “local anthropogenic taxa” curve summarizes the dynamics of flora associated with local human activities, that is, ruderal and nitrophilous herbs such as *Galium*, *Rumex*, *Urtica*, *Mentha*, *Plantago lanceolata* and *Plantago coronopus*.

Dating methods

We measured short-lived radionuclides (^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am) in the uppermost 16 cm of core ALO09P12, following a non-regular sampling step of 0.5 to 1 cm, in order to match facies boundaries, and using 1–3 g samples of dried sediment. Measurements were made by gamma spectrometry, using high-efficiency, very low background, well-type Ge detectors in the Modane underground laboratory (Reyss et al., 1995). Generally, counting times of 24 to 48 h were required to reach a statistical error of less than 10% for excess ^{210}Pb in the deepest samples and for the 1963 ^{137}Cs and ^{241}Am peaks. Excess ^{210}Pb was calculated as the difference between total ^{210}Pb and ^{226}Ra activities. We then used the Constant Flux/Constant Sedimentation (CFCS) model and the decrease in excess ^{210}Pb to calculate the sedimentation rate (Goldberg, 1963). The uncertainty of the sedimentation rate obtained by this method was derived from the standard error of the linear regression of the CFCS model.

In order to obtain additional chronological markers, we compared the natural remnant magnetization (NRM) versus depth with known secular variations in the geomagnetic field (Barletta et al., 2010). Paleomagnetic investigations were performed on u-channel subsamples of core ALO09P12, using a 3-axis, 2-G enterprise cryogenic magnetometer at the CEREGE laboratory. Because the magnetometer has three orthogonal coils it was possible to use the alternating field demagnetization procedure. Each sample's NRM was progressively demagnetized using (AF) in 10, 20, 30, 40 and 60 mT steps. The demagnetization diagrams (Zijderveld, 1967) showed that behavior was mainly unidirectional. In the small number of cases with two overlapping components, the softer component was removed above 30 mT AF. Thus, we used the characteristic remnant magnetization (ChRM) obtained after demagnetization of the $\text{NRM}_{40\text{mT}}$ for directional analyses. Samples affected by side effects were removed. We also imparted and demagnetized the samples' isothermal and an hysteretic remnant magnetization in order to ensure there is no change in magnetic mineralogy. Because the magnetic carrier properties were very stable all along the studied section, we could be confident in the resulting NRM direction.

Small-size vegetal macro-remains were sampled at the base of flood deposits. Identifiable pine needles, buds, twigs and leaves were separated and sent for AMS ^{14}C analysis at France's LMC14 carbon-dating laboratory. ^{14}C ages were calibrated (Intcal09 calibration curve, Reimer et al., 2009; Table 1) and an age model generated using the R-code package “clam” (Blaauw, 2010).

Core ALO09P12 was dated using all the above dating methods, whereas core ALO09P13 was dated via the fine stratigraphic correlation of 156 thick, graded beds, and distal core, ALO09P11, was dated via synchronous geochemical variations.

Results and interpretations

Lake morphology and sediment infill

The lake basin consists of a shallow platform (20 m deep) to the north and a deep basin (42 m deep) to the south (Fig. 1). Seismic data shows the sediment sequence to be well stratified with no evidence of major mass-wasting deposits. The morphology of the acoustic substratum, interpreted as bedrock, indicates flat areas corresponding to two distinct sub-basins. Cores ALO09P12 and ALO09P13 were retrieved from the depocenter of the shallow basin, whereas core ALO09P11 was taken on the slope separating the two sub-basins.

Sedimentology

The sediment sequence consists of beds of homogeneous silty clay alternating with coarser, normally graded beds (Figs. 3 and 4). All the cores contained two horizons that were greatly enriched in organic carbon and sulfur (Fig. 3). Stratigraphical correlations between the cores based on these horizons showed that ALO09P11 contains the most condensed sediment sequence. Analyses of the interbedded normally graded beds showed a sharp and coarse base overlain by a well-developed fining-upward basal unit and a thin, whitish, fine-grained uppermost unit (Fig. 4). These beds had higher dry bulk densities, lower TOC values and higher calcium contents than the silty clay beds. In addition, the bases of the normally graded beds contained macro-remains of terrestrial vegetation. Normally graded beds are common features of lake sediments, where they are associated with turbidity currents triggered by gravity reworking or flood events (Sturm and Matter, 1978; Arnaud et al., 2002; Gilbert et al., 2006). Because the Lake Allos sequence consists of 160 normally graded beds in less than 2 m of sediment, and because these beds all contained markers indicating an allochthonous origin for the sediment (terrestrial macro-remains and Ca-enrichment), we interpreted them as flood deposits rather than gravity-reworking deposits (e.g., Sturm and Matter, 1978; Gilbert et al., 2006). In addition, 156 of the normally graded beds correlated well between cores ALO09P12 and ALO09P13, but six thin graded beds occurred only in core ALO09P13 (Fig. 3). This suggests that changes in river paths on the delta during flood events occurred very rarely (4% of floods) and that the two cores are representative of the flood activity. Figure 4 compares the thickness and the $Q_{90\text{max}}$ (i.e., the highest Q_{90} value of each graded bed) of the 53 beds thicker than 4 mm in core ALO09P13. This comparison could only be done for beds thicker than 4 mm because of the 5-mm sampling step used for grain size measurements. In the present case, the significant positive linear relationship between bed thickness and $Q_{90\text{max}}$ ($r = 0.88$, $n = 53$, $p < 10^{-4}$) allowed us to use bed thickness as a high-resolution proxy for stream velocity during flood events (Molinari et al., 2009; Parris et al., 2010) and therefore as a proxy for flood intensity (e.g., Bøe et al., 2006; Schiefer et al., 2011).

Chronology

Short-lived radionuclides

The excess ^{210}Pb profile for core ALO09P12 showed a regular decrease down to a very low value ($< 15 \text{ Bq/kg}$), punctuated by sharp dips to low values for three layers (2.1–3.3 cm, 10.2–11.3 cm and

Table 1
Radiocarbon dates for core ALO09P12 and ALO09P13. We calculated the synthetic sedimentary depth by removing the graded beds, which were considered to be instantaneous deposits. See text for explanation, nature of samples and calibration procedures.

Lab. Code	Core depth (cm)	Synthetic sedimentary depth for core ALO09P12 (cm)	Radiocarbon age ^{14}C yr BP	Calibrated yr BP (2 σ)	Calibrated yr AD (2 σ)
SacA 21326	71–73 (P12)	37.8	430 ± 30	335–529	1421–1615
SacA 24170	151–152 (P13)	55.4	880 ± 30	730–907	1043–1220
SacA 21330	130–132 (P12)	76.3	1295 ± 30	1177–1287	663–773

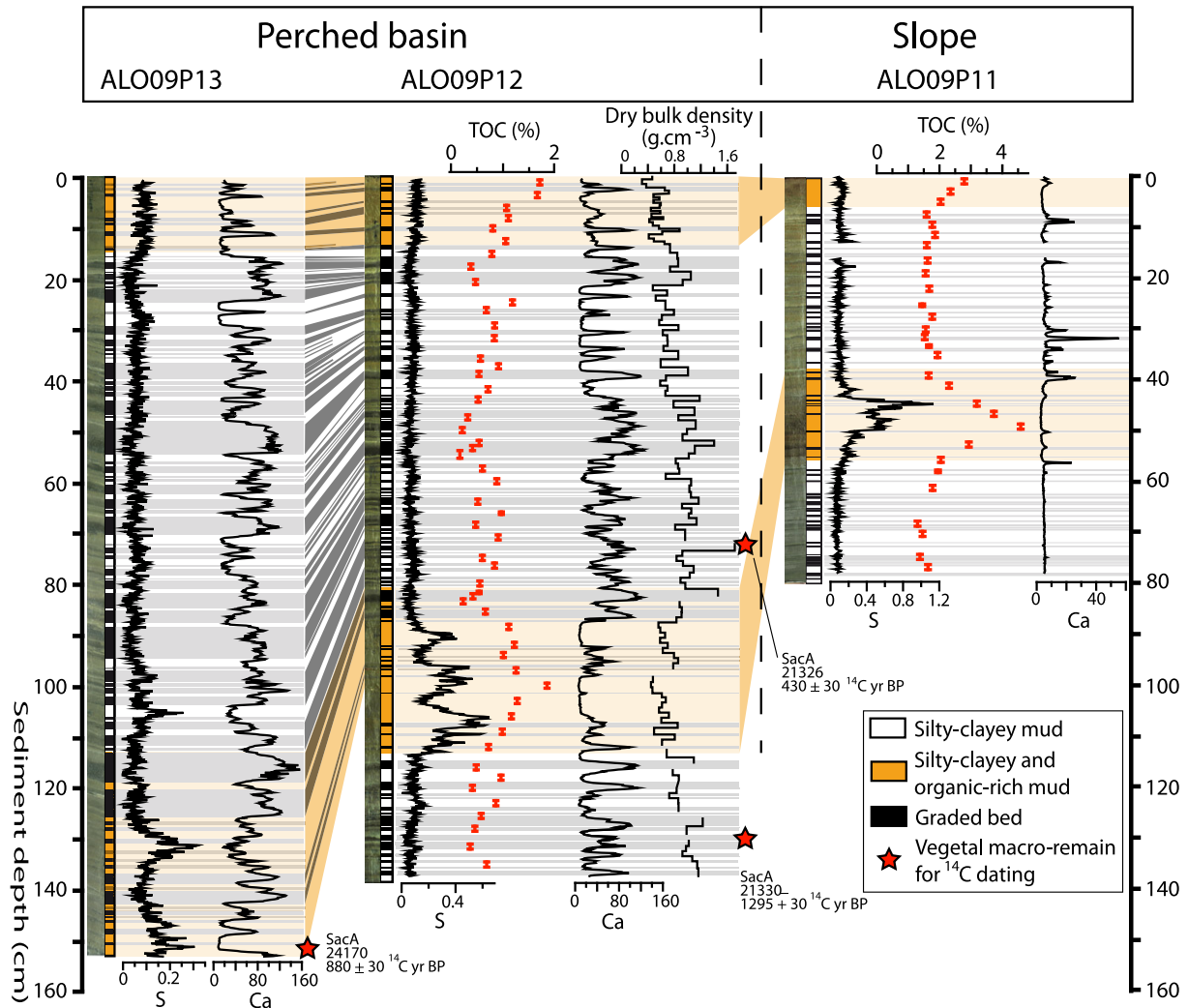


Figure 3. Stratigraphic correlations of the cores studied, based on sedimentary facies, relative sulfur and calcium contents, and total organic carbon content (TOC). Relative sulfur and calcium contents were measured using core scanner analyses and are expressed in 10^3 peak area. The size of TOC points correspond to the sample thickness. ^{14}C samples are indicated by red stars.

13.2–14.9 cm) of thick, graded deposits (Fig. 5A). In line with Arnaud et al. (2002), we excluded ^{210}Pb values associated with instantaneous deposits in order to construct a synthetic sedimentary record (Fig. 5B). Plotting the resulting excess ^{210}Pb profile on a logarithmic scale revealed two distinct point alignments. Applying the CFCS model (Goldberg, 1963) gave mean accumulation rates of $1.12 \pm 0.1 \text{ mm yr}^{-1}$ for the top 8 cm of the core and $0.8 \pm 0.1 \text{ mm yr}^{-1}$ for the lower section of the core. Ages derived using the CFCS mode were applied to the original sediment sequence to give a continuous age–depth relationship (Fig. 5C). In addition, the profiles contained peaks for ^{241}Am and ^{137}Cs (Fig. 5A). The ^{241}Am peak, between 5.1 and 6.1 cm, is characteristic of the decay of ^{241}Pu in fallout from atmospheric nuclear weapons tests (Appleby et al., 1991); hence, the maximum ^{241}Am value can be taken to correspond to the end of nuclear weapon tests in the northern hemisphere, in 1963. The ^{137}Cs peak can be attributed to fallout from the Chernobyl accident in 1986. The agreement between these independent chronological markers and the ^{210}Pb ages strongly support our age–depth model for the last century (Fig. 5C).

Age–depth model based on variations in the geomagnetic field and ^{14}C ages

We used measured and reconstructed declination variations over the last millennium (compilation from Bucur, 1994; Alexandrescu et

al., 1997; Gallet et al., 2002) to identify magnetic declination minima and maxima. These occurred in $\text{AD } 1805 \pm 15$, 1530 ± 65 , 1360 ± 15 and 950 ± 40 (D-1 to D-4, respectively, Fig. 6A). The ChRM declination profile of core ALO09P12 also showed four declination features during this period, at depths of 37 ± 1 , 56 , 82 and 108 cm, allowing the correlation with the reconstructed declination variations (Fig. 6A). These well-correlated declination features provided additional chronological markers that we combined with the short-lived radionuclide results and the ^{14}C ages (Table 1) to construct an age–depth model. As noted above, we removed flood layers in order to construct a synthetic sedimentary record (Bøe et al., 2006; Giguet-Covex et al., 2011). We then calculated an age–depth relationship using a smoothing spline and the “clam” R-code package (Blaauw, 2010; Fig. 6B). We obtained reliable dates for the graded beds in core ALO09P13 based on the correlation of these beds with those in the dated-core ALO09P12 by using the visual lithological descriptions and the Ca signal (Fig. 3). This allowed us to build a record of Laus torrent floods over the last 1400 yr. For each graded bed, the thickness was attributed to the age (Fig. 8), and we calculated the mean thickness of corresponding flood deposit beds in cores ALO09P12 and ALO09P13, in order to take into account possible changes of river paths. Finally, we determined the age–depth relationship for core ALO09P11 by correlating the two organic-rich, silty clay layers.

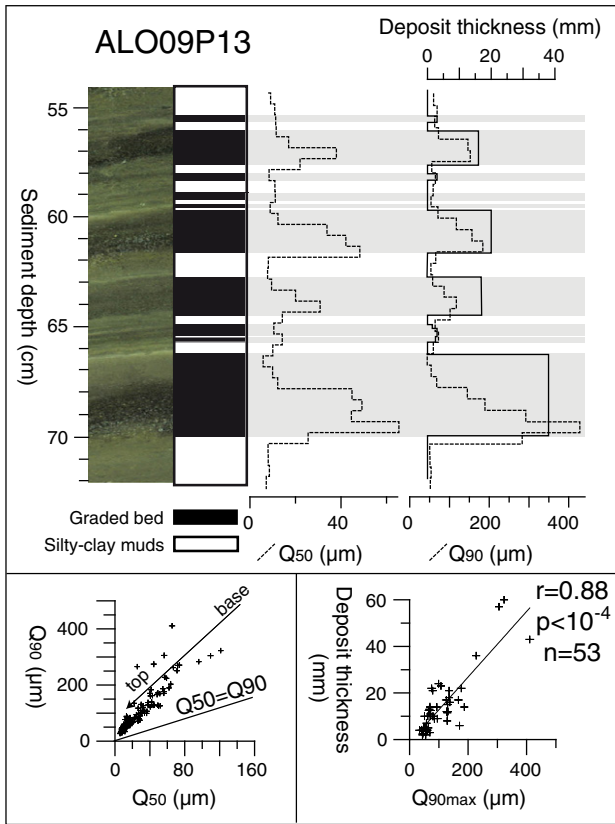


Figure 4. Grain size features and Q_{90max} -thickness relationship for the graded deposits in core ALO09P13.

Vegetation dynamics

The pollen record is dominated by *Pinus type sylvestris* (Fig. 7). *Pinus* pollen is generally over-represented in pollen records from high-mountain areas because it is widely and massively disseminated by the wind (Cousteaux, 1991), particularly in open landscapes dominated by grassland. Consequently, high *Pinus* pollen values cannot be interpreted as indicating the presence of pine forests close to the lake. These pollen values are more probably due to the presence of scattered stands of pine trees in the upper parts of the valley. The base

of core ALO09P11 (Local Pollen Assemblage Zone (LPAZ) 1; Fig. 7) is characterized by the presence of *Juglans*, low *Quercetum mixtum* pollen concentrations, a major peak for *Poaceae* and continuous occurrences of “local anthropogenic taxa.” LPAZ 2 is characterized by the first occurrences of pollen from Mediterranean trees, a major peak for arboreal pollen and a continuous curve of *Artemisia*. There are no Mediterranean trees in the immediate vicinity of the lake, but the substantial quantities of Mediterranean tree pollen in these samples indicate that the landscape surrounding the lake was open. The subsequent zone, LPAZ 3, is characterized by a general decrease in tree pollen (decreasing AP/NAP curve) and high levels of wild grass pollen, such as *Poaceae*, *Cerealia* and *Ericaceae*. This may indicate a significant local and regional destabilization of the mountain ecosystem due to agro-pastoral activities. During LPAZ 4, an increase in the amount of *Olea* and *Juglans* pollen is accompanied by a decrease in *Quercetum mixtum* pollen. This zone also includes a second *Poaceae* peak, suggesting a continuation of the preceding major disruption in forest dynamics. The most recent zone, LPAZ 5, is characterized by a reduction in non-arboreal pollen and a simultaneous increase in *Pinus* pollen, as well as the appearance of macro-remains of gymnosperms (sub-fossil xylem tracheids). The increase in *Pinus* pollen and the appearance of gymnosperm macro-remains suggest a recent and progressive recolonization of pine trees from the lower valley to the lake. This is consistent with the current landscape. Overall, the pollen record suggests that the landscape around the lake has been mostly open since LPAZ2, and that agro-pastoral activities occurred throughout the valley during the entire study period.

Discussion

The Lake Allos flood record and its representativeness as a regional climate proxy

Once a flood record has been established from proxies, the representativeness of that record has to be determined. Graded beds are generally interpreted as being formed by increases in river discharge, with the high energy features of these beds suggesting that they are the result of flood events, rather than snow melt (e.g., Enters et al., 2009; Giguet-Covex et al., 2012; Wilhelm et al., in press). In the case of Lake Allos, historical sources can be used to determine whether the record merely reflects flooding caused by local meteorological events or whether it can be used as a regional climate proxy. In addition, it is necessary to assess the effect of land-use changes on erosion patterns, which can be done using pollen data.

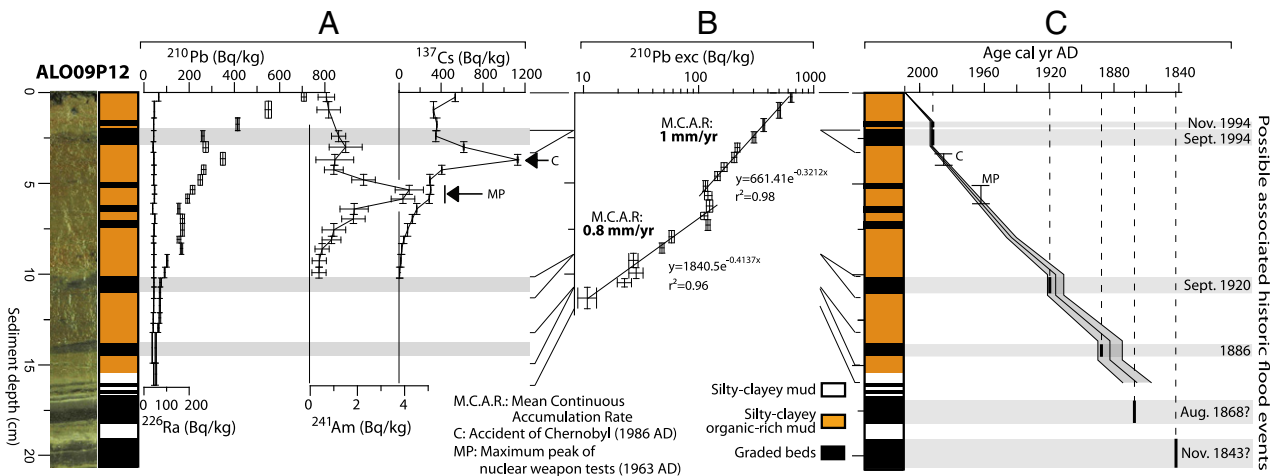


Figure 5. (A) ^{226}Ra , ^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am profiles for core ALO09P12. (B) Application of a CFCS model to the synthetic sedimentary profile of ^{210}Pb in excess (without thick graded beds considered as instantaneous deposits). (C) Resulting age-depth relationship with 1σ uncertainties and indications of historic flood dates, possibly associated to the thick graded deposits.

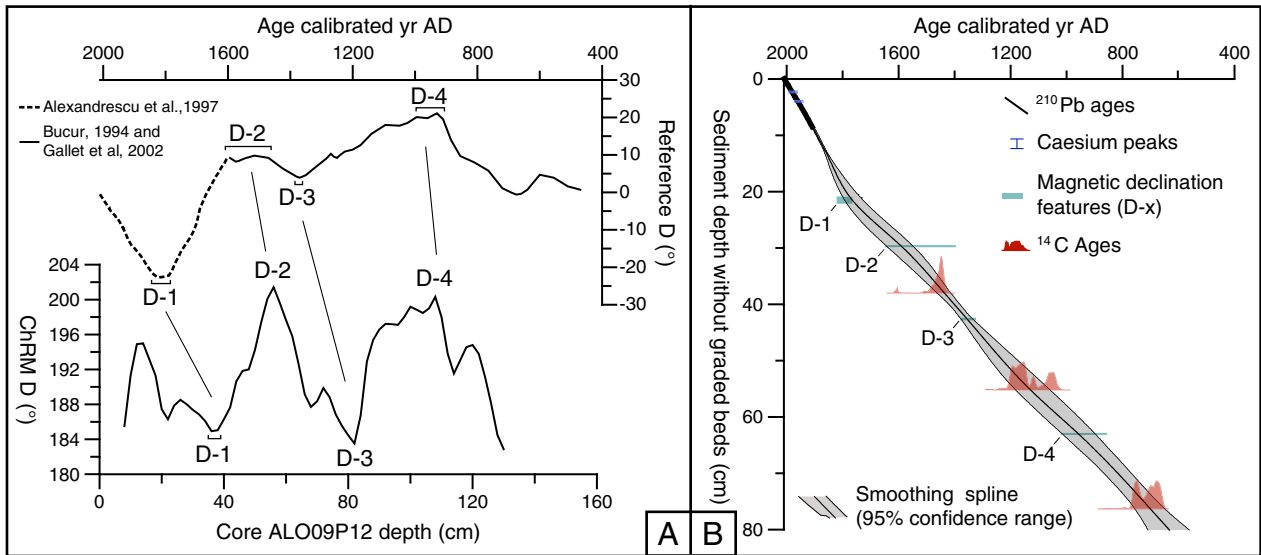


Figure 6. Correlative magnetic features (D-1 to D-4) between the measured and reconstructed variations of the geomagnetic declination (Bucur, 1994; Alexandrescu et al., 1997; Gallet et al., 2002) and the ChRM declination profile of core ALO09P12 (A). Age–depth model for cores ALO09P12 produced with “clam” R-code package, combining historic ¹³⁷Cs peaks, ²¹⁰Pb resulted sedimentation rate, ¹⁴C ages and magnetic declination features (B).

The historically well-documented period: local to regional comparison

In order to assess the local reliability of the Allos flood reconstruction, we used the ²¹⁰Pb-based ages to determine whether or not the uppermost thick graded beds correlate with documented floods of the Chadoulin River. The most recent graded bed, which only occurred in core ALO09P13, was dated to AD 2005 ± 1 (Fig. 3), suggesting that it corresponds to a local but violent storm that occurred in June 2005. Downcore, the two thick deposits were dated to AD 1995 ± 2 and 1994 ± 2, respectively (Fig. 5C). Both dates and the sediments between these deposits provide a good match with two catastrophic flood events that occurred in September and November 1994. Thick flood deposits lower in the cores were dated to AD 1915 ± 5 and 1881 ± 7, and may correspond to deposits formed by the floods of 1920 and 1886. Other thick flood deposits occurred

below the range of the ²¹⁰Pb dating method, suggesting that they were formed in the second part of the 19th century. The dates of AD 1862 ± 9 and 1851 ± 10 obtained for these deposits by extrapolating the mean sedimentation rate of 0.8 mm yr⁻¹ are consistent with their formation by the historical floods of August 1868 and 1843. However, the absence of evidence supporting the assumption of a continuous sedimentation rate below the range of the ²¹⁰Pb dating method makes these correlations uncertain. Although there are records of an older flood, in 1788, it would be hazardous to try and correlate this event with a sediment horizon due to the absence of independent chronological controls and the presence of numerous graded beds. Overall, the good agreement between major historical floods in the last 150 yr and the calculated ages of the thick graded beds supports the interpretation that these beds were deposited by

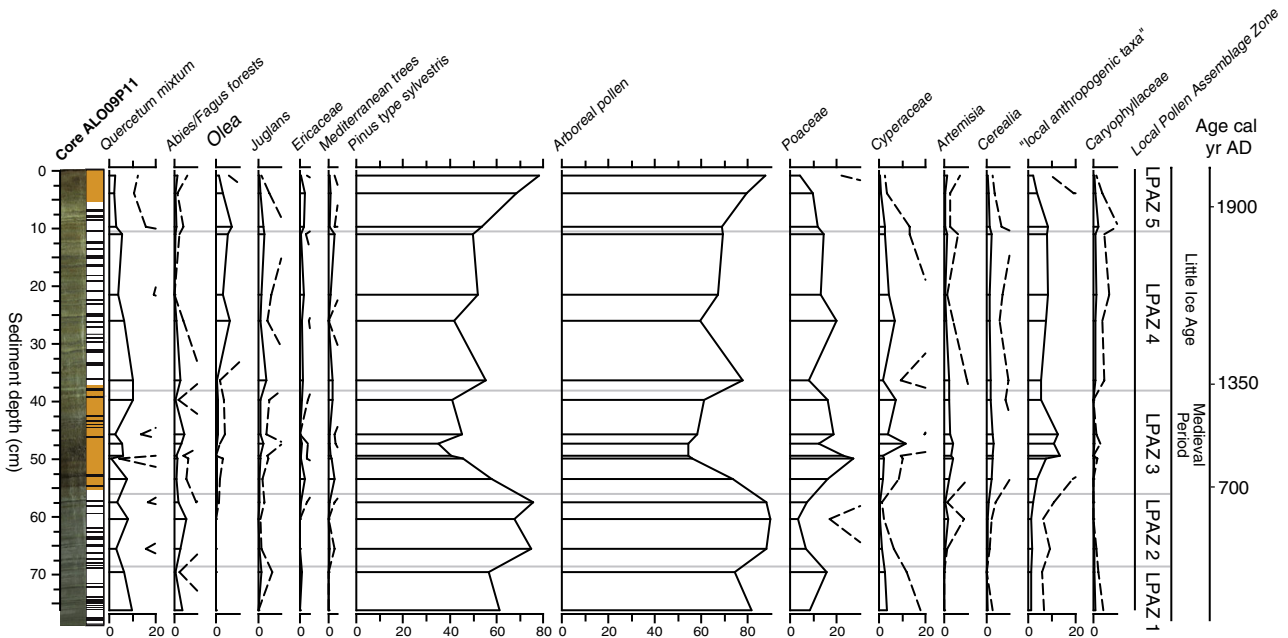


Figure 7. Pollen diagram for core ALO09P11. Only selected palynological taxa and groups are shown (see text for explanation). Horizontal solid lines represent samples analyzed. Dashed lines show exaggeration curves used to magnify occurrences of rare pollen taxa (percentages are multiplied by 5). Indicated ages and historical periods (right panel) derived from the ALO09P12 age–depth model and the core-to-core correlation of organic-rich layers.

intense flood events. However, some events (e.g., the June 2005 and November 1994 floods) occurred close to times of the year when the lake is usually covered by ice, suggesting that there is a possibility that a flood event may occur when the lake is still ice-bound and therefore not be recorded.

To investigate whether or not the Allos flood record is representative of flood events across the region, we compared it with recorded floods for the River Ubaye, approximately 15 km north of Lake Allos,

and its main tributaries (Fig. 1), covering periods of 400 and 150 yr, respectively (Remaître, 2006; Sivan et al., 2009, Fig. 8). This comparison showed that periods of high flood-frequency for the River Ubaye were concomitant with those for its tributaries and at Allos (Fig. 8B). This concordance in flood timing over a range of catchment sizes (from 0.5 to 1000 km²) suggests that most major floods are caused by meso-scale intense precipitation events. In areas with a Mediterranean climate, such meso-scale events most commonly occur in the

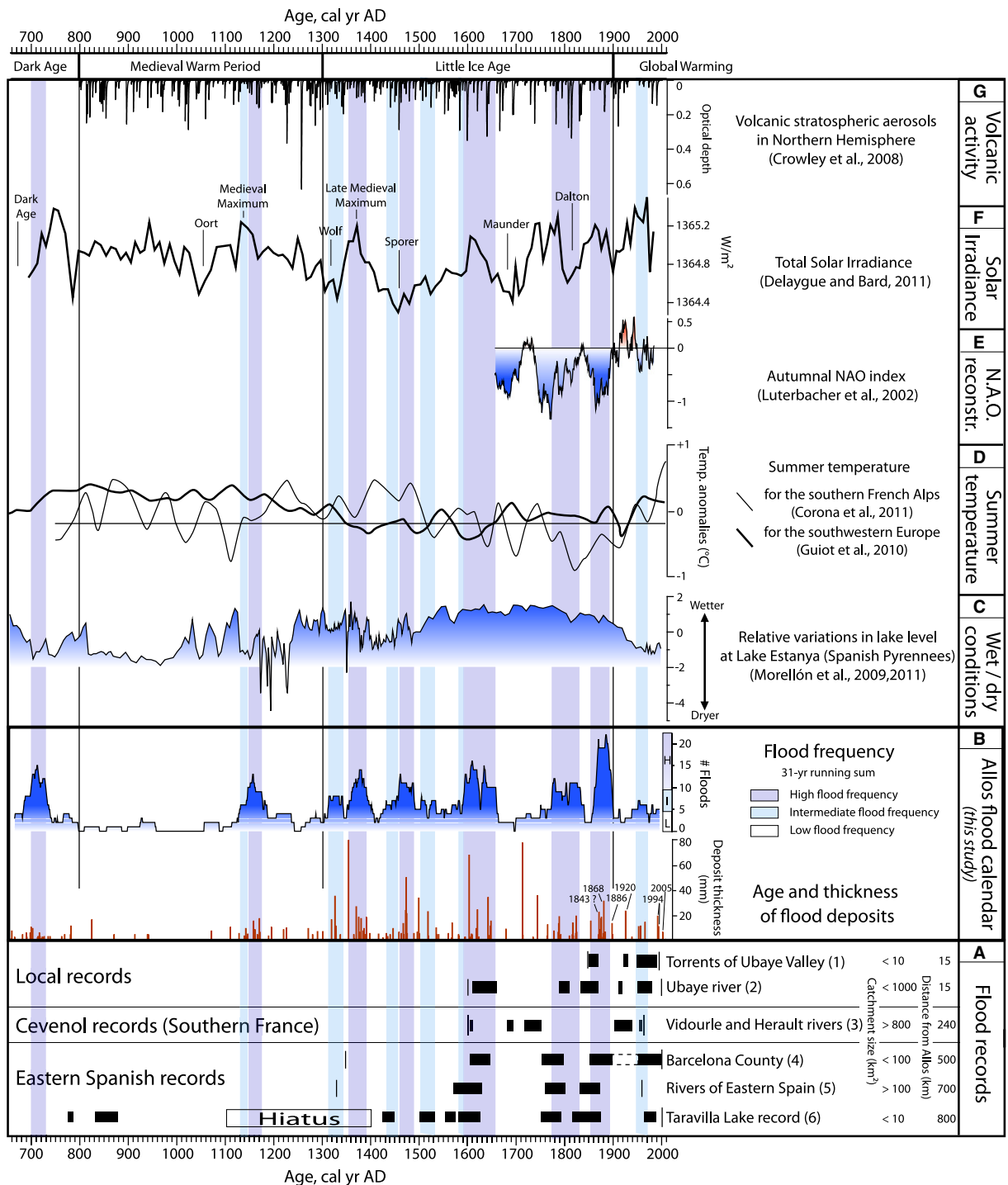


Figure 8. Comparison of (B) reconstructed Allos flood frequency (31 yr running average) and intensity (thickness of flood deposits) with (A) periods of high flood frequency over a large study area and the reconstructions of (C) relative variations in the level of Lake Estanya (Spanish Pyrenees), (D) tree-ring-based summer temperature for the southern Alps and Europe, (E) autumnal NAO index, (F) solar activity and (G) major volcanic eruptions in northern hemisphere. References for the flood records are: (1) Remaître, 2006, (2) Sivan et al., 2009, (3) Blanchemanche, 2009, (4) Barrera et al., 2006, (5) Barriendos Vallve and Martin-Wide, 1998 based on historical records and (6) Moreno et al., 2008 based on a lake sediment sequence.

fall. In contrast, the extreme precipitation rates and torrential floods associated with summer thunderstorms tend to be highly localized (e.g., Merz and Blöschl, 2003; Sivan et al., 2009; Wilhelm et al., in press). These observations led us to interpret the Allos flood record as a signal dominated by regional events. Moreover, the good agreement between different flood records during a cold phase of the LIA (Guiot et al., 2010; Corona et al., 2011) also suggests that the Allos flood signals are reliable, even if some events are missed during winters when the lake is covered in ice for longer than usual.

The last millennium: potential influence of land-use changes

The climatic information provided by our reconstruction of the Allos flood record for the last few centuries can be considered relevant to longer periods if there have not been any major changes in erosion processes. Changes in erosion processes in high-altitude regions can result from changes in land use and/or soil freeze/thaw due to the presence/absence of permafrost. However, the aspect (west) and altitude (up to ca. 2350 m a.s.l.) of the area eroded by the Laus tributary suggest that the area was unlikely to have been affected by permafrost (e.g., Haeberli, 1975; Stoffel et al., 2005). In addition, an effect of permafrost on erosion processes is incompatible with the high frequency of flood layer formation during the LIA, and the fact that this period also saw the formation of the thickest flood layers. Consequently, our analysis focused uniquely on land use changes. The first period of high flood frequency, around AD 700–800 (Fig. 8), was contemporaneous with major anthropogenic disturbance and with the greatest changes in vegetation dynamics during the study period (Fig. 7). Hence, the peak in flood frequency may be a result of this change in land use (e.g., Dapples et al., 2002). Pollen data suggest that human impact on the environment was greatest during the MWP (LPAZ3, Fig. 7), whereas the lowest flood frequency occurred during this period, with only one peak around AD 1140. In contrast, during the LIA there was a general increase in stream activity, albeit with sharp variations. In addition, pollen analyses show that the percentages of anthropogenic taxa and cultivated trees remained almost constant during this period. Except for the period around AD 700, we did not find any correlation between local human activities and the flood signal during the last 1400 yr. Furthermore, the relationship between Q_{90max} and flood-deposit thickness (Fig. 4) suggests that the amount of eroded material mainly depended on river flow velocity, rather than on the availability of erodible sediment. When soils are destabilized by pastoral land use, the amount of eroded material may become independent of the Q_{90} and a secondary pattern would be expected to appear (Giguët-Covex et al., 2011). Hence, except during the 8th century, when land-use changes destabilized the geosystem, the Allos flood record appears to have been mostly driven by climate forcing.

Variations in Allos flood activity and climate change in the northwestern Mediterranean region

Multi-centennial scale

Multi-centennial climate variations during the last millennium can be summarized as an oscillation between “warm and dry” periods and “cold and wet” periods. Three periods of different duration can be recognized; known as the Medieval Warm Period (MWP), the Little Ice Age (LIA) and the recent warm period. The MWP (AD 800–1300) was characterized by high summer temperatures in southern Europe (Guiot et al., 2010), with the exception of a short, cooler and wetter period around AD 1100 (Corona et al., 2011). Reconstructions of lake levels in southern Europe indicate that the MWP included two warmer and much dryer periods, from AD 800 to 1000 and from AD 1150 to 1300 (Morellón et al., 2009; Morellón et al., 2011 Fig. 8C). In addition, the MWP was marked by very low hydrological activity in large rivers such as the Rhône (Arnaud et al., 2005; Debret et al., 2010), Moyenne Durance (Miramont et al.,

1998) and Tagus (Benito et al., 2003), and in mountain streams such as the Taravilla lake inlet (Moreno et al., 2008). The Allos flood record is consistent with this general dry pattern, although the sharp increase in flood frequency circa AD 1150 appears anomalous, as this was a warm, dry period. However, given the uncertainty of our age model at this depth (i.e., an age error of 50 yr over the last 1000 yr), this increase in flood frequency may correspond to the cold, wet phase circa AD 1100.

The onset of the LIA (ca. AD 1300) was marked by a progressive shift toward cooler and wetter conditions (Guiot et al., 2010; Corona et al., 2011; Morellón et al., 2009, 2011, Fig. 8). Research has shown higher flood activity in large rivers in southern Europe, notably in France (Miramont et al., 1998; Arnaud et al., 2005; Debret et al., 2010), Italy (Belotti et al., 2004; Giraudi, 2005) and Spain (Benito et al., 2003), and in smaller catchments (e.g., in Spain, Moreno et al., 2008). At Allos, the higher flood frequency during the LIA was accompanied by a substantial increase in deposit thickness, which we interpret as being due to an increase in the intensity of extreme rainfall events compared with the MWP (Fig. 8). Thus, the northwestern Mediterranean region was characterized by lower temperatures and wetter conditions, and by more frequent and more intense flood events in the MWP than in the LIA. This pattern is shown by sedimentary records from both Allos and Taravilla. The increased frequency of flood events is consistent with the increased flood activity of large rivers in the northwestern Mediterranean region.

Sub-centennial scale

Although there was an overall multi-centennial increase in the frequency of floods at Allos during the LIA, flood frequencies were highly variable on a sub-centennial timescale. This type of short-term variation has been recognized in a small number of paleohydrological records in the northwestern Mediterranean region. In addition, extensive research using historical documents allowed us to compare the sub-centennial variability in our signal with a detailed flood reconstruction of the Barcelona area (Barrera et al., 2006), as well as a summary of nine flood reconstructions of various rivers along Spain's Mediterranean coast (Barriendos Valle and Martin-Wide, 1998, Fig. 8A). First, the timings of periods of high flood frequencies shown by Spanish records, for all sizes of catchment area, are similar to those shown by records for the River Ubaye and its tributaries. In addition, there is good agreement between the flood chronologies for northeast Spain and the southern Alps (i.e., Allos and Ubaye) over the last four centuries, as high flood frequency periods (in the early 17th century, 1750–1900 and during the late 20th century) and low flood frequency periods (well-marked around 1700 and in the early 20th century) are almost synchronous. However, the concordance between flood reconstructions is weaker prior to AD 1600. This change may be due to the intrinsic limits of the reconstructions. For example, the reconstructions for Barcelona drawn up by Barrera et al. (2006) using historical documents did not reveal consistent flood frequency trend during the first 200 yr. This may be linked to a lack of written sources for this period (Barrera et al., 2006). This interpretation is supported by the fact that the Lake Taravilla reconstruction indicates two high-flood frequency periods between AD 1400 and 1550 that do not occur in other reconstructions, whereas both Spanish reconstructions present strong similarities since AD 1600. Furthermore, uncertainties in the ^{14}C dates may affect the overall accuracy of the Taravilla and Allos lake sediment reconstructions.

However, the most intense precipitation events in the northwestern Mediterranean region occur in the Cévennes-Vivarais area (southern France), 250-km west of Allos. Known as “Cévenole” events, these episodes are associated with precipitation rates of up to 500 mm/day and are capable of triggering regional high-intensity floods. This type of meso-scale intense precipitation event is a typical feature of Mediterranean climates during the fall (Boudevillain et al., 2009; Gaume et al., 2009). Blanchemanche (2009) used historical documents to draw

up a record of autumnal floods for the Rivers Vidourle and Hérault, which are affected by Cévenole events. On comparing this record with our Allos flood reconstruction, we found an inverse correlation between the periods of high flood frequency, measured on a decennial to centennial scale, in the two areas (Fig. 8). This suggests that floods in the southern Alps (i.e., Allos and Ubaye) and the Cévennes-Vivarais region are caused by different meso-scale events. Furthermore, these comparisons showed that flood frequencies were higher in the southern Alps and on Spain's Mediterranean coast than they were in the Cévennes-Vivarais area during the periods AD 1600–1660, 1750–1900 and 1950–2000, and higher in the Cévennes-Vivarais area than in the southern Alps and on the Spanish Mediterranean coast during the periods AD 1680–1750 and 1900–1950.

Possible climate mechanisms governing the frequency of torrential floods in the northwestern Mediterranean region

Major multi-centennial changes in general precipitation patterns during cooling phases, such as the LIA, associated with long periods of reduced solar activity (Delaygue and Bard, 2011) have been recorded in western (Magny et al., 2003) and northern Europe (Bakke et al., 2008). According to Magny et al. (2003), increased moisture over western Europe during cooler periods may result from a southward shift and an intensification of the prevailing westerly winds, due to an increase in the thermal gradient between high and low latitudes. Simulations of mid-latitude cyclonic activity and the resulting precipitation patterns provide support for such mechanisms (Trigo and Davies, 2000; Bengtsson and Hodges, 2006; Raible et al., 2007). On the other hand, the general increase in hydrological activity at the beginning of the LIA was accompanied by a sub-centennial variability in flood frequency. Most periods of high flood frequency occurred during periods of high solar irradiance (Delaygue and Bard, 2011; Fig. 8), and a relationship between solar maxima and high flood activity has been suggested from flood reconstructions for the River Tagus (Vacquero, 2004) and the Lake Taravilla inlet (Moreno et al., 2008). According to Kirov and Georgieva (2002), secular solar activity and the NAO are linked: if secular solar activity increases, the “smoothed” NAO index decreases, and vice versa. In addition, negative NAO phases are associated with increased precipitation in southern Europe (e.g., Hurrell, 1995; Sanchez-Gomez et al., 2008). Luterbacher et al. (2002) reported good agreement between periods of high flood frequency and the reconstructed fall NAO index for the last three centuries, with periods of high flood frequency at around AD 1790 and 1880 being associated with highly negative NAO values. However, few floods occurred during the negative NAO

period around AD 1680, corresponding to the Maunder solar minimum, although this period has been described as wet (e.g., Pauling et al., 2006). However, the absence of a marked increase in flood frequency has already been noted in the northwestern Mediterranean region (Barriandos, 1997). Changes in atmospheric conditions on a multi-annual time scale can also be triggered by major volcanic eruptions, which can cause negative temperature anomalies (e.g., Crowley et al., 2008), and either positive (e.g., Blass et al., 2008) or negative (Peng et al., 2010) precipitation anomalies. Comparisons between the paleo-volcanic record (Crowley et al., 2008) and the Allos record suggest that some flood events may be related to major volcanic activity. However, a consistent correlation supporting volcanism as a main trigger of intense flood event did not appear.

Finally, over the last four centuries there has been a large degree of concordance in the timing of floods in the southern Alps and on Spain's Mediterranean coast. Conversely, there is an inverse relation between flood frequencies in these two regions and those in the Cévennes-Vivarais region. The meteorological and atmospheric-circulation patterns that led to intense precipitation events in the southern Alps and the Cévennes-Vivarais region between 1994 and 2006 have been closely analyzed (Buzzi and Foschini, 2000; Jansa et al., 2000; Ducrocq et al., 2008; Boudevillain et al., 2009; Fig. 9). The results for both areas show that, in the fall, intense precipitation is linked to the still warm Mediterranean Sea moistening and warming the lower atmosphere. During periods of southerly airflow, unstable air masses are carried toward the coast where convection develops, often triggered by the air flowing over the cooler land and being pushed to higher altitudes by the relief. However, on a meso-scale, the direction of the prevailing winds in the lower layers of the atmosphere will depend on the position of the depression center (Boudevillain et al., 2009). Meteorological analyses show that Cévenole events occur when the winds blow from the south or southeast, whereas extreme precipitation events in the southern Alps and the Gulf of Genoa occur when the winds are from the southwest (Boudevillain et al., 2009; Fig. 9). These differences might explain the differences in the reconstructed flood patterns for these two regions. Moreover, the fact that southern Alps-type flood events occur during periods of southwesterly airflow, that is, when the airflow comes from the eastern coast of Spain, suggests that the same meso-scale intense precipitation event might trigger flood events over both eastern Spain and the southern Alps. Combining this observation with reconstructed flood patterns may suggest a 50 to 150-yr oscillation between the two northwestern Mediterranean atmospheric circulation paths that result in intense precipitation events in the area, and that this oscillation has occurred for at least the last 400 yr.

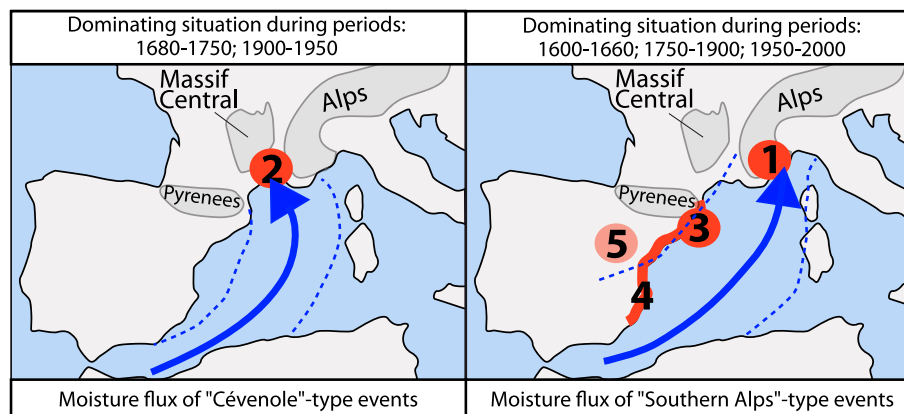


Figure 9. Dominating situations over the last four centuries during which extreme events affected the dotted area: (1) Allos Lake, (2) Vidourle and Hérault Rivers, (3) Rivers of Barcelona county, (4) Rivers of the Spanish Mediterranean coast and (5) Taravilla Lake. The blue arrow and the dashed lines indicate the main moisture flux and its approximate limits, determined from meteorological reanalysis of recent catastrophic “Cévenole” and “Southern Alps”-type events (from Boudevillain et al., 2009).

Conclusion

A multi-proxy investigation of the Lake Allos sediment sequence revealed 160 interbedded layers formed over the last 1400 yr. These layers are characterized by a sharp and coarse base, a fining-upward trend, high density, low TOC values, the presence of terrestrial vegetal remains and systematic Ca enrichment. The characteristics and frequent occurrence of these deposits suggest that they were formed by high-energy sediment inputs during mountain-torrent floods resulting from extreme precipitation events. In addition, the relationship between the thickness of the graded beds and their basal grain size led us to use bed thickness as a proxy for flood intensity. Comparisons with reconstructions of local historical floods over the last 400 yr suggest that most of these floods were triggered by autumnal, meso-scale intense precipitation events. As there is no evidence for major changes in erosion processes linked to human activities since the MWP, the Lake Allos sediment sequence can be regarded as a record of floods caused by intense precipitation events during the last millennium.

On a multi-centennial time scale, the frequency of Allos flood events is consistent with the general moisture, large-river hydrology and temperature patterns in the northwestern Mediterranean region, that is, low flood activity during the warm/dry MWP and high flood activity during the cold/wet LIA. Although there was a general increase in flood frequency during the multi-centennial period of the LIA, on a sub-centennial scale flood frequencies were highly variable. This variability may be in phase with solar maxima. In addition, flood frequency peaks appear to be related to autumnal negative NAO phases. Such a relationship has already been reported following paleoflood reconstructions for Spanish rivers (Benito et al., 2003; Moreno et al., 2008). Finally, comparing flood-frequency patterns for different northwestern Mediterranean sites may suggest a 50 to 150-yr oscillation between the two northwestern Mediterranean atmospheric circulation paths that result in intense precipitation events in this region.

Overall, our study shows that sediment sequences from high altitude lakes can provide reliable records of flood-frequency and intensity-patterns related to extreme precipitation events. This opens up the possibility of using such records to investigate the evolution of extreme weather events during long-term periods of climate change. Such information is required to determine the possible impact of the current phase of global warming and therefore better anticipate its impact on societies.

Acknowledgments

B. Wilhelm's PhD fellowship was supported by a grant from the Assemblée des Pays de Savoie and the Communauté de Communes du Grésivaudan. Logistical and financial support was provided by the French National Research Agency's Pygmalion project (ANR BLAN07-2_204489). Radiocarbon dating was performed by the national facility LM14C laboratory as part of an INSU ARTEMIS grant proposal. The authors thank Claire Dehlon for her help in identifying vegetal remains, François Demory for his helpful discussions and for providing access to the CEREGE's paleomagnetism laboratory, Jean-Pascal Dumoulin for his careful processing of our samples for radiocarbon dating, Marta Garcia for her excellent technical advice on using the core scanner, Paul Henderson for the improvement of English, Yoan Laurent for his assistance in processing the seismic data, Marie Revel for her help in the fieldwork and the Mountain Terrain Restoration department of the National Forestry Service for allowing access to its database of historic floods. We also thank Cécile Miramont, an anonymous reviewer, Lothar Schulte and the editors for their constructive comments that greatly improved this manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at doi:10.1016/j.yqres.2012.03.003.

References

- Alexandrescu, M., Courtillot, V., Le Mouél, J.-L., 1997. High-resolution secular variation of the geomagnetic field in western Europe over the last 4 centuries: comparison and integration of historical data from Paris and London. *Journal of Geophysical Research* 102, 20245–20258.
- Appleby, P.G., Richardson, N., Nolan, P.J., 1991. ²⁴¹Am dating of lake sediments. *Hydrobiologia* 214, 35–42.
- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Beck, C., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribouvillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of ²¹⁰Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225–232.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribouvillard, N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15 (3), 420–428.
- Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S.O., Nesje, A., Bjune, A.E., 2008. Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change* 60, 28–41.
- Barletta, F., St-Onge, G., Channell, J.E.T., Rochon, A., 2010. Dating of Holocene western Canadian Arctic sediments by matching paleomagnetic secular variation to a geomagnetic field model. *Quaternary Science Reviews* 29, 2315–2324.
- Barrera, A., Llast, M.C., Barriendos, M., 2006. Estimation of extreme flash flood evolution in Barcelona County from 1351 to 2005. *Natural Hazards Earth Systems Sciences* 6, 505–518.
- Barriendos, M., 1997. Climatic variations in the Iberian Peninsula during the late Maunder Minimum (AD 1675–1715): an analysis of data from rogation ceremonies. *The Holocene* 7, 105–111.
- Barriendos Vallve, M., Martin-Wide, J., 1998. Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14th–19th centuries). *Climatic Change* 38, 473–491.
- Beierle, B.D., Lamoureux, S.F., Cockburn, J.M.H., Spooner, I., 2002. A new method for visualizing sediment particle size distributions. *Journal of Paleolimnology* 27, 279–283.
- Belotti, P., Caputo, C., Davoli, L., Evangelista, S., Garzanti, E., Pugliese, F., Valeri, P., 2004. Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany). *Geomorphology* 61, 71–90.
- Bengtsson, L., Hodges, K.I., 2006. Storm tracks and climate change. *Journal of Climate* 19, 3518–3543.
- Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, C.A.T., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., Palutikof, J., Schöll, R., Semmler, T., Woth, K., 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change* 81, 71–95.
- Benito, G., Díez-Herrero, A., Fernández de Villalta, M., 2003. Magnitude and frequency of flooding in the Tagus Basin (Central Spain) over the last millennium. *Climatic Change* 58, 171–192.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512–518.
- Blanchemanche, P., 2009. Crues historiques et vendanges en Languedoc méditerranéen oriental: la source, le signal et l'interprétation. In: *Changement global, effets locaux: Le Petit Age Glaciaire dans le Sud de la France: Impacts morphogéniques et sociétaux*. *Archéologie du Midi Médiéval* 27, 225–235.
- Blass, A., Grosjean, M., Livingstone, D.M., Sturm, M., 2008. Signature of explosive volcanic eruptions in the sediments of a high-altitude Swiss lake. *Journal of Paleolimnology* 39, 35–42.
- Bøe, A.G., Olaf Dahl, S., Lie, O., Nesje, A., 2006. Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16 (3), 445–455.
- Boudevillain, B., Argence, S., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Lambert, D., Nuissier, O., Plu, M., Ricard, D., Arbogast, P., Berne, A., Chaboureaud, J.P., Chapon, B., Crépin, F., Delrieu, G., Doerflinger, E., Funatsu, B.M., Kirstetter, P.E., Masson, F., Maynard, K., Richard, E., Sanchez, E., Terray, L., Walpersdorf, A., 2009. Cyclogénèses et précipitations intenses en région méditerranéenne: origines et caractéristiques. *La Météorologie* 66, 18–28.
- Bucur, I., 1994. The direction of the terrestrial magnetic field in France during the last 21 centuries. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 87, 95–109.
- Buzzi, A., Foschini, L., 2000. Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the Southern Alpine region. *Meteorology and Atmospheric Physics* 72, 131–146.
- Corona, C., Edouard, J.L., Guibal, F., Guiot, J., Bernard, S., Thomas, A., Denelle, N., 2011. Long-term summer (AD 751–2008) temperature fluctuation in the French Alps based on tree-ring data. *Boreas* 40 (2), 351–366.
- Couteaux, M., 1991. La limite supérieure de la forêt et sa valeur de seuil. *Actes du colloque de Perpignan*, pp. 139–159.
- Crowley, J.C., Zielinski, G., Vinther, B., Udisti, R., Kreutz, K., Cole-Dai, J., Castellano, E., 2008. Volcanism and the Little Ice Age. *PAGES Newsletters* 16, 22–23.
- Dapples, F., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knapp, W.O., Dimitriadis, S., Oswald, D., 2002. Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 27, 239–248.
- Debret, M., Chapron, E., Desmet, M., Rolland-Revel, M., Magand, O., Trentesaux, A., Bout-Roumazelle, V., Nomade, J., Arnaud, F., 2010. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *Quaternary Science Reviews* 29, 2185–2200.
- Delaygue, G., Bard, E., 2011. An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Climate Dynamics* 36, 2201–2218.
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeauapin, C., Thouvenin, T., 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134, 131–145.

- Enters, D., Arnaud, F., Poulencard, J., Giguët-Covex, C., Malet, E., Wilhelm, B., 2009. A coupled environmental monitoring and lake sediment study to understand factors generating torrential floods in an Alpine catchment (Giffre Valley, NW French Alps). *Geophysical Research Abstracts* 11, EGU2009-8837-1, EGU General Assembly, Vienna, Austria.
- Faegri, K., Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. John Wiley & Sons, New York, 328 pp.
- Francus, P., Bradley, R.S., Abbott, M.B., Patridge, W., Keimig, F., 2002. Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. *Geophysical Research Letters* 29 (20), 1998.
- Frei, C., Schär, C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology* 18, 873–900.
- Gallet, Y., Genevey, A., Le Goff, M., 2002. Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archaeological artefacts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 131, 81–89.
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blašková, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology* 367, 70–78.
- Giguët-Covex, C., Arnaud, F., Poulencard, J., Disnar, J.R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.J., Delannoy, J.J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred and from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate human activities. *The Holocene* 21 (4), 651–665.
- Giguët-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulencard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps. *Quaternary Research* 77 (1), 12–22.
- Gilbert, R., Crookshanks, S., Hodder, K.R., Spagnol, J., Stull, R.B., 2006. The record of an extreme flood in the sediments of montane Lilloet Lake, British Columbia: implications for paleoenvironmental assessment. *Journal of Paleolimnology* 35, 737–745.
- Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change* 63, 90–104.
- Giraudi, C., 2005. Late-Holocene alluvial events in the Central Apennines, Italy. *The Holocene* 15, 768–773.
- Goldberg, E.D., 1963. Geochronology with lead-210. *Radioactive Dating*. IAEA, Vienna, Austria. 121–131 pp.
- Guiot, J., Corona, C., ESCARSEL members, 2010. Growing season temperatures in Europe and climate forcings over the past 1400 years. *PLoS One* 5 (4), e9972. doi:10.1371/journal.pone.009972.
- Haeblerli, W., 1975. Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau: Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich, 17. 221 p.
- Hamilton, E.L., 1972. Compressional-wave attenuation in marine sediments. *Geophysics* 37, 620–646.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperature and precipitation. *Science* 269 (5224), 676–679.
- IPCC, Kostaschuck, R.A., MacDonald, G.M., Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007. *Climate Change 2007—The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Irmiler, R., Daut, G., Mäusbacher, R., 2006. A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphology* 77, 69–78.
- Jakob, M., Bovis, M., Oden, M., 2005. The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 755–766.
- Jansa, A., Genoves, A., Garcia-Moya, J.A., 2000. Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 1: Numerical experiment concerning the Piedmont flood case. *Meteorological Applications* 7, 323–333.
- Juggins, S., 2007. *C2 Version 1.5 User Guide*. Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualisation. Newcastle University, Newcastle upon Tyne, UK. 73 pp.
- Kieffer-Weisse, A., 1998. Etude des précipitations exceptionnelles de pas de temps court en relief accidenté (Alpes Françaises), Méthode de cartographie des précipitations extrêmes. Thèse de doctorat, Institut National de Polytechnique, Grenoble. 309pp.
- Kieffer-Weisse, A., Bois, P., 2001. Estimation de paramètres statistiques des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises. *La Houille Blanche* 1, 62–70.
- Kirov, B., Georgieva, K., 2002. Long term variations and interrelations of ENSO, NAO and solar activity. *Physics and Chemistry of the Earth* 27, 441–448.
- Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Revue de l'institut français du pétrole* 53, 422–437.
- Lanci, L., Hirt, A.M., Lotter, A.F., Sturm, M., 2001. A record of Holocene climate in the mineral magnetic record of Alpine lakes: Sägistalsee and Hinterburgsee. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 29–44.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C., Wanner, H., 2002. Extending North Atlantic oscillation reconstructions back to 1500. *Atmospheric Science Letters* 2, 114–124.
- Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J., Peyron, O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews* 22, 1589–1596.
- Merz, R., Blöschl, G., 2003. A process typology of regional floods. *Water Resources Research* 39 (12), 1340.
- Miramont, C., Jorda, M., Pichard, G., 1998. Évolution historique de la morphogénèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la moyenne Durance (France du sud-est). *Géographie physique et Quaternaire* 52 (3), 381–392.
- Molinari, E., Guerzoni, S., De Falco, G., Sarretta, A., Cucco, A., Como, S., 2009. Relationships between hydrodynamic parameters and grain size in two contrasting transitional environments: the lagoons of Venice and Cabras, Italy. *Sedimentary Geology* 219, 196–207.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Villarrúbia, T., González-Sampériz, P., Romero, Ó., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M., Corella, J.P., 2009. Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 28, 2582–2599.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Vegas-Villarrúbia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, O., Engstrom, D.R., López-Vicente, E., Navas, A., Soto, J., 2011. Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology* 46, 423–452.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gonzales-Sampériz, P., Rico, M., 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology* 40, 943–961.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters* 21, 86–93.
- Nesje, A., Olaf Dahl, S., Matthews, J.A., Berrisdorf, M.S., 2001. A 4500 years of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjoen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology* 25, 329–342.
- Parris, A.S., Bierman, P.R., Noren, A.J., Prins, M.A., Lini, A., 2010. Holocene paleostorms identified by particle size signatures in lake sediments from the northeastern United States. *Journal of Paleolimnology* 43 (1), 29–49.
- Passera, R., 1964. Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology* 34 (4), 830–847.
- Pauling, A., Luterbacher, J., Casty, C., Wanner, H., 2006. Five hundred years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. *Climate Dynamics* 26, 387–405.
- Peng, Y., Shen, C., Wang, W.C., Xu, Y., 2010. Response of summer precipitation over Eastern China to large volcanic eruptions. *Journal of Climate* 23, 818–824.
- Raible, C.C., Yoshimori, M., Stocker, T.F., Casty, C., 2007. Extreme midlatitude cyclones and their implications for precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Climate Dynamics* 28, 409–423.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- Remaître, A., 2006. Morphologie et dynamique des laves torrentielles : Applications aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud). Thèse de doctorat, Université De Caen-Basse Normandie. 374pp.
- Reyss, J.L., Schmidt, S., Legeleux, F., Bonte, P., 1995. Large low background well type detectors for measurements of environmental radioactivity. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research* 357, 391–397.
- Sanchez-Gomez, E., Terray, L., Joly, B., 2008. Intra-seasonal atmospheric variability and extreme precipitation events in the European-Mediterranean region. *Geophysical Research Letters* 35, L15708.
- Schiefer, E., Gilbert, R., Hassan, M.A., 2011. A lake sediment-based proxy of floods in the Rocky Mountain Front Ranges, Canada. *Journal of Paleolimnology* 45, 137–149.
- Sivan, O., Miramont, C., Pichard, G., Prosper-Laget, V., 2009. Les conditions climatiques de la torrentialité au cours du Petit Age Glaciaire de Provence. *Archéologie du Midi Médiéval* 26, 157–168.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M.M.B., Miller, H., Chen, Z. (Eds.), 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
- Stoffel, M., Lièvre, I., Conus, D., Grichting, M.A., Raetz, H., Gärtner, H.W., Monbaron, M., 2005. 400 years of debris-flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 37 (3), 387–395.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Beniston, M., 2011. Rainfall characteristics for periglacial debris flows in the Swiss Alps: past incidences–potential future evolutions. *Climatic Change* 105, 263–280.
- Sturm, M., Matter, A., 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. *Special Publications of International Association of Sedimentologists* 2, 147–168.
- Tachikawa, K., Cartapanis, O., Vidal, L., Beaufort, L., Barlyaeva, T., Bard, E., 2011. The precession phase of hydrological variability in the Western Pacific Warm Pool during the past 400 ka. *Quaternary Science Review* 30, 3716–3727.
- Trigo, I.F., Davies, T.D., 2000. Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophysical Research Letters* 27 (18), 2913–2916.
- Vaquero, J.M., 2004. Solar signal in the number of floods recorded for the Tagus River basin over the last millennium. *Climatic Change* 66, 23–26.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Enters, D., Allignol, F., Legaz, A., Magand, O., Revillon, S., Giguët-Covex, C., Malet, E., in press. Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record. *Climatic Change*. DOI: 10.1007/s10584-011-0376-2.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. AC demagnetization of rock: analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (Eds.), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, pp. 254–286.

**Annexe 3 : Parot et Renard, 2013. Mémoire de Master 1
Recherche**

Mémoire de Projet Tutoré de Première Année

Apport des insectes fossiles dans la reconstruction de l'environnement végétal autour du Lac Petit pendant l'Holocène

Présenté par : Vincent PAROT & Mélanie RENARD

Master 1ère année 2012-2013

Spécialité : Sciences de la Biodiversité et Ecologie (SBE)



Responsable du projet tutoré : Frédéric GUITER
Co-encadrants : Elodie BRISSET & Philippe PONEL



institut méditerranéen de biodiversité et d'écologie
marine et continentale

Mémoire de Projet Tutoré de Première Année

**Apport des insectes fossiles dans la
reconstruction de l'environnement végétal
autour du Lac Petit pendant l'Holocène**

Présenté par : Vincent PAROT & Mélanie RENARD

Master 1ère année 2012-2013

Spécialité : Sciences de la Biodiversité et Ecologie (SBE)

Responsable du projet tutoré : Frédéric GUITER

Co-encadrants : Elodie BRISSET & Philippe PONEL

Nous soussignés, Vincent PAROT et Mélanie RENARD, étudiants en première année de master SET spécialité SBE à Aix-Marseille Université, attestons sur l'honneur que le présent mémoire a été écrit de nos mains, que ce travail est personnel et que toutes les sources d'informations externes et les citations d'auteurs ont été mentionnées conformément aux usages en vigueur (Nom de l'auteur, nom de l'article, éditeur, lieu d'édition, année, page).

Nous certifions par ailleurs que nous n'avons ni contrefait, ni falsifié, ni copié l'œuvre d'autrui afin de la faire passer pour nôtre.

Fait à Marseille, le 31 Mai 2013,

Vincent PAROT

Mélanie RENARD

*Nous tenons à remercier Mr Frédéric Guiter de nous avoir proposé ce sujet et de nous avoir encadré pendant ce projet tutoré. Et merci d'avoir affronté le froid corse, le soir dans la rue !
(Nous songeons à développer le wifi sur toute l'île, notamment en zone montagneuse !)*

Merci à Philippe Ponel pour sa patience, sa présence, sa disponibilité à toute épreuve et d'avoir partagé avec nous ses expériences et ses récits de voyages.

Merci également à Elodie Brisset pour le partage de la plupart des documents.

Une pensée particulière à notre coloc de loupe binoculaire, Yoann, pendant les analyses entomo. Merci pour le partage de la lampe pour éclairer la boîte de Petri !

Et un grand merci à nos trois relecteurs et au temps qu'ils nous ont consacré, vous nous avez beaucoup aidé !

SOMMAIRE

I. INTRODUCTION.....	1
II. PRESENTATION DU SITE	3
III. MATERIEL ET METHODES.....	3
1. PRELEVEMENTS DES PROFILS SEDIMENTAIRES.....	3
2. METHODES D'EXTRACTION DES MACRORESTES D'INSECTES	4
3. METHODES DE DETERMINATION DES INSECTES ET DES MOUSSES	5
4. METHODES DE TRAITEMENTS DES DONNEES	5
IV. RESULTATS	6
1. MOUSSES :	6
2. INSECTES :	7
V. DISCUSSION	10
VI. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	12
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	14

SOMMAIRE FIGURES

Fig. 1 : Carte de localisation du Lac Petit (Vallon des Millefontes, Alpes-Maritimes, France). 3

Fig. 2 : Modèle d'âge des carottes prélevées en 2012 d'après le modèle établi pour PET09

(Brisset et al., 2012). 4

Fig. 3 : Ordres d'Arthropodes retrouvés dans le profil sédimentaire..... 7

Fig. 4 : Nombre Minimum d'Individus (NMI) retrouvé par échantillon..... 7

Tableau I : Espèces de Bryophytes identifiées dans les échantillons..... 6

SOMMAIRE ANNEXES

Annexe I : Carte bathymétrique du Lac Petit et lieux de prélèvement des profils

sédimentaires.....I

Annexe II : Poids en grammes des échantillons de sédiments.....I

Annexe III : Listes des insectes retrouvés par échantillon. Les nombres de fragments

identifiés et les NMI sont indiqués. II

Annexe IV : Tableau synthétique des individus extraits des échantillons, classés selon leur

plus haut niveau d'identification et les groupes écologiques auxquels ils ont été attribués.

Leurs effectifs sont comptabilisés selon le NMI. III

Annexe V : Diagrammes pollinique et entomologique.....IV

I. Introduction

A travers les reconstructions paléoenvironnementales, les paléoécologues obtiennent des informations sur les conditions passées d'un milieu grâce à l'analyse d'archives sédimentaires. Ces reconstructions résultent d'un couplage de différentes disciplines, chacune apportant son lot d'informations à la fois spécifiques et complémentaires entre elles. Afin de comprendre les dynamiques de fonctionnement d'un écosystème actuel, il est nécessaire de connaître ses caractéristiques passées et son évolution au cours du temps. Par ailleurs, cela permet d'éclairer les paléoécologues sur les perturbations majeures qu'un écosystème a subies, notamment les impacts liés aux activités humaines (Girel, 2006). De plus, ces indications mettent en évidence la fragilité d'un milieu face à certaines perturbations et ses capacités de résilience.

L'étude de Brisset *et al.*, 2012, fondée sur l'analyse de sédiments lacustres du Lac Petit, visait à déterminer l'évolution de la végétation autour du site en fonction de l'histoire paléoclimatique et de l'anthropisation au cours de l'Holocène. Les enregistrements lacustres remontent jusqu'à 4470 cal. BP pour la carotte prélevée en 2012 : les sédiments recouvrent ainsi deux chronozones : le Subatlantique (2600 BP à aujourd'hui) et le Subboréal (de 4700 à 2600 cal. BP).

Ces reconstructions paléoenvironnementales et paléoécologiques ont montré un déboisement et une modification majeure du paysage autour du Lac Petit vers 4200 cal. BP. Au début de la séquence, le couvert forestier dans le vallon des Millefonds semble stable et dominé principalement par *Pinus sylvestris* dans l'étage subalpin, par la hêtraie-sapinière à l'étage montagnard et par la chênaie caducifoliée à l'étage collinéen. A partir du Subatlantique, les courbes polliniques de ces taxons diminuent, cette tendance est imputable d'après les auteurs (Brisset *et al.*, 2012) à un double forçage climatique et anthropique.

Malgré l'observation du mélèze (*Larix*) autour du site, et dans la région, peu de pollen de ce conifère a été retrouvé dans les sédiments, dû à sa faible dispersion. Dans le Parc National du Mercantour, le mélèze constitue actuellement l'essence la plus répandue (Parc national du Mercantour, 2002). De plus, la surreprésentation de *Pinus* dans la pluie pollinique masque la contribution de *Larix* (David, 1997).

Grâce aux analyses polliniques, géochimiques et sédimentologiques, les auteurs ont identifié trois phases principales dans la dynamique des paysages autour du Lac Petit :

1. Une première phase de 4750 à 4350 cal. BP où le couvert forestier est en équilibre jusqu'aux abords du lac avec quelques taxons végétaux anthropiques ;
2. La deuxième phase (4180 à 1550 cal. BP) est marquée par une première perturbation. Les essences arborées chutent, le milieu s'ouvre ;
3. La troisième phase (depuis 1550 cal. BP) montre que le couvert forestier est dégradé à toutes les altitudes et que les taxons végétaux anthropiques sont fortement présents.

Les Alpes du Sud sont depuis très longtemps soumises à l'anthropisation de par les activités minières (Rostan & Rossi, 2002 ; Bourgarit *et al.*, 2008), agro-pastorales (Court-Picon *et al.*, 2005 ; Mocci *et al.*, 2005), qui nécessitent l'exploitation du bois (déboisements parfois définitifs) et une exploitation des terres. Le Lac Petit est donc situé dans une zone propice pour l'étude de l'anthropisation dans la région, mais également pour analyser les modalités des changements climatiques durant l'Holocène.

L'objectif de cette étude est d'obtenir des informations originales sur l'histoire des paysages par un autre indicateur paléoécologique indépendant et dont la signification spatiale serait plus locale que le pollen (parfois transporté sur de longues distances) : les insectes fossiles. L'étude d'un tel proxy renseigne directement sur le caractère de la végétation environnante et de son biotope, et, par extrapolation, sur les paléoclimats (Coope *et al.*, 1977 ; Ponel, 1995), car les insectes, et particulièrement les Coléoptères, peuvent apporter de nombreuses indications paléoenvironnementales originales (Elias, 2007). Ainsi dans cette étude, les insectes retrouvés pourraient indiquer l'évolution de la physionomie de la forêt et de nature de la flore durant l'Holocène autour du Lac Petit. Par ailleurs, les restes fossiles d'insectes sont les macrorestes les mieux conservés et les mieux identifiables parmi le choix de proxys dans les sédiments du Quaternaire.

Le but de cette étude entomologique est de (1) comprendre l'histoire holocène de la végétation autour du Lac Petit en comparaison avec les données polliniques, de (2) confirmer ou infirmer l'anthropisation du site depuis le Subboréal et de (3) obtenir des informations quant aux probables présences locales des pinèdes et des mélézins.

II. Présentation du site

Le Lac Petit est situé dans les Alpes-Maritimes à 2200m d'altitude (Fig. 1). Ce lac, d'une superficie de 2,24 hectares, est d'origine glaciaire. Le Vallon des Millefonts regroupe

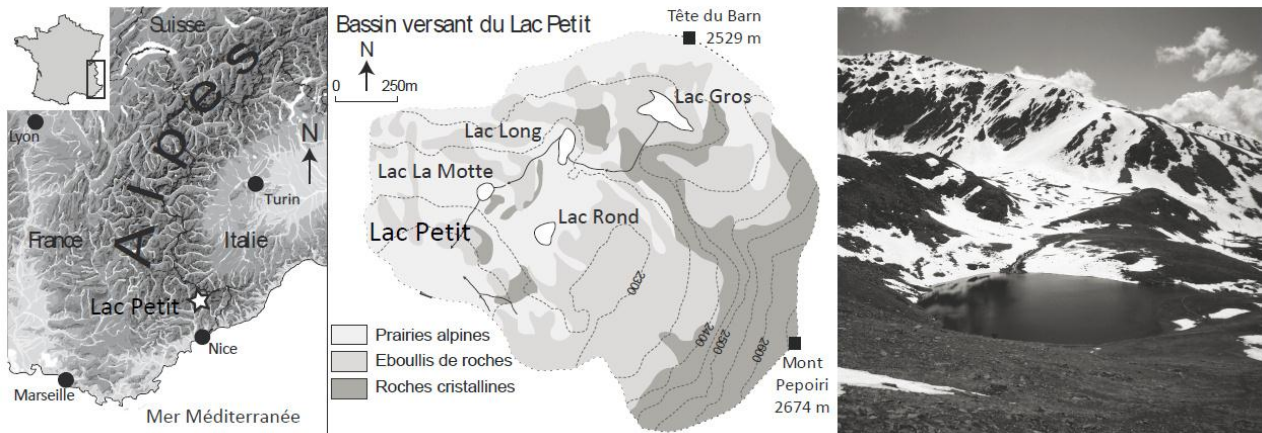


Fig. 1 : Carte de localisation du Lac Petit (Vallon des Millefonts, Alpes-Maritimes, France).
quatre autres lacs, en amont du Lac Petit, interconnectés par des écoulements.

D'après Brisset *et al.*, 2012, le lac draine un bassin versant de 2,5 km². L'apport hydrologique est surtout assuré par la fonte des neiges au printemps et en été. Actuellement, le pourtour du lac est couvert de pelouses alpines et de landes à *Ericaceae*. La limite supérieure de la forêt, composée notamment de mélèze, se situe en aval du vallon de Millefonts, à 2100 mètres.

III. Matériel et méthodes

1. Prélèvements des profils sédimentaires

Le matériel sédimentaire étudié provient de trois carottes prélevées en juin 2012 (dont la localisation des prélèvements est indiquée dans l'Annexe I) par le laboratoire EDYTEM de Chambéry, à l'aide d'un carottier gravitaire UWITEC¹ jusqu'à la profondeur de 120 cm. Sept datations AMS ¹⁴C (par radiocarbone) ont été faites sur des macrorestes végétaux contenus à la fois sur la carotte prélevée en 2012 et sur celle de 2009, PET09. Le modèle d'âge pour PET12 a été déterminé par concordance entre le modèle d'âge de PET09 et les

¹ <http://www.uwitec.at/>

datations au ^{14}C (Brisset *et al.*, 2012) (Fig. 2). La séquence lacustre a été divisée en quatorze échantillons dont les volumes varient de 229,6g à 993g (Annexe II).

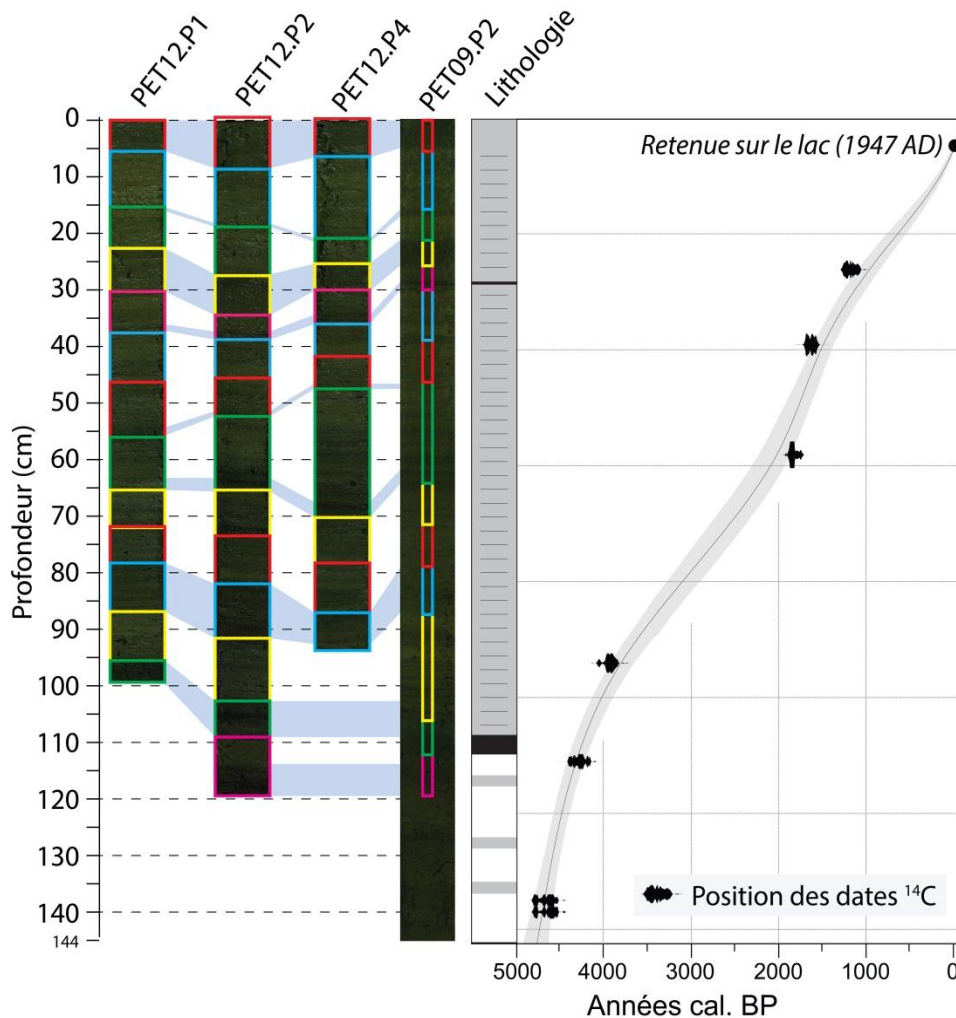


Fig. 2 : Modèle d'âge des carottes prélevées en 2012 d'après le modèle établi pour PET09.(Brisset *et al.*, 2012)

2. Méthodes d'extraction des macrorestes d'insectes

L'extraction des macrorestes d'insectes a été effectuée par flottaison au pétrole, selon la méthode décrite par Elias, 1994. Chaque échantillon est pesé puis mis en suspension. Le matériel est ensuite versé sur tamis calibré de 300 μm , ce qui permet de récupérer les macrorestes tout en éliminant les particules fines.

Le refus du tamis est mélangé délicatement avec le pétrole durant deux minutes. Une fois le surplus de pétrole ôté, de l'eau est ajoutée. Cette étape, répétée 3 fois, permet de séparer les macrorestes chitineux flottant en surface, des débris végétaux et minéraux qui

sédimentent. La fraction flottante est récupérée, le pétrole est éliminé au moyen d'un détergent, puis les fragments d'insectes et certains macrorestes végétaux résiduels (brins de mousses, aiguilles de conifères) sont triés sous la loupe binoculaire puis conservés dans des piluliers contenant de l'éthanol.

3. Méthodes de détermination des insectes et des mousses

La détermination des espèces a été assurée par Philippe Ponel (IMBE, Aix-en-Provence), par comparaison des fragments (têtes, pronotum, élytres, etc) avec des spécimens d'une collection de référence actuelle.

Les restes des Bryophytes trouvés dans les échantillons au cours de l'extraction des insectes ont été suffisamment abondants pour justifier une analyse de ces végétaux réalisée par Jean-Pierre Hébrard (IMBE, Marseille).

4. Méthodes de traitements des données

a) Analyse entomologique :

Pour chaque échantillon, après détermination des espèces présentes, le Nombre Minimum d'Individus (NMI) est calculé. Ce NMI est obtenu via le nombre et le type de fragments observés (Annexe III) : le NMI représente le nombre maximum de fragments comptabilisés pour un même taxon (*Exemple : 2 Thorax, 4 élytres gauches et 1 élytre droit d'un même taxon = le NMI est de 4*). La totalité des taxons identifiés ainsi que les NMI figurent sur l'Annexe IV.

Afin de mieux interpréter les données, les taxons partageant les mêmes exigences écologiques ont été regroupées en classes (Annexe IV). Dans cette étude, les insectes ont été répartis selon onze classes : Prairies alpines, Conifères, Feuillus, Herbacées, Sol et Litière, Eaux stagnantes, Eaux courantes, Névés, Forêt et arbres isolés, Coprophages et Non-classés. Ces données ont ensuite été soumises à un traitement graphique via le logiciel C2 utilisé pour analyser et visualiser les données paléoenvironnementales (Juggins, 2010).

b) Analyse pollinique :

Le diagramme pollinique (Annexe V) a été construit à partir des résultats de Brisset et al., 2012. Dans ce diagramme, seules les espèces les plus pertinentes pour la comparaison avec les données entomologiques sont représentées. Tout d'abord, les espèces forestières montagnardes sont indiquées : *Pinus sylvestris*, *Picea* et *Abies*. Le rapport pollen arboréen sur

la somme totale des pollens retrouvés (PA/T) permet de montrer la part des essences forestières dans la végétation locale. Les espèces liées aux activités humaines (taxons rudéro-anthropiques, comprenant les genres *Rumex*, *Urtica*, *Galium*, Chenopodiaceae et *Plantago*) et aux cultures (*Juglans*, *Larix*, *Castanea*, Cerealia, plantés ou favorisés par l'Homme) figurent dans ce diagramme.

IV. Résultats

1. Mousses :

L'analyse des Bryophytes a permis d'identifier onze espèces (Tableau I). Celles-ci sont communes dans le Mercantour et se développent dans les pelouses inondées et les tourbières, sols riches en silice et acides.

Tableau I : Espèces de Bryophytes identifiées dans les échantillons.

Analyse : J-P. Hébrard

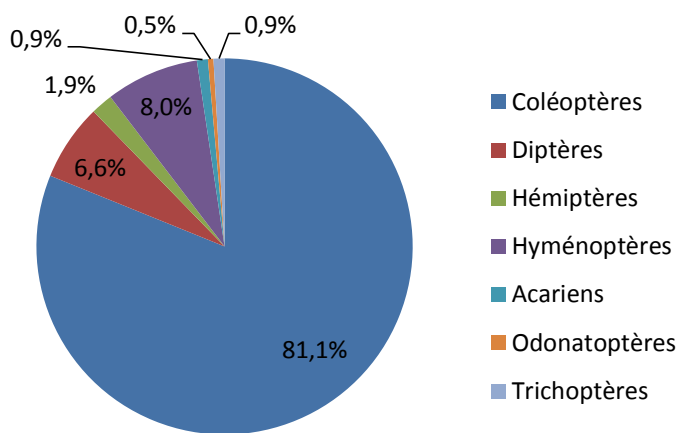
Code échantillon	Espèces
PET12-2	<i>Philonotis fontana</i> (Hedw) Brid. / <i>tomentella</i> Molendo
	<i>Philonotis cf. seriata</i> Mitt.
PET12-3	<i>Aulacomnium palustre</i> (Hedw.) Schwägr.
PET12-4	<i>Bryum</i> sp.
PET12-5	<i>Bryum</i> sp.
PET12-6	<i>Aulacomnium palustre</i> (Hedw.) Schwägr.
	<i>Philonotis cf. seriata</i> Mitt.
PET12-7	<i>Warnstorfia exannulata</i> (Schimp.) Loeske
PET12-8	<i>Aulacomnium palustre</i> (Hedw.) Schwägr.
PET12-9	<i>Bryum pseudotriquetrum</i> (Hedw.) P.Gaertn, E.Mey et Scherb
	<i>Palustriella communata</i> (Hedw.) Ochyra cf. <i>var fluctuans</i> (Schimp.) Ochyra
PET12-11	<i>Polytrichum juniperium</i> Hedw.
	<i>Rhizomnium cf. magnifolium</i> (Horik.) T.J.Kop.
	<i>Aulacomnium palustre</i> (Hedw.) Schwägr;
	<i>Philonotis</i> sp.
PET12-12	<i>Bryum pseudotriquetrum</i> (Hedw.) P.Gaertn, E.Mey et Scherb
PET12-13	<i>Bryum pseudotriquetrum</i> (Hedw.) P.Gaertn, E.Mey et Scherb

Philonotis fontana, *Philonotis seriata* et *Bryum pseudotriquetrum* sont associés aux rivières et les eaux courantes. *P. seriata* et *Polytrichum juniperium* sont des espèces alpines. A l'inverse de *P. seriata*, *P. juniperium* se trouve dans des endroits plus secs et colonise préférentiellement les moraines. *Aulacomnium palustre* se développe dans les prairies humides et aux abords des lacs (Dickson, 1973).

Malgré la richesse des assemblages en mousses (rarement autant d'espèces sont identifiées dans une séquence), ces Bryophytes donnent peu d'indications sur les paléoenvironnements mais surtout sur les conditions édaphiques (Berglund, 2003). *P. juniperum*, *P. seriata* et *A. palustre* attestent d'un milieu ouvert alpin.

2. Insectes :

L'analyse a fourni 66 taxons appartenant à 7 ordres différents dans l'ensemble des échantillons. La majorité des taxons (81%) sont des Coléoptères (Fig. 3), avec 55 taxons



appartenant à 18 familles. Il est également l'ordre le plus facilement identifiable à l'état fossile, puisque leurs exosquelettes résistent le mieux aux conditions anaérobiques et saturées en eau dans les sédiments (Ponel *et al.*, 2007). Au cours de cette étude, 34,5% des taxons de Coléoptères ont été identifiés jusqu'à l'espèce.

Fig. 3 : Ordres d'Arthropodes retrouvés dans le profil sédimentaire.

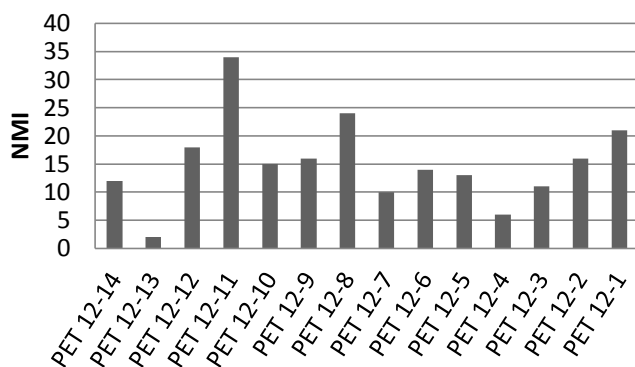


Fig. 4 : Nombre Minimum d'Individus (NMI) retrouvé par échantillon.

Dans cette étude, 212 individus, tous ordres confondus, ont été trouvés. La présence des insectes est constante tout le long de la carotte avec un pic maximal à PET12-11 (Fig. 4), qui correspond à 34 individus. Les assemblages PET12-13 et PET12-4 contiennent peu de matériel (respectivement 2 et 6 individus).

Tous les individus n'ont pu être identifiés jusqu'à l'espèce à cause de problèmes taphonomiques (mauvais états de conservation), ou l'absence de pièces diagnostiques.

Certaines espèces clés sur le plan écologique ont été trouvées dans la séquence :

- *Aphodius mixtus* : espèce sténotope, qui se nourrit, au stade larvaire, de végétaux en décomposition avec une préférence pour la litière de feuilles accumulées dans la pelouse. Elle est inféodée aux prairies de haute altitude en Europe. Cette espèce est souvent surreprésentée dans les sédiments en raison de ses particularités éthologiques. Transportée par le vent, elle est attirée par les surfaces brillantes comme les névés. Le froid cause sa mort et les cadavres sont emportés par la fonte des eaux (Ponel & Richoux, 1997)
- *Helophorus glacialis* : espèce sténotope, dont l'adulte vit dans les eaux de fonte de névés ou dans les dépôts organiques imbibés d'eau glacée (Ponel & Richoux, 1997)
- *Pytho depressus* : espèce holarctique se développant sous l'écorce ou dans le bois de conifères morts ou mourants (Iablokoff-Khnzorian, 2008).
- *Limnius volckmari* : espèce sténotope adaptée à la vie aquatique dans les eaux courantes (Koch, 1989).

Le diagramme établi à partir des classes écologiques permet de reconstruire l'évolution des conditions écologiques (Annexe V) :

- Les prairies alpines : les insectes associés à ces milieux sont présents tout au long de l'enregistrement, mais surtout à partir de 4000 cal. BP. Les espèces telles que *Aphodius mixtus*, *Cantharis obscura*, *Olophrum alpinum*, indiquent un milieu ouvert autour du lac depuis cette période au moins.
- Sol et litière : de 4000 à 1500 cal. BP, les taxons (*Aleocharinae*, *Eusphalerum* sp., *Omalium excavatum*...) sont trouvés dans tous les échantillons mais leurs effectifs semblent baisser après 1500 cal. BP.
- Névés : à partir de 1000 cal. BP, ce groupe écologique est très présent. Le genre *Helophorus* a été rencontré tout le long de la séquence, mais pour des raisons taphonomiques (décoloration des élytres et du thorax) il n'a pas été possible de confirmer la présence d'*Helophorus glacialis* dans tous les échantillons (les exemplaires décolorés peuvent être confondus avec d'autres espèces de ce genre) (Philippe Ponel, comm. pers.). Il est toutefois fort probable que les macrorestes non-identifiables appartiennent bien à *H. glacialis*.

- Eaux courantes : trois pics sont observables pendant l'enregistrement. Aucun barrage forestier n'arrêtait le ruissellement donc le milieu est relativement ouvert en amont du lac. Ceci est en accord avec la limite supérieure des arbres qui est à 2100 m.
- Eaux stagnantes : cette catégorie est plus ou moins constante, il s'agit d'espèces vivant sur place dans le lac.
- Coprophages : ce type d'espèces (*Aphodius* sp., *Tachinus elongatus*) est présent tout le long de la séquence, mais leur fréquence d'apparition augmente dans la deuxième moitié de l'enregistrement. Deux hypothèses peuvent être émises pour expliquer cette recrudescence. La première serait le développement du pastoralisme. La deuxième serait liée à une ouverture du milieu, qui deviendrait propice à une présence plus importante de mammifères sauvages.
- Feuillus : un seul individu a été comptabilisé dans l'enregistrement, *Rhynchaenus avellanae*. L'hypothèse de l'apport de cette espèce par le vent ascendant depuis une plus faible altitude est fortement suggérée (Ponel & Richoux, 1997).
- Conifères : des espèces associées à ces arbres sont présentes, comme *Pytho depressus*, *Rhizophagus depressus* et *Pityophthorus pityographus*, elles sont plus fréquentes dans la moitié inférieure de la séquence. Une forêt de conifères était donc probablement présente à proximité du Lac Petit, les insectes étant transportés par les vents ascendants. Par ailleurs, deux espèces sont liées aux pins : ils attestent ainsi la présence de la pinède ou de pins isolés à proximité.
- Forêt et arbres isolés : Ces insectes sont trouvés surtout dans la moitié inférieure de l'enregistrement. La limite supérieure des arbres était donc proche du Lac Petit, soit à environ 2200 m. Actuellement, la *tree-line* se situe à 2100 m, un recul de cette limite supérieure des arbres est probable.

Un grand nombre d'espèces n'a pu être attribué à des catégories écologiques spécifiques (groupe écologique « Non-classé »). Ces individus n'ont pu être identifiés que jusqu'au genre, voire même pour certains jusqu'à l'ordre (cas de quelques Hyménoptères), apportant trop peu d'informations sur leurs modes de vie.

Afin de mettre en évidence l'évolution de la végétation et de l'ouverture du milieu, deux grands autres groupes écologiques ont été constitués (Annexe V) :

- Le groupe Herbes, associant les groupes « prairies alpines » et « herbacées » : ce regroupement montre que le milieu a toujours été ouvert autour du lac, mais surtout depuis 1000 ans.
- Le groupe Arbres, sommant les espèces des groupes de Feuillus, Conifères et des Forêts : il est donc démontré que les arbres étaient présents à proximité du lac, probablement dans l'étage inférieur, cependant ce groupe ne nous indique pas s'il s'agissait d'une forêt ou d'arbres isolés. On note une diminution de ce groupe depuis environ 1500 cal. BP, ce qui pourrait être imputable à l'Homme.

On remarque que les assemblages de ces deux groupes ont des dynamiques opposées dans la deuxième moitié du Subatlantique, vers 1200 cal. BP.

V. Discussion

Trois phases de dynamique de végétation ont été reconstituées par les analyses paléontomologiques, palynologiques et les précédents résultats mis en évidence par Brisset *et al.*, 2012 :

Une première phase de 4750 à 4350 cal. BP : L'environnement végétal autour du lac réunit un couvert forestier et des prairies alpines (présence d'insectes associés à ces groupes écologiques). Les stomates et le pollen de *P. sylvestris* attestent d'une pinède dans le Vallon des Millefonds proche du lac. Le couvert forestier est stable durant cette période mais la présence de l'Homme est attestée par le développement des taxons polliniques rudéro-anthropiques. Cependant, les insectes ne donnent aucune indication fiable de l'anthropisation du site pendant cette période.

Une deuxième phase de 4350 à 1550 cal. BP : La présence de deux espèces de Coléoptères inféodés aux Pins, *Rhizophagus depressus* et *Pityophthorus pityographus*, confirme l'existence d'une pinède subalpine à proximité, comme l'évoque Brisset *et al.*, 2012 (pollen et présence de stomates et trachéides de *P. sylvestris*). L'ouverture du milieu autour du lac est cependant confirmée par l'analyse entomologique : les espèces des prairies alpines sont régulièrement trouvées dans la séquence. La chute des courbes polliniques des essences forestières (*Pinus*, *Abies*, *Picea*), la diminution des stomates de *P. sylvestris* et l'augmentation des taxons

anthropiques suggèrent ainsi une déforestation précoce du Vallon des Millefonds jusqu'en haute altitude.

Une troisième phase de 1550 cal. BP à aujourd'hui : Le pollen arboréen ainsi que la représentation de *P. sylvestris* dans l'enregistrement pollinique baissent clairement aux alentours de 1500 cal. BP. Une diminution similaire est observée dans le diagramme entomologique pour les groupes écologiques liés aux essences forestières (Arbres, Conifères et Forêt et arbres isolés). Il est probable qu'à plus basse altitude les milieux s'ouvrent encore vers 1200 ans : cela est confirmé par l'augmentation des effectifs des insectes liés aux milieux ouverts. Cette ouverture du milieu et la diminution des pollens arboréens et autres essences forestières, démontrent que la limite supérieure des arbres se situait certainement en aval du Lac Petit et que celle-ci s'est encore probablement abaissée avec la déforestation.

L'augmentation concomitante des taxons polliniques rudéro-anthropiques et la diminution des effectifs de *Picea* et *Abies*, témoignent d'une déforestation à proximité du Lac Petit, qui s'intensifie dans la deuxième moitié du Subatlantique. Les végétaux rudéro-anthropiques et les insectes coprophages indiquent la présence probable du pastoralisme dans cette zone des Alpes du sud. Le développement de ces taxons depuis 1500 cal. BP pourrait notamment démontrer une intensification du pastoralisme et d'autres activités humaines (activités minières) (Guyard *et al.*, 2007 ; Mocci *et al.*, 2008). L'implantation humaine à basse altitude est clairement démontrée par le développement d'espèces plantées par l'Homme : *Juglans*, *Cerealia* et *Castanea*. Localement le mélèze, bien qu'observé actuellement dans ce bassin versant, est peu représenté dans l'enregistrement dû à sa faible dispersion. Cependant, cette essence est aujourd'hui très utilisée dans les reboisements des montagnes du Mercantour et ses qualités sont appréciées par l'Homme.

Aucun indice entomologique ne permet d'établir que la variation d'altitude de la limite supérieure des arbres (notamment du mélèze) puisse être liée à d'éventuels changements climatiques à l'Holocène. Par ailleurs, l'événement destructeur autour de 4200 cal. BP mis en évidence par Brisset *et al.*, 2012 n'est pas discutable sur les faibles effectifs d'insectes dans cette tranche d'âge. De 4 350 à 4 180 cal. BP, un pic de détritisme accompagné de l'augmentation du taux d'Herbacées, au détriment des espèces forestières, suggèrent une ouverture du milieu. L'analyse entomologique n'a pas permis de conclure quant au facteur climatique responsable de ce changement.

VI. Conclusions et Perspectives

L'analyse entomologique présentée ici fait partie de l'étude multidisciplinaire menée par Elodie Brisset dans le Vallon des Millefonds. Cette analyse, comparée aux données palynologiques, conforte ses hypothèses (présences probables de pinède et de mélézin en aval du lac depuis le Subboréal) sur l'évolution de la végétation autour du Lac Petit durant l'Holocène. Les résultats de notre étude, comparés aux données précédemment recueillies (Brisset *et al.*, 2012), suggèrent que les alentours du lac Petit, ainsi que son bassin versant constituaient une zone d'écotone, un paysage de transition, en limite supraforestière. Les forçages anthropiques et climatiques ont probablement joué des rôles prépondérants dans l'évolution de la biodiversité pendant l'Holocène, à la fois pour la végétation et pour les insectes.

Les petits volumes de sédiments par échantillon à notre disposition peuvent expliquer la faiblesse en effectifs des insectes. L'analyse entomologique seule ne suffit pas à reconstruire l'évolution de la végétation au cours de l'Holocène en raison de ces faibles effectifs mais également à cause de possibles biais taphonomiques induits par les conditions liées à la haute altitude (vents violents, ruissellement des eaux de fonte des neiges, occasionnant des transports passifs d'insectes vivants ou *post mortem*). Cependant, l'interprétation semi-quantitative des assemblages paléoentomologiques a permis de confirmer les présences locales de formations forestières de type pinède et mélézin dans le Vallon des Millefonds et la modification du couvert végétal par l'Homme.

De plus, la multidisciplinarité de l'étude a permis de minimiser ces biais et de reconstruire l'histoire holocène de la végétation. La complémentarité des données recueillies dans le profil sédimentaires du Lac Petit conforte les hypothèses d'un environnement végétal relativement ouvert, voire dégradé.

Afin d'évaluer la part des forçages anthropiques dans la structuration des entomocénoses, il serait nécessaire de renouveler cette étude en prélevant des échantillons plus volumineux (par exemple au moyen d'un carottier de gros diamètre) sur les berges du lac, afin d'augmenter la richesse en fragments d'insectes, comme lors de l'étude du lac de Cristol (Quent, 2012).

Pour déterminer la part des facteurs anthropiques et climatiques dans l'évolution de l'environnement végétal dans le Vallon des Millefontes, d'autres sites, comme la région du Mont Bego (Kharbouch, 2000 a, b), pourraient également être comparés à ce projet. Ces études pourraient évaluer dans le temps les transformations du couvert végétal et l'anthropisation dans les Alpes du Sud.

Références bibliographiques

- Berglund, B.E. (2003). *Handbook of the holocene palaeoecology and palaeohydrology* Blackburn Press, Caldwell, N.J, 869.
- Bourgarit, D., Rostan, P., Burger, E., Carozza, L., Mille, B. & Artioli, G. (2008). The beginning of copper mass production in the western Alps: the Saint-Véran mining area reconsidered. *Historical Metallurgy Society*, **42**, 1–11.
- Brisset, E., Guiter, F., Miramont, C., Delhon, C., Arnaud, F., Disnar, J.-R., *et al.* (2012). Approche multidisciplinaire d'une séquence lacustre holocène dans les alpes du sud au Lac Petit (Mercantour, alt. 2 200 m, France) : histoire d'un géosystème dégradé. *Quaternaire*, **23**, 309–319.
- Coope, G.R., Pennington, W., Mitchell, G.F., West, R.G., Morgan, A.V. & Peacock, J.D. (1977). Fossil Coleopteran Assemblages as Sensitive Indicators of Climatic Changes During the Devensian (Last) Cold Stage [and Discussion]. *Philosophical Transactions of Royal Society B : Biological Sciences*, **280**, 313–340.
- Court-Picon, M., Buttler, A. & de Beaulieu, J.-L. (2005). Modern pollen–vegetation relationships in the Champsaur valley (French Alps) and their potential in the interpretation of fossil pollen records of past cultural landscapes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **135**, 13–39.
- David, F. (1997). Holocene tree limit history in the northern French Alps stomata and pollen evidence. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **97**, 227–237.
- Dickson, J.H. (1973). *Bryophytes of the Pleistocene: the British record and its chorological and ecological implications*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Elias, S.A. (1994). *Quaternary insects and their environments*, Smithsonian Institution Press, Washington D.C, 284.
- Elias, S.A. (2007). *Encyclopedia of quaternary science*, 4, Elsevier, Amsterdam, 3576.
- Girel, J. (2006). Quand le passé éclaire le présent : écologie et histoire du paysage. *Géocarrefour*, **81**, 249–264.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F.S., Arnaud, F., Magand, O. *et al.* (2007). High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif), *Quaternary Science Review*, **26**, 2644–2660.
- Iablokoff-Khnzorian, S.M. (2008). Les Pythidae paléarctiques (Coleoptera). *Deutsche Entomologische Zeitschrift*, **32**, 193–229.
- Juggins, S. (2010), Logiciel C2, <http://www.staff.ncl.ac.uk/staff/stephen.juggins/index.htm>, 23-05-2013 à 11:00.

Kharbouch, M. (2000a). Végétation tardiglaciaire et préboréale de la région du mont Bego (Alpes-Maritimes, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. - Serie. Ila - Earth Planetary Science*, **331**, 817–822.

Kharbouch, M. (2000b). L'homme et la végétation dans la région du mont Bego (Tende, Alpes-Maritimes) depuis des millénaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Serie Ila - Earth Planetary Science*, **330**, 889–894.

Koch, K. (1989). *Die Käfer Mitteleuropas, Ökologie 2*. Goecke & Evers, Krefeld, 382.

Mocci, F., Palet-Martinez, J., Segard, M., Tzortzis, S. & Walsh, K. (2005). Peuplement, pastoralisme et modes d'exploitation de la moyenne et haute montagne depuis la Préhistoire dans le Parc national des Ecrins (vallée du haut Champsaur et de Freissinières, Hautes-Alpes). In : *Territoires et Paysages de L'âge Du Fer Au Moyen Âge : Mélanges Offerts à Philippe Leveau*, (Ausonius - Pessac (Gironde)). 197–212.

Mocci, F., Walsh, K., Talon, B., Tzortzis, S., Court-Picon, M., Bressy, C., *et al* (2008). Structures pastorales d'altitude et paléoenvironnement. In : *Premiers Bergers Des Alpes : de La Préhistoire à l'Antiquité*, (Favrie. T & Jospin JP), Infolio, 92–101.

Parc national du Mercantour, Atelier technique des espaces naturels (2002). *Atlas du parc national du Mercantour*. Parc national du Mercantour, Nice, 34.

Ponel, P. (1995). Rissian, Eemian and Würmian Coleoptera assemblages from La Grande Pile (Vosges, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **114**, 1–41.

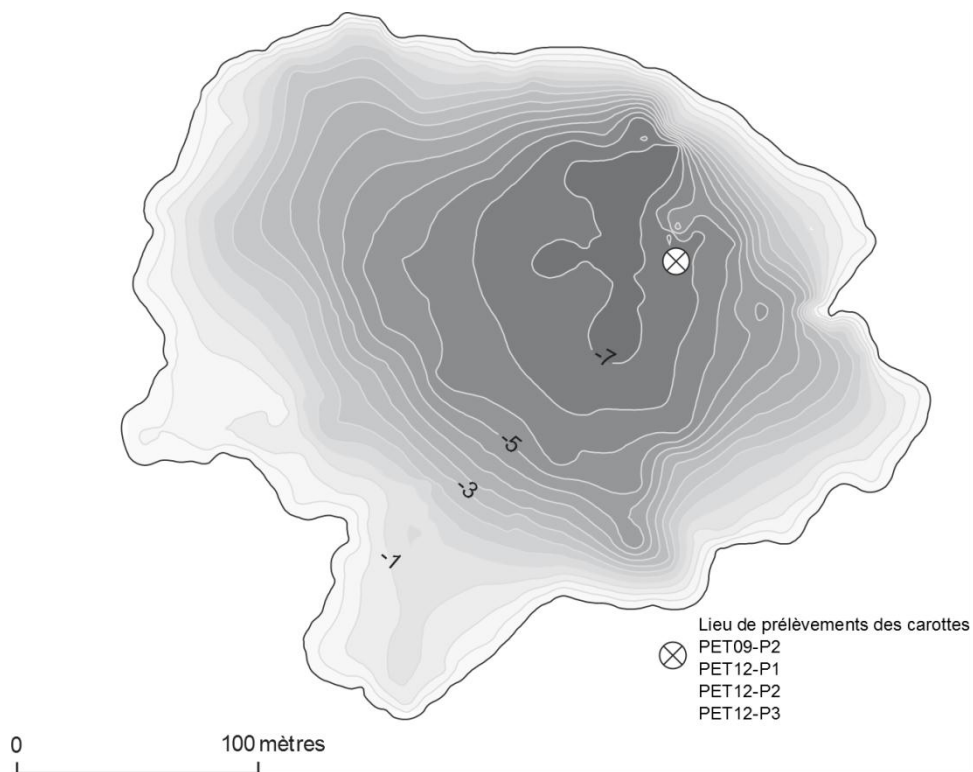
Ponel, P. & Richoux, P. (1997). Difficultés d'interprétation des assemblages de coléoptères fossiles quaternaires en milieu d'altitude. *Geobios*, 213–219.

Ponel, P., Gandouin, E., Coope, G.R., Andrieu-Ponel, V., Guiter, F., Van Vliet-Lanoë, B., *et al* (2007). Insect evidence for environmental and climate changes from Younger Dryas to Sub-Boreal in a river floodplain at St-Momelin (St-Omer basin, northern France), Coleoptera and Trichoptera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **245**, 483–504.

Quent, M. (2012). Contribution à la reconstruction pluridisciplinaire de l'histoire holocène du lac de Cristol (2248m) : l'apport des coléoptères fossiles. *Mémoire de Master 2*.

Rostan, P. & Rossi, M. (2002). Approche économique et industrielle du complexe minier et métallurgique de Saint-Véran (Hautes-Alpes) dans le contexte de l'Age du Bronze dans les Alpes du sud. *Bulletin d'Etudes Préhistoriques Archéologiques Alpines*, **13**, 77–96.

ANNEXES



Annexe I : Carte bathymétrique du Lac Petit et lieux de prélèvement des profils sédimentaires.

Code ech.	PET 12-1	PET 12-2	PET 12-3	PET 12-4	PET 12-5	PET 12-6	PET 12-7	PET 12-8	PET 12-9	PET 12-10	PET 12-11	PET 12-12	PET 12-13	PET 12-14
Poids (g)	355,6	661	307	376,4	322,7	470	555	993	601	583,4	675	499,2	229,6	272,6

Annexe II : Poids en grammes des échantillons de sédiments.

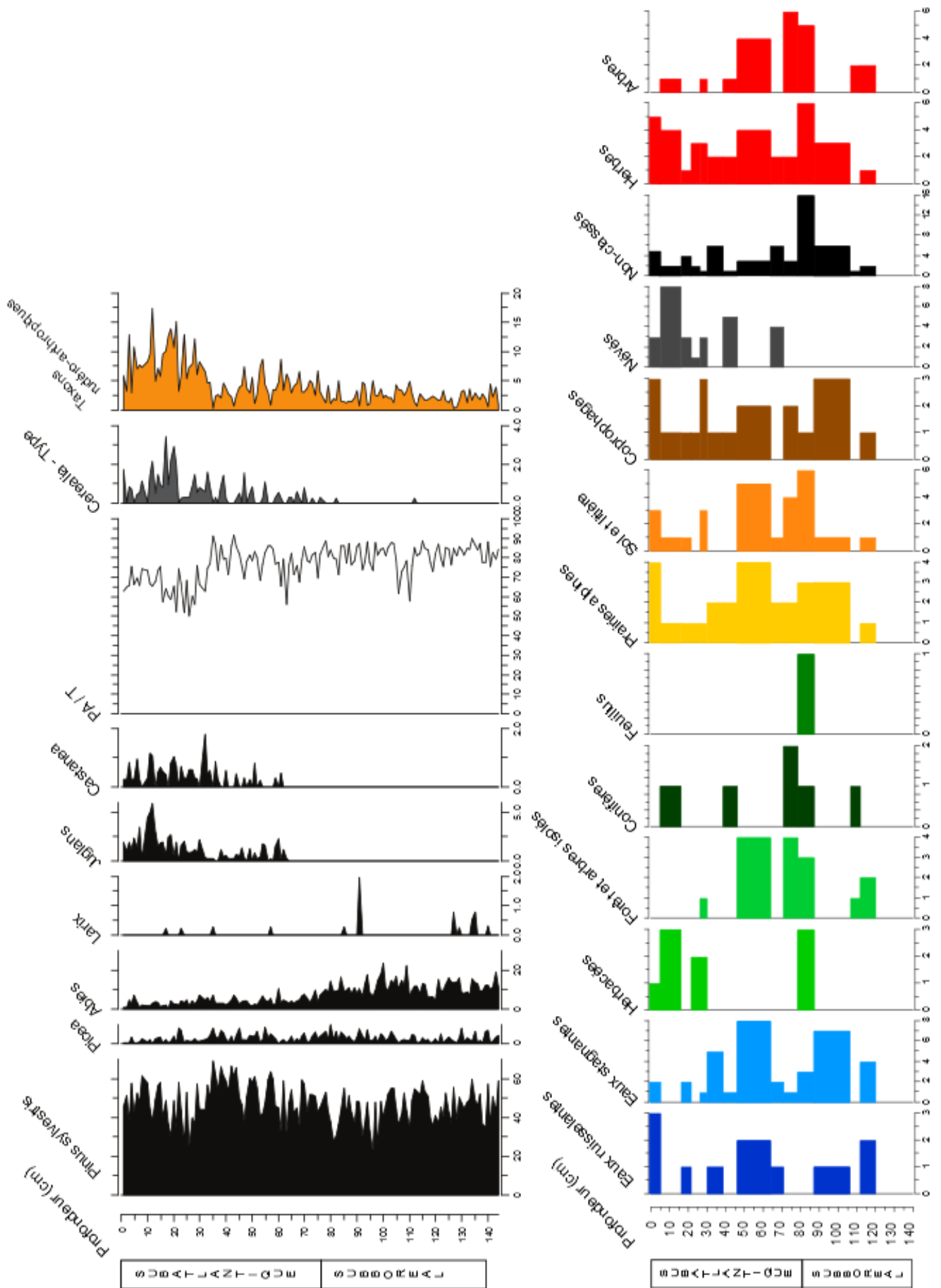
Code ech	Espèces	T	Th	EI G	EI D	#	NMI	Code ech	Espèces	T	Th	EI G	EI D	#	NMI	
PET12-1	<i>Heptaulacus carinatus</i>				1		1	PET12-9	<i>Helophorus glacialis</i>	3	1	3	2		3	
	<i>Acrotrichis sp.</i>		1				1		<i>Formicidae</i>	1						1
	<i>Hydrophorus nivalis</i>		1	1	1		1		<i>Diptera</i>							
	<i>Elmidae</i>		1						<i>Luperus sp.</i>				1	1		1
	<i>Longitarsus sp.</i>		1				1		<i>Cantharis obscura</i>					1		1
	<i>Latridiidae</i>				1		1		<i>Ocydromus testididum</i>				1			1
	<i>Omalius excavatum</i>		1				1		<i>Elmidae</i>				2	1		2
	<i>Amphicroum cf. canaliculatum</i>			1	1		1		<i>Limnebius sp.</i>					1		1
	<i>Quedius sp. / Philonthus sp.</i>	1		1	1		1		<i>Quedius sp. / Philonthus sp.</i>	2			1			2
	<i>Byrrhus sp.</i>			1			1		<i>Hymenoptera</i>							
	<i>Helophorus glacialis</i>	2	1	3	2		3		<i>Aleocharinae</i>		1					1
	<i>Drusus discolor</i>	1					1		<i>Heptaulacus sp.</i>	1						1
	<i>Bibionidae</i>	3					3		<i>Helophorus sp.</i>		1					1
	<i>Aphodius mixtus</i>			2	2		2		<i>Heptaulacus carinatus</i>	1			1	1		1
<i>Formicidae</i>						1	<i>Helophorus glacialis</i>				4	3		4		
<i>Nebria sp.</i>							<i>Scolytinae</i>			2	1	2		2		
PET12-2	<i>Helophorus glacialis</i>	3	8	5	7		8	<i>Malachius sp.</i>	1	1					1	
	<i>Dasytes sp.</i>			1			1	<i>Aleocharinae</i>		1					1	
	<i>Trechus cf. maritimus</i>		1				1	<i>Agabus bipustulatus</i>		1					1	
	<i>Pterostichus sp.</i>			1			1	<i>Trachyphloeus sp.</i>		1					1	
	<i>Aleocharinae</i>			1			1	<i>Eusphalerum sp.</i>		1					1	
	<i>Longitarsus sp.</i>				2		2	<i>Hymenoptera</i>	1						1	
	<i>Hymenoptera</i>	1					1	<i>Tachinus elongatus</i>						1	1	
	<i>Aphodius mixtus</i>					1	1	<i>Aleocharinae</i>	1						1	
PET12-3	<i>Helophorus glacialis</i>	1		2	3		3	<i>Quedius sp. / Philonthus sp.</i>				1			1	
	<i>Agabus bipustulatus</i>			1	1		1	<i>Pityophthorus pityographus</i>			1	1			1	
	<i>Aphodius mixtus</i>					1	1	<i>Pityogenes sp.</i>		1	1				1	
	<i>Saldidae</i>			1			1	<i>Eusphalerum sp.</i>		1					1	
	<i>Chaetocnema sp.</i>	1					1	<i>Helophorus sp.</i>		1	1	2			2	
	<i>Formicidae</i>	1					1	<i>Amphicroum sp.</i>			1	1	1		1	
PET12-4	<i>Helophorus glacialis</i>	1	1	1	1		1	<i>Aphodius mixtus</i>		1		1			1	
	<i>Heptaulacus carinatus</i>	1			1		1	<i>Quedius sp. / Philonthus sp.</i>				1			1	
	<i>Coccinella septempunctata</i>					1	1	<i>Aleocharinae</i>	2	4	1				4	
	<i>Hippodamia rufocincta</i>					1	1	<i>Formicidae</i>								
	<i>Hymenoptera</i>	1					1	<i>Bibionidae</i>	3						3	
	<i>Formicidae</i>	1					1	<i>Curculionidae</i>				1	1		1	
PET12-5	<i>Helophorus glacialis</i>			3	1		3	<i>Eusphalerum sp.</i>				2			2	
	<i>Aphodius mixtus</i>		1	1	1		1	<i>Coccinella</i>					1		1	
	<i>Aleocharinae</i>	1		1			1	<i>Trechus cf. maritimus</i>	1						1	
	<i>Omalius sp.</i>			1			1	<i>Anthophagus cf. alpinus</i>	1						1	
	<i>Dasytes sp.</i>				2		2	<i>Odonata</i>	1						1	
	<i>Agabus bipustulatus</i>			1			1	<i>Ocydromus sp.</i>		1					1	
	<i>Tachinus elongatus</i>					1	1	<i>Hymenoptera</i>	1	2					2	
	<i>Oxytelus (Anatylus) cf. tetracarinus</i>		1				1	<i>Phyllotreta cf. procera</i>		1					1	
	<i>Eusphalerum sp.</i>		1				1	<i>Malachius sp.</i>		1					1	
	<i>Bibionidae</i>	1					1	<i>Bibionidae</i>	5						5	
PET12-6	<i>Helophorus sp.</i>	3	3	5	5		5	<i>Olophrum alpinum</i>						1	1	
	<i>Amphicroum cf. canaliculatum</i>			1			1	<i>Rhynchaenus avellanae</i>			1	1			1	
	<i>Heptaulacus carinatus</i>			1			1	<i>Adalia decempunctata</i>			1				1	
	<i>Limnius volckmari</i>	1	1	1	1		1	<i>Helophorus sp.</i>			5	4			5	
	<i>Hymenoptera</i>	X						<i>Aphodius mixtus</i>	1		1	1			1	
	<i>Otiarhynchus sp.</i>			1			1	<i>Heptaulacus carinatus</i>						1	1	
	<i>Ocydromus sp.</i>		1				1	<i>Agabus bipustulatus</i>			1	1	1		1	
	<i>Quedius sp. / Philonthus sp.</i>	1		1	1		1	<i>Malachius sp.</i>			1				1	
PET12-7	<i>Helophorus glacialis</i>	3	1	5	3		5	<i>Hydrophorus negrita</i>			1				1	
	<i>Aphodius mixtus</i>		1				1	<i>Elmidae</i>		1					1	
	<i>Heptaulacus sp.</i>		1	1			1	<i>Quedius sp. / Philonthus sp.</i>						1	1	
	<i>Agabus bipustulatus</i>	1					1	<i>Curculionidae</i>						1	1	
	<i>Quedius sp. / Philonthus sp.</i>	1					1	<i>Hymenoptera</i>	1	2					2	
	<i>Rhizophagus depressus</i>			1	1		1	<i>Aleocharinae</i>		1					1	
								<i>Hymenoptera</i>						1	1	
PET12-8	<i>Helophorus sp.</i>	5	4	5			5	<i>Pytho depressus</i>	1						1	
	<i>Aphodius mixtus</i>			1	1		1	<i>Malachius cf. affinis</i>		1					1	
	<i>Quedius sp. / Philonthus sp.</i>	1	1				1	<i>Helophorus sp.</i>	3	1	2	1		3		
	<i>Aphodius obscurus</i>			1			1	<i>Formicidae</i>	1						1	
	<i>Heptaulacus sp.</i>				1		1	<i>Limnius volckmari</i>		1	1	1			1	
	<i>Bibionidae</i>	1					1	<i>Elmidae</i>			1	1			1	
	<i>Tachinus elongatus</i>	1					1	<i>Amphicroum sp.</i>		1	1				1	
	<i>Hymenoptera</i>	1					1	<i>Eusphalerum sp.</i>			1				1	
	<i>Aleocharinae</i>	1	3	1	1		3	<i>Anthophagus sp.</i>			1				1	
	<i>Saldidae</i>		2				2	<i>Aphodius sp.</i>						1	1	
	<i>Anthophagus sp.</i>			2			2	<i>Agabus bipustulatus</i>						1	1	
	<i>Eusphalerum sp.</i>				1		1	<i>Quedius sp. / Philonthus sp.</i>		1					1	
	<i>Scolytinae</i>				1		1									
	<i>Limnebius sp.</i>			1			1									
<i>Omalius sp.</i>			1			1										
<i>Trachyphloeus sp.</i>	1					1										

Annexe III : Listes des insectes retrouvés par échantillon. Les nombres de fragments identifiés et les NMI sont indiqués.

Ordres	Familles	Espèces retrouvées	Types écologiques	Prof (cm)	120-112	112-106	106-87	87-79	79-71	71-64	64-46	46-39	39-30	30-26	26-21	21-16	16-5	5-0		
				PET 12-14	PET 12-13	PET 12-12	PET 12-11	PET 12-10	PET 12-9	PET 12-8	PET 12-7	PET 12-6	PET 12-5	PET 12-4	PET 12-3	PET 12-2	PET 12-1			
Coleoptera	Byrrhidae	<i>Byrrhus</i> sp.	NC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	
	Cantharidae	<i>Cantharis obscura</i>	PA	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Carabidae	<i>Nebria</i> sp.	ER	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
		<i>Ocydromus</i> sp.	NC	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Ocydromus testediolum</i>	N	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Pterostichus</i> sp.	NC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1	-
		<i>Trechus</i> sp.	NC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Trechus cf. maritimus</i>	C	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
	Chrysomelidae	<i>Longitarsus</i> sp.	H	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	1
		<i>Luperus</i> sp.	NC	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Phyllotreta cf. procerata</i>	H	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Chaetocnema</i> sp.	NC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
	Coccinellidae	<i>Adalia decempunctata</i>	H	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Coccinella</i> sp.	H	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Coccinella septempunctata</i>	H	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
	Curculionidae	<i>Hippodamia rufocincta</i>	H	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
		Curculionidae	NC	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Pityophthorus pityographus</i>	C	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Rhynchaenus avellanae</i>	Fe	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Trachyploceus</i> sp.	PA	-	-	-	-	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Otiorhynchus</i> sp.	NC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
	Dryopidae	Scolytinae	Fo	-	-	-	-	-	2	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Limnius</i> sp.	ER	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Dytiscidae	<i>Limnius volckmari</i>	ER	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
		<i>Agabus bipustulatus</i>	ES	1	-	1	-	1	-	-	-	1	-	1	-	1	-	1	-	-
		<i>Hydroporus nigrus</i>	ES	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Elmidae	<i>Hydroporus nivalis</i>	ES	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
		Elmidae	ER	1	-	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
	Hydraenidae	<i>Helophorus glacialis</i>	N	-	-	-	-	-	-	3	-	5	-	3	1	3	8	3	-	3
		<i>Helophorus</i> sp.	ES	3	-	5	2	-	1	5	-	5	-	5	-	-	-	-	-	-
		<i>Limnebius</i> sp.	ES	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
	Latridiidae	Latridiidae (Corticariini indéterminé)	SL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
	Malachiidae	<i>Malachius</i> sp.	NC	-	-	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Malachius cf. affinis</i>	NC	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Melyridae	<i>Dasytes</i> sp.	H	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	1	-	
	Monotomidae	<i>Rhizophagus depressus</i>	C	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
	Pythidae	<i>Pytho depressus</i>	Fo,C	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Scarabaeidae	<i>Aphodius</i> sp.	Cop	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Aphodius mixtus</i>	Cop,PA	-	-	2	1	-	-	1	1	-	1	-	1	-	1	1	2	
		<i>Aphodius obscurus</i>	PA	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Heptaaulacus</i> sp.	PA	-	-	-	-	-	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Heptaaulacus carinatus</i>	Cop,PA	-	-	1	-	1	-	-	-	-	1	-	1	-	-	-	-	1
	Staphylinidae	Scolytidae	<i>Pityogenes</i> sp.	C	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		Aleocharinae	SL	-	-	1	4	2	1	3	-	-	1	-	1	1	1	-	-	
		<i>Antophagus</i> sp.	Fo	1	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Antophagus cf. alpinus</i>		Fo	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Eusphalerum</i> sp.		SL,Fo	1	-	-	2	2	-	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	
<i>Olophrum alpinum</i>		PA	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Que dius</i> sp. / <i>Philonthus</i> sp.		NC	1	-	1	1	1	2	1	1	1	1	-	-	-	-	-	-	1	
<i>Tachinus elongatus</i>		Cop	-	-	-	-	-	1	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	
<i>Omalius</i> sp.		SL	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	
<i>Omalius excavatum</i>		SL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	
<i>Oxytelus (Anorytus) cf. tetracaratus</i>		Cop	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	
<i>Amphicroum</i> sp.		PA	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Amphicroum cf. canaliculatum</i>		PA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1	
Diptera	Bibionidae	<i>Bibionidae</i>	NC	-	-	-	8	-	1	-	1	-	1	-	-	-	-	-	3	
Hemiptera	Diptera		NC	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Heteroptera sp.	NC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	
Hymenoptera	Saldidae	ES,ER	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	1	-	-	-	
	Hymenoptera		NC	-	-	3	2	1	1	1	-	1	-	1	1	1	1	-	-	
Formicidae	Formicidae	NC	1	-	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	
	Odonata	Odonata	ES	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Trichoptera	Limnephilidae	<i>Drusus discolor</i>	ER	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	
	Acrotichinae	<i>Acrotichis</i> sp.	SL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	

Annexe IV : Tableau synthétique des individus extraits des échantillons, classés selon leur plus haut niveau d'identification et les groupes écologiques auxquels ils ont été attribués. Leurs effectifs sont comptabilisés selon le NMI.

C : Conifères ; Cop : Coprophages ; ER : Eaux ruisselantes ; ES : Eaux Stagnantes ; Fe : Feuillus ; Fo : Forêt et arbres isolés ; N : Névés ; NC : Non Classés ; PA : Prairies alpines ; SL : Sol et Litière.



Annexe V : Diagrammes pollinique et entomologique.

Résumé :

L'analyse des insectes fossiles a permis de compléter les résultats des analyses polliniques de l'étude de Brisset et al., et visant à reconstruire l'histoire de la végétation autour du Lac Petit (2200m, Vallon des Millefontes, Alpes-Maritimes) pendant l'Holocène. Les interprétations des données de ces proxys ont mis en évidence trois phases principales dans la dynamique de la végétation locale. (1) de 4750 à 4350 cal. BP, le couvert forestier domine probablement en aval du Lac Petit ; (2) phase de 4350 à 1550 cal. BP, le milieu est ouvert autour du lac (présence d'insectes de prairies alpines), un couvert forestier est probable à plus basse altitude ; (3) depuis 1550 cal. BP, les taxons anthropiques explosent et le déboisement s'intensifie. L'analyse entomologique a confirmé l'hypothèse d'une persistance d'un milieu ouvert dans le bassin versant du Lac Petit au cours de l'Holocène.

Mots-clés : insectes, pollen, végétation, Holocène

Abstract :

Brisset et al.'s project aimed at reconstructing flora history around the Petit Lake (alt 2200m), situated in the Vallon des Millefontes catchment area (Alpes-Maritimes, France). An entomological study on fossilized insects has allowed completing palynological data since the Holocene. Both studies showed three phases in the vegetation dynamics : (1) from 4750 to 4350 cal. BP, forest dominates downstream of the Petit Lake; (2) from 4350 to 1550 cal. BP, an opened environment surrounds the lake (insects from alpine grasslands strongly found in the sediments), forest is probably downstream of the lake; (3) since 1550 cal. BP, anthropological plants increase and deforestation is intense. Entomological analysis had confirmed the hypothesis of an opened environment surrounded the Petit Lake and a local pine forest.

Key words : insects , pollen, vegetation, Holocene

**Annexe 4 : Photographies des sections du site de
carottage VEN10 (Lac de Vens)**



VENIO-II - 02 - R1



VENIO-II - 02 - R2



VENIO-II - 02 - B1



VENIO-II - 02 B2



VENIO-II - 02 - C





Annexe 5 : Poher, 2013. Mémoire de Master 2 Recherche

MASTER SET

Sciences de l'Environnement Terrestre

Master 2 Recherche | Parcours Sciences de la Biodiversité et Écologie Méditerranéenne
(SBEM)

Année 2012 - 2013

Dynamiques paléoécologiques et paléoenvironnementales dans la haute vallée du Verdon depuis 11 500 ans : approche interdisciplinaire et comparative des sites du Plan du Laus (2 127 m) et du Lac d'Allos (2 227 m)



Présenté par **Yoann POHER**

Dr Philippe Ponel, Dr Frédéric Guiter & Dr Elodie Brisset,
Maîtres de stage

Résumé

Dans la vallée du Haut Verdon (France), des analyses sédimentologiques, palynologiques et entomologiques menées sur deux sites proches, la tourbière du Laus (alt. 2 127 m) et le lac d'Allos (alt. 2 227 m), ont permis de reconstituer les dynamiques paléoécologiques et paléoenvironnementales au cours des 11 500 dernières années. Grâce à cette approche pluridisciplinaire, trois grandes phases ont pu être identifiées : (1) une phase lacustre à Plan du Laus consécutive au retrait glaciaire de 11 500 à 10 000 cal. BP, et caractérisée par un détritisme important, (2) de 10 000 à 4 090 cal. BP, un atterrissement du lac en la mise en place d'une tourbière, contemporaine de la colonisation forestière de la vallée, (3) une phase marquée par le recul de la forêt, d'abord discret à partir de 4 090 cal. BP puis généralisé à l'échelle de la vallée à partir de 1 250 cal. BP.

Mots clés : paléoécologie, entomologie, palynologie, Holocène, Alpes

Abstract

Sedimentological, palynological and palaeoentomological analyses were carried out on two sites (Laus peat, alt. 2,127 m and Allos lake alt. 2,227 m), located in the Haut Verdon valley (France). This multidisciplinary investigation allowed us to reconstruct landscapes dynamics for the past 11,500 years. By coupling proxies of both sites, three main phases have been identified: (1) a lacustrine episode at Plan du Laus following the final deglaciation of the high valley, from 11,500 to 10,000 cal. BP, and characterized by high detrital input, (2) a progressive infilling of the lake, and the formation of a peatland from 10,000 to 4,090 cal. BP, associated with forest colonization of the catchment area and (3) a final phase marked by a slight reversal in the forest dynamics around 4,090 cal. BP and increasingly occurred at the scale of the high valley since 1,250 cal. BP.

Keywords: palaeoecology, entomology, palynology, Holocene, Alps

Remerciements

En premier lieu, je souhaite remercier chaleureusement mes trois maîtres de stage, Philippe Ponel, Frédéric Guiter et Elodie Brisset pour leur soutien infaillible tout au long de ce travail et sans lequel ce rapport n'aurait jamais abouti. Sans eux, je me serais égaré plus d'une fois dans les interprétations paléoécologiques les plus tordues.

Je remercie Philippe Ponel : toutes tes histoires, anecdotes et informations précieuses sur le monde des Coléoptères et la paléoentomologie en général sont autant de sources de réflexion. De plus, tu as toujours été présent et à l'écoute de mes questions. L'identification de tous ces fossiles et leur interprétation n'auraient pas été possible sans toi.

Je voudrais tout particulièrement remercier Frédéric Guiter : tout d'abord pour m'avoir fait participer au carottage de la tourbière du Laus en Juillet mais aussi pour son soutien continu tout au long de ce stage. Merci pour tes conseils, pour la patience dont tu as fait preuve au cours de mon apprentissage à l'identification pollinique et tes encouragements constants lors de la rédaction.

Un grand merci également à Elodie Brisset pour les nombreuses explications techniques et pratiques concernant les modélisations et la sédimentologie en général. Tu as toujours pris le temps lorsque je ne comprenais pas les choses, même s'il fallait revenir aux fondamentaux !

Merci aussi à Cécile Miramont, pour ses aides à la réflexion concernant les aspects sédimentologiques et géologiques de ce travail mais surtout pour m'avoir fait participer au projet « Allos ».

Je remercie également Frédéric Guibal qui a pris le temps d'identifier les échantillons de macrorestes végétaux de la tourbière du Laus sans lesquels ces fragments n'auraient jamais eu de nom !

Un merci particulier à l'équipe du « bloc dendro », étudiants, doctorants ou chercheurs pour sa bonne entente et ses voyages culinaires !

Je remercie chaleureusement Maryse Alvitre et tous autres membres de l'IMBE qui m'ont accueilli avec beaucoup d'amicalité au court des six mois passés à l'Arbois.

Enfin, merci à Elodie et tous mes proches, amis et famille pour leur présence et leur soutien.

Sommaire :

Table des figures et des tableaux	IV
Table des annexes	VI
I. Introduction générale, problématique et contexte scientifique	1
II. Site d'étude	3
II. 1. Contexte général	3
II. 1. A. Le lac d'Allos	3
II. 1. B. La tourbière du Laus	5
III. Matériel et méthodes	5
III. 1. Carottage	5
III. 2. Caractérisation du sédiment, lithostratigraphie et prélèvement	5
III. 2. A. Description et corrélation des profils.....	5
III. 2. B. Échantillonnage de séquences sédimentaires « archives »	7
III. 3. Analyses entomologiques	7
III. 3. A. Échantillonnage des Arthropodes	7
III. 3. B. Extraction des macrorestes d'Arthropodes, comptages et identifications.....	8
III. 3. C. Caractérisation et analyse des assemblages entomologiques.....	8
III. 4. Analyses palynologiques	9
III. 4. A. Échantillonnage palynologique.....	9
III. 4. B. Extraction du contenu pollinique fossile, comptages et identifications	10

III. 5. Datations ¹⁴ C et relation âge/profondeur.....	10
IV. Résultats.....	11
IV. 1. Sédimentologie et calage chronologique.....	11
IV. 2. Biozonation du diagramme entomologique.....	13
IV. 3. Caractéristiques des assemblages entomologiques.....	13
IV. 4. Enregistrements polliniques.....	14
V. Interprétations des résultats.....	15
V. 1. Contexte géomorphologique de la tourbière du Laus : un milieu changeant	15
V. 2. Dynamique des communautés entomologiques.....	18
V. 3. Dynamique des écosystèmes d'altitude dans le Haut Verdon.....	23
VI. Discussion.....	26
VII. Conclusion et perspectives.....	29

Table des figures et des tableaux :

- Figure 1 :** A) Localisation générale des sites d'études ; B) Commune d'Allos ; C) Localisation précise du Lac d'Allos, du plateau du Laus et caractéristiques géo-hydro-morphologiques.....**4**
- Figure 2 :** A) Plan du Laus, prise de vue direction ouest. La tourbière du Laus (2 125 m) est surplombée en arrière-plan par la montagne de Monier (2 544 m) ; B) La Serpentine resurgit au niveau du verrou glaciaire bordant la rive nord-ouest du lac d'Allos ; C) La Serpentine forme des méandres au niveau du plateau du Laus ; D) Carottage de Laus 1, 2 et 3 à l'aide d'un carottier russe par l'équipe de l'IMBE ; E) Exemple de carottes récoltées, ici Laus 3 (225-275).....**6**
- Figure 3 :** Lithostratigraphie simplifiée de la séquence sédimentaire maître Laus 4 (tourbière du Laus).....**7**
- Figure 4 :** Exemple de lamination du sédiment et du procédé de corrélation visuelle des séquences sédimentaires Laus 1, Laus 2 et Laus 3 (tourbière du Laus). Les patrons de laminations sont répétés sur les deux profils. La ligne rouge illustre la section composite maître qui « suit » les différents points de corrélations d'une carotte à la suivante chevauchante.....**7**
- Figure 5 :** Modèle âge-profondeur et lithostratigraphie simplifiée de la carotte maître Laus 4 (légende : figure 3 p. 13). Les plages colorées correspondent aux niveaux entre lesquels le taux de sédimentation a été calculé. Le meilleur modèle obtenu est représenté par une ligne noire et son intervalle de confiance à 95 % est représenté en gris.....**12**
- Figure 6 :** Dendrogramme contraint par la profondeur et lithostratigraphie simplifiée de la carotte maître Laus 4 (légende : figure 3 p. 13). L'échelle en abscisses représente la distance de dissimilarité entre les assemblages. En rouge sont figurées les limites des unités fauniques et leurs bornes chronologiques (années cal. BP).....**13**
- Figure 7 :** Paléobiodiversité entomologique à Plan du Laus : Occurrences (NMI) des Arthropodes fossiles (n=1736), richesse taxonomique (n=112) et indice d'équitabilité de Piélu pour chaque assemblage. Les limites des unités fauniques apparaissent en rouge.**14**
- Figure 8 :** Diagramme palynologique synthétique du lac d'Allos. Les courbes d'exagération (tracé vide) ont été multipliées par cinq. PA : Pollen arboréen.....**15**

Figure 9 : Modèles âge-profondeurs et lithostratigraphie de la séquence sédimentaire maître Laus 4 (à gauche) et de la séquence étudiée par Beaulieu (à droite). Les plages colorées correspondent aux niveaux entre lesquels les taux de sédimentation ont été calculés. Le meilleur modèle obtenu est représenté par une ligne noire et son intervalle de confiance à 95% est représenté en gris.....	17
Figure 10 : Diagramme des groupes écologiques et des taxons d'Arthropodes de la tourbière du Laus et lithostratigraphie simplifiée de la carotte maître Laus 4 (légende : figure 3 p. 13). En rouge : limites des unités fauniques.....	19
Figure 11 : Diagrammes pollinique et entomologique simplifiés de la tourbière du Laus. En rouge : limite des unités fauniques. Les silhouettes noires et rouges représentent les courbes polliniques et entomologiques recalées sur les chronologies recalculées respectivement à la marge d'erreur supérieure et inférieure des modèles âge-profondeurs. Les Arthropodes aquatiques regroupent les espèces d'eaux courantes et d'eaux stagnantes. Les courbes dont les noms sont soulignés ont été tracées à partir des données de Beaulieu (1977).....	24
Tableau 1 : Echantillons traités dans l'analyse dendrochronologique de la tourbière du Laus. Les cellules en grisé correspondent aux trois échantillons sélectionnés pour les datations radiocarbones.....	11
Tableau 2 : Datations AMS ¹⁴ C de la carotte synthétique Laus 4.....	11
Tableau 3 : Datations ¹⁴ C réalisées sur la tourbière du Laus par Beaulieu (1977).....	12

Table des annexes :

Annexe 1 : Description de l'analyse sédimentaire par fluorescence aux rayons-X (XRF).	38
Annexe 2 : Description des trois cas de figure rencontrés lors de l'échantillonnage des Arthropodes de la séquence sédimentaire maître Laus 4 (tourbière du Laus) : A) Les trois séquences sont corrélées, les volumes entre les points de corrélation sont homogènes ; B) Les trois séquences sont corrélées, les volumes entre les points de corrélation sont hétérogènes ; C) Les trois séquences ne sont pas corrélées en certains points, les volumes à prélevés sont estimés en fonction de l'épaisseur séparant les derniers points de corrélation établis pour les trois séquences.....	38
Annexe 3 : Échantillons traités dans l'analyse entomologique de la séquence sédimentaire maître Laus 4 (tourbière du Laus).	39
Annexe 4 : Références bibliographiques utilisées pour déterminer l'écologie des taxons retrouvés dans les sédiments de la tourbière du Laus.	40
Annexe 5 : Arthropodes fossiles de la tourbière du Laus. Les nombres correspondent au nombre minimum d'individus par échantillons (NMI). Une catégorie écologique a été attribuée pour chaque taxon. La nomenclature adoptée suit celle du site Fauna Europaea (www.faunaeur.org).	41
Annexe 6 : Richesse spécifique, occurrence des Arthropodes fossiles (NMI), Indice de Shannon et Indice de Piélu calculés pour chaque assemblage de la séquence sédimentaire maître Laus 4 (tourbière du Laus).	44
Annexe 7 : Arthropodes fossiles du lac d'Allos. Les nombres correspondent au nombre minimum d'individus par échantillons (NMI). La nomenclature adoptée suit celle du site Fauna Europaea (www.faunaeur.org).	45
Annexe 8 : Diagramme des groupes écologiques et des taxons d'Arthropodes de la tourbière du Laus et lithostratigraphie simplifiée de la carotte maître Laus 4 (légende : figure 3 p. 13). En rouge : limites des unités fauniques.....	46
Annexe 9 : Photographies historiques du lac d'Allos datant de 1880, prises de vue direction nord (archives départementales de Digne).	47

I. Introduction générale, problématique et contexte scientifique :

La paléoécologie est un très vaste domaine de recherche qui consiste en l'étude des relations qui existaient entre les biocénoses et les environnements dans le passé. En pratique, la paléoécologie a le plus souvent pour finalité de reconstruire l'histoire des environnements anciens, des processus et dynamiques des écosystèmes passés. Cette discipline s'intéresse aux réponses des écosystèmes aux perturbations naturelles et non naturelles, et ce, à des échelles spatiales et temporelles variées. Ainsi, l'étude de marqueurs multiples (biologiques, sédimentaires, stratigraphiques géochimiques, isotopiques, etc.) provenant d'archives sédimentaires (lacustres, palustres, alluviales, marines, etc.) est indispensable. L'utilisation des marqueurs biologiques repose sur un principe fondamental en paléoécologie ; celui de l'actualisme qui fait l'hypothèse d'une stabilité écologique et morphologique des assemblages d'espèces (Gruza & Romanovskiy, 1975).

Or, cette discipline est confrontée aux limites des données paléoécologiques et à l'interprétation qui est faite des assemblages fossiles. En effet, la paléoécologie se base sur des données indirectes et parcellaires du fait des modalités de piégeages différentiels de la taphocénose et des conditions taphonomiques propres à chaque site (Jacobson & Bradshaw, 1981 ; Lemdahl, 1990). Ainsi, les contraintes taphonomiques (nécrolyse, biostratinomie, diagénèse, transport, etc.) rendent les interprétations paléoécologiques complexes (Andrieu *et al.*, 1997 ; Ponel & Richoux, 1997). Une des solutions adoptée face à ces limites consiste à multiplier les indicateurs biologiques et abiotiques, afin de croiser les informations paléoécologiques. Cela s'avère d'autant plus nécessaire dans la reconstitution paléoenvironnementale des paysages de montagne. Dans l'arc alpin particulièrement, la grande hétérogénéité topographique et microclimatique associées à la diversité des contextes géomorphologique et archéologique, sont à l'origine d'une grande variété d'écosystèmes sensibles voire vulnérables aux changements environnementaux rapides, qu'ils soient d'origine naturelle ou anthropique (Grabherr *et al.*, 2010 ; Gottfried *et al.*, 2012).

Les Alpes ont fait l'objet de nombreuses études afin d'aborder sous de multiples aspects la diversité des écosystèmes et la manière dont ils ont été façonnés, aux cours d'histoires paléoclimatiques et humaines mouvementées. Ainsi, il a été montré que la colonisation humaine dans les montagnes alpines ne fut pas synchrone, notamment en raison des difficultés de pénétration des massifs parfois déglacés tardivement. Si les premières traces d'incursions humaines dans les Alpes méridionales datent du Paléolithique final (Mocci *et al.*, 2005), les présences recensées lors du Mésolithique sont plus significatives il y a 10 000 ans.

La fréquentation de la montagne s'intensifie au cours du Néolithique jusqu'à l'âge du Bronze (Mocci *et al.*, 2008) : l'Homme crée des nouveaux espaces pour ses activités agro-pastorales. Les premiers indices d'une déforestation anthropique dans les Alpes datent du Néolithique ancien vers 6 300 ans cal. BP (Argant & Argant, 2000) mais ne sont pas synchrones à l'échelle de l'arc alpin. Enfin, les perturbations durables des dynamiques de végétation par les activités humaines apparaissent¹ au cours du Subatlantique il y a 3 000 années cal. BP (Beaulieu, 1977 ; Tessier *et al.*, 1993 ; Kharbouch & Gauthier, 2000 ; Ortu *et al.*, 2003 ; Brisset *et al.*, 2012).

Les Alpes constituent un domaine de prédilection pour le paléoécologue qui souhaite aborder la problématique des changements de paysages à l'Holocène par une approche multidisciplinaire : si un grand nombre d'archives lacustres et palustres ont fait l'objet d'études polliniques (Beaulieu, 1977 ; David, 1993, 1997 ; Digerfeldt *et al.*, 1997 ; Nakagawa, 1998 ; Wick *et al.*, 2003 ; Guiter *et al.*, 2005 ; Court-Picon *et al.*, 2006 ; Finsinger & Tinner, 2007 ; Moe *et al.*, 2007 ; Berthel *et al.*, 2012 ; Muller *et al.*, 2012 ; Breitenlechner *et al.*, 2013), la valeur de l'entomologie du Quaternaire dans les interprétations paléoenvironnementales et paléoclimatiques n'a été reconnue que très récemment (Ponel, 1989). De plus, l'approche multidisciplinaire incluant l'étude des Coléoptères fossiles n'a pu être menée que dans de rares occasions (Ponel *et al.*, 1992, 2011 ; Tessier *et al.*, 1993). Comme l'illustrent ces travaux, les études incluant palynologie et paléoentomologie aboutissent à des reconstructions paléoenvironnementales plus solides. Grâce à leurs exigences écologiques, les insectes phytophages fossiles renseignent directement sur la physionomie, la nature de la végétation locale (Coope *et al.*, 1978, 1986, 1997 ; Elias, 2007) et les variations de la limite supraforestière (Lemdahl, 2000 ; Ponel *et al.*, 2011) alors que les enregistrements polliniques intègrent à la fois la part locale et régionale de la végétation.

Dans le Mercantour et secteurs proches, plusieurs sites ont fait l'objet d'études paléoécologiques, notamment dans la vallée des Merveilles (Kharbouch & Gauthier, 2000 ; Ponel *et al.*, 2001), le Sud-Ouest des Alpes italiennes (Ortu *et al.*, 2003, 2008), le lac Petit dans le vallon des Millefonds (Brisset *et al.*, 2012), ou encore le lac d'Allos dans le Haut Verdon (Wilhelm *et al.*, 2012). Or, seuls les travaux de Ponel *et al.* (2001) reposent sur une double approche paléobotanique et paléoentomologique. L'étude présentée ici propose d'appliquer cette même double approche dans la Haute vallée du Verdon, au Lac d'Allos (alt. 2 227 m) et sur la proche tourbière du Laus (située 620 m au Nord-ouest, alt. 2 127 m). La

¹ Effondrement des taxons arboréens, contemporain de l'apparition de pollen anthropique

tourbière du Laus, a déjà fait l'objet d'une analyse palynologique par Beaulieu (1977). Or, la pré-expertise sédimentologique provenant d'un nouveau carottage (réalisé en Juillet 2012) a révélé la présence de macrorestes d'insectes (principalement Coléoptères). Ainsi, l'étude conjointe de deux sites très proches, d'une même vallée mais à deux altitudes différentes a pour but :

1. de dater la déglaciation et de reconstruire les changements de la limite supérieure des arbres pendant l'Holocène dans la haute vallée du Verdon,
2. d'estimer la part du climat et de l'action humaine dans ces changements,
3. de reconstruire les dynamiques paléoenvironnementales autour du site après le dernier retrait glaciaire.

Une telle approche permettra potentiellement d'améliorer la dimension spatiale des reconstitutions des dynamiques des paysages de montagne.

II. Site d'étude :

II. 1. Contexte général :

La zone d'étude se situe dans les Alpes du sud (Alpes-de-Haute-Provence) dans la haute vallée du Verdon. Les deux sites étudiés offrent des situations géographiques très proches permettant un croisement pertinent des marqueurs paléoécologiques choisis.

II. 1. A. Le lac d'Allos :

Le lac d'Allos (figure 1) s'étend sur 1 km de longueur et sur 700 m de largeur. Il est situé sur un plateau à 2 227 mètres d'altitude (44° 14' N, 6° 42' 35" E), dans un cirque de 5 km² exposé au nord et surmonté par des montagnes de grès culminants à 2 672 m. Le bassin versant est drainé par trois torrents permanents, qui alimentent le lac. L'exutoire du lac se situe au nord-ouest, au sein d'un verrou glaciaire. Cet écoulement souterrain resurgit au niveau de Plan du Laus et alimente la rivière Serpentine.

La végétation alentour est composée d'une forêt de mélèzes, tandis que le bassin versant n'est couvert que par quelques arbres isolés (mélèzes, pins cembro et pins sylvestres). 70 % du bassin versant est constitué de roche et d'éboulis, le reste étant colonisé par des pelouses alpines (29%).

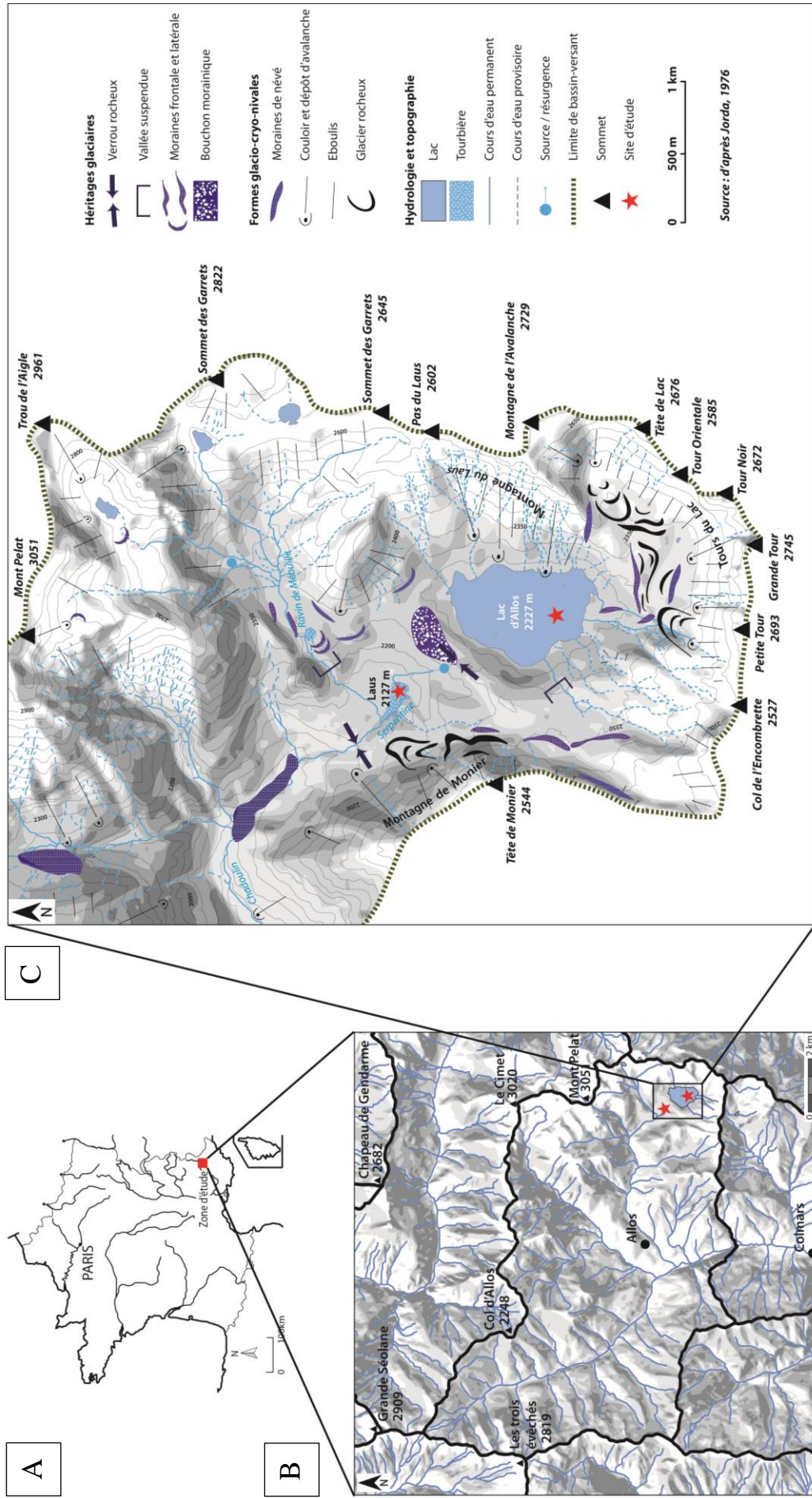


Figure 1 : A) Localisation générale des sites d'études ; B) Commune d'Allos ; C) Localisation précise du Lac d'Allos, du plateau du Laus et caractéristiques géo-hydro-morphologiques.

II. 1. B. La tourbière du Laus :

Une seconde dépression, héritée du surcreusement des glaciers et dans laquelle s'inscrit la tourbière du Laus, est située 100 m en contrebas du lac d'Allos (figure 1) (44° 14' 27'' N, 6° 42' 5'' E). Cette tourbière est traversée par les méandres que forme la rivière de la Serpentine. À l'ouest du plateau du Laus, le torrent Ravin de Méouille conflue avec la Serpentine pour former le torrent du Chadoulin. Au sud-ouest, un vaste bassin versant dominé par la montagne de Monier draine les écoulements intermittents d'épisodes orageux ou de fonte de neige vers la Serpentine.

La tourbière du Laus est bordée par des pelouses humides ainsi que par un mélézin peu dense. Une étude pollenanalytique a été réalisée sur ce site par Beaulieu (1977) et a permis de retracer l'histoire de la végétation depuis environ 11 000 ans.

III. Matériel et méthodes :

III. 1. Carottage :

Le prélèvement des carottes sédimentaires de la tourbière du Laus a été effectué du 8 au 10 Juillet 2012 au moyen d'un carottier russe (figure 2). Le carottage a été triplé afin d'assurer la continuité de la séquence prélevée, minimiser les risques de hiatus, et obtenir un volume suffisant de sédiment pour l'analyse entomologique : trois séquences de 820, 625 et 825 cm nommées respectivement Laus 1, 2 et 3 ont été prélevées. Les échantillons de sédiments ont été préservés en emballages hermétiques jusqu'à leur traitement au laboratoire afin d'éviter tout dessèchement ou oxydation de l'archive. Le carottage étudié par Beaulieu (1977) a été réalisé à environ 50 mètres de notre prélèvement par sonde Hiller (44° 14' 30'' N, 6° 42' 8'' E).

III. 2. Caractérisation du sédiment, lithostratigraphie et prélèvement :

III. 2. A. Description et corrélation des profils :

Préalablement à tout échantillonnage, il est impératif de caractériser puis corréler chacun des profils sédimentaires du Laus. Une description visuelle des carottes est réalisée pour établir les faciès principaux en se basant sur la nature du sédiment, sa structure, sa texture et sa couleur. Le log lithostratigraphique présenté en figure 3 regroupe ces informations. Globalement, le matériel est suffisamment laminé pour permettre la corrélation des trois

séquences (figure 4). Lorsque certains faciès sont non laminés leur corrélation relative (moins évidente) repose sur les derniers points de corrélation avérés et par la profondeur. De cette façon, un profil composite maître est construit : Laus 4 de 783 cm d'épaisseur.

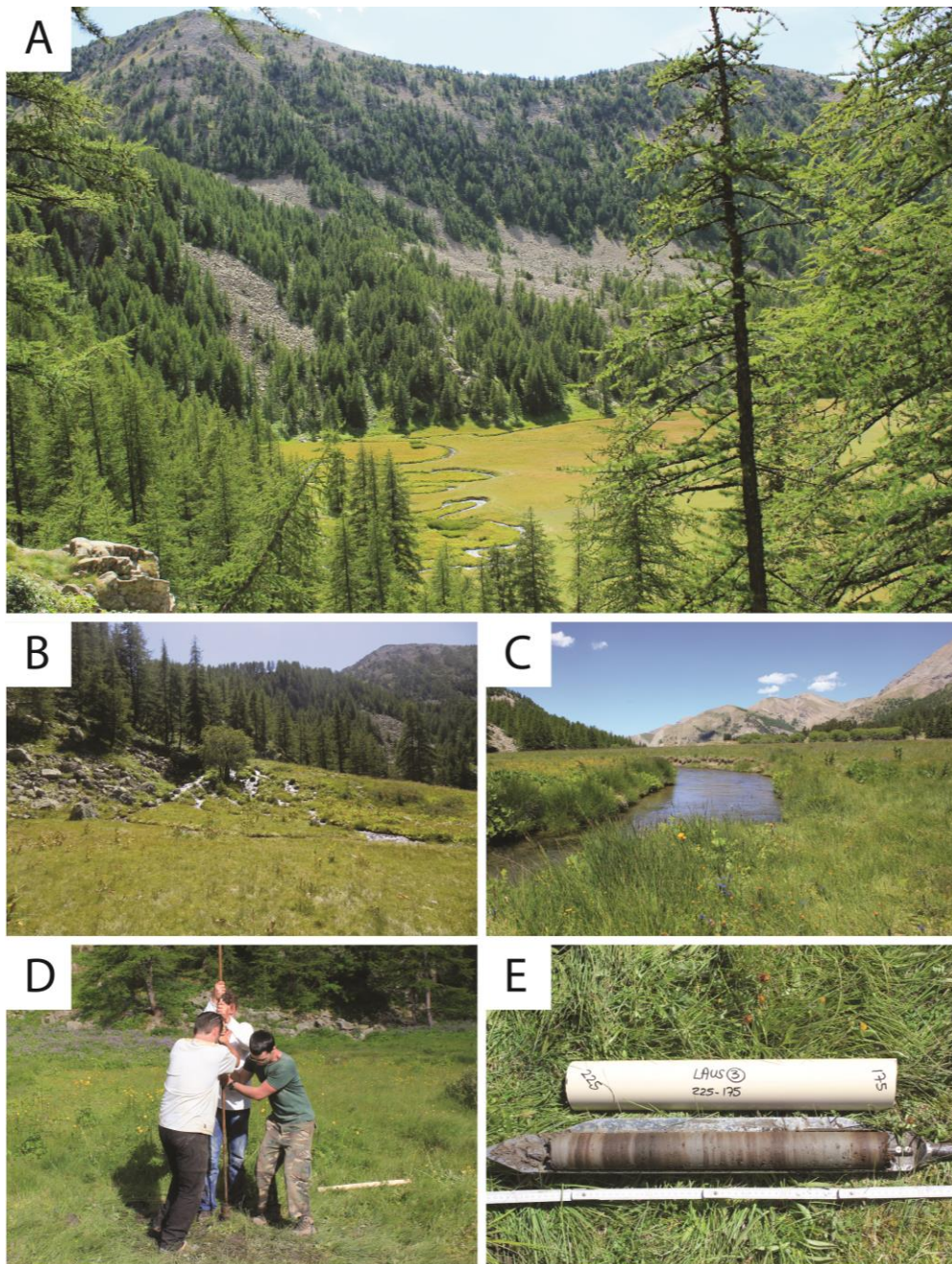


Figure 2 : A) Plan du Laus, prise de vue direction ouest. La tourbière du Laus (2 125 m) est surplombée en arrière-plan par la montagne de Monier (2 544 m) ; B) La Serpentine resurgit au niveau du verrou glaciaire bordant la rive nord-ouest du lac d'Allos ; C) La Serpentine forme des méandres au niveau du plateau du Laus ; D) Carottage de Laus 1, 2 et 3 à l'aide d'un carottier russe par l'équipe de l'IMBE ; E) Exemple de carottes récoltées, ici Laus 3 (225-275).

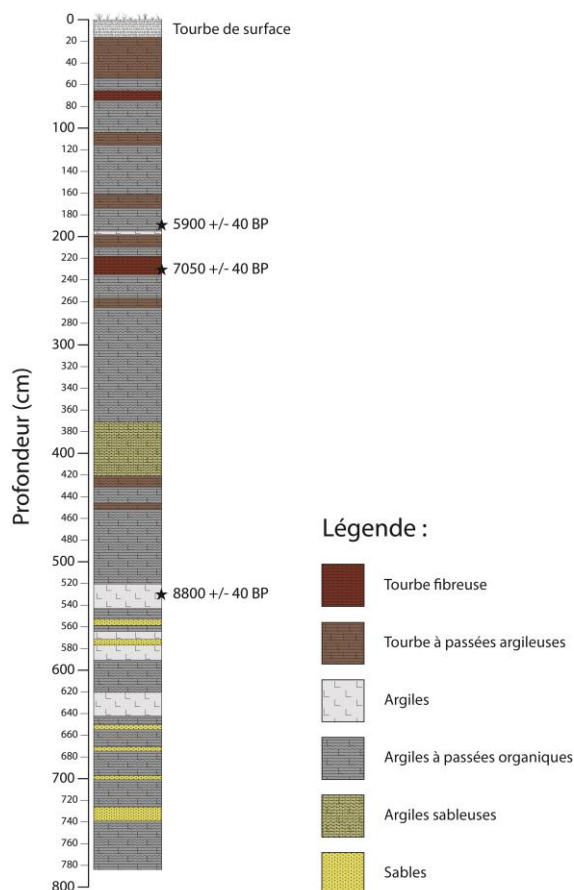


Figure 3 : Lithostratigraphie simplifiée de la séquence sédimentaire maître Laus 4 (tourbière du Laus).

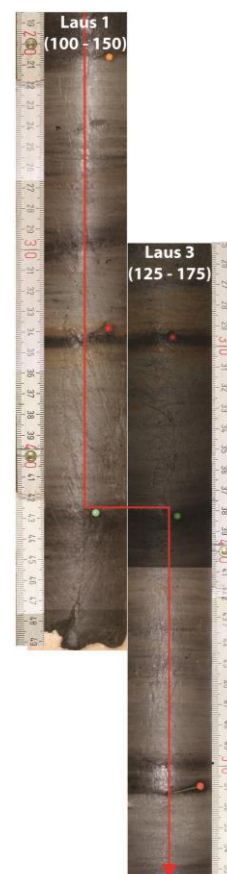


Figure 4 : Exemple de lamination du sédiment et du procédé de corrélation visuelle des séquences sédimentaires Laus 1, Laus 2 et Laus 3 (tourbière du Laus). Les patrons de laminations sont répétés sur les deux profils. La ligne rouge illustre la section composite maître qui « suit » les différents points de corrélations d'une carotte à la suivante chevauchante.

III. 2. B. Échantillonnage de séquences sédimentaires « archives » :

Des U-channels² sont utilisés afin de prélever au centre des carottes un sous-échantillon continu du profil sédimentaire en prévision de l'analyse géochimique du sédiment par fluorescence aux rayons-X (analyse décrite en annexe 1).

III. 3. Analyses entomologiques :

L'analyse entomologique est réalisée en collaboration avec Philippe Ponel à l'Institut Méditerranéen de Biodiversité et d'Ecologie (IMBE).

III. 3. A. Échantillonnage des Arthropodes :

Les carottes sédimentaires du Laus sont découpées en sections de 10 cm environ, cette épaisseur variant en cohérence avec la stratigraphie (les sections sont prélevées au sein d'un seul faciès), la distance entre deux points de corrélation, ou la qualité de la corrélation

² Il s'agit d'une gouttière de forme rectangulaire, creuse, que l'on enfonce dans le sédiment

(annexes 2A, 2B et 2C). Au total, 81 échantillons entomologiques ont été réalisés (regroupant 224 échantillons prélevés sur Laus 1, 2 et 3). Un échantillon sur deux (soit 41) est analysé au cours du stage, de 103 à 226 cm³ chacun (annexe 3). L'hétérogénéité des volumes prélevés est discutée en annexe 2. Des sections de 1 cm d'épaisseur (environ 10 g) sont prélevées le long de la séquence maître Laus 4 à chaque changement de faciès en prévision d'analyses des Chironomides (Octobre 2014).

III. 3. B. Extraction des macrorestes d'Arthropodes, comptages et identifications :

L'extraction est effectuée selon la méthode préconisée par Coope (1986) : défloculation du sédiment dans une solution de carbonate de sodium³, criblage des particules en suspension sur un tamis à maille de 300 µm, puis flottation sur pétrole. La fraction flottante contenant les fragments d'Arthropodes est récupérée sur le même tamis de 300 µm. Après rinçages (détergent, alcool), un dernier tri est effectué sous une loupe binoculaire (grossissement 8 à 50 fois). Les restes d'Arthropodes sont conservés en alcool à 90°.

L'identification des restes d'Arthropodes est réalisée par comparaison directe avec des spécimens provenant d'une collection de référence moderne (Ponel, IMBE). L'écologie des taxons est établie à l'aide d'un large référentiel bibliographique (annexe 4). L'ensemble des insectes identifiés et comptabilisés (essentiellement des Coléoptères) figure en annexe 5. Ce tableau indique le nombre minimal d'individus (NMI) présent dans chaque échantillon par taxon. Le NMI est estimé par comptage des éléments diagnostiques de l'exosquelette (débris de têtes, thorax, élytres, sternites, pleurites, etc.). La nomenclature adoptée suit celle de la base de données taxinomiques Fauna Europaea⁴ créée par la Commission européenne.

III. 3. C. Caractérisation et analyse des assemblages entomologiques :

Les successions d'entomofaunes sont identifiées, leur écologie caractérisée et leur biodiversité évaluée par des traitements numériques adaptés aux données paléoenvironnementales (décrites ci-après).

Dendrogramme contraint par la profondeur :

Une analyse d'agglomération contrainte par la profondeur est réalisée à partir du tableau entomologique du Laus afin de regrouper sous la forme de zones, des échantillons adjacents

³ Formule chimique Na₂CO₃

⁴ www.faunaeur.org

pour lesquels les assemblages entomologiques sont similaires. Elle est calculée grâce à l'algorithme Coniss, (Grimm, 1987), à l'aide du package Rioja (Juggins, 2012) du programme R (version 3.0.0, R Development Core Team, 2013).

Indices de structuration des assemblages entomologiques :

La richesse taxonomique, c.-à.-d. le nombre total de taxons présents, est calculée pour chaque assemblage d'Arthropodes fossiles.

L'indice de Shannon H' (Shannon, 1948 ; Shannon & Weaver, 1964), calculé pour chaque assemblage, permet de quantifier l'homogénéité de la distribution des occurrences entre les taxons suit l'équation suivante :

$$H' = - \sum_{i=1}^S p_i \text{Log}_2 p_i$$

où i est un taxon étudié, S le nombre total de taxons étudiés et p_i la proportion d'un taxon i par rapport au nombre total de taxons (S) : $p_i = n_i/S$. H' fluctue entre 0 et $\text{Log}_2(S)$. Sa valeur est minimale lorsque tous les individus appartiennent à un seul et même taxon, maximale quand tous les individus sont répartis d'une façon égale sur tous les taxons (Frontier, 1983). Dans cette étude, les assemblages diffèrent par leur richesse taxonomique. Les indices de Shannon calculés ne peuvent donc pas être utilisés seuls pour comparer les différents assemblages.

L'indice d'Équitabilité de Piélou R (Piélou, 1966), ou indice d'équirépartition, est insensible à la richesse taxonomique. Il sera utilisé pour comparer l'évolution de la distribution des assemblages. Cet indice se mesure de la façon suivante :

$$R = H'/H'_{max}$$

où H' est l'indice de diversité de Shannon et H'_{max} la diversité maximale : $H'_{max} = \text{Log}_2 S$. Il peut varier entre 0 et 1. Sa valeur est minimale lorsqu'un taxon domine l'assemblage tandis qu'elle est maximale lorsque tous les taxons ont des abondances identiques au sein de l'assemblage (Grall & Hily, 2003).

III. 4. Analyses palynologiques :

L'analyse pollinique est réalisée à l'IMBE sous la tutelle de Frédéric Guiter.

III. 4. A. Échantillonnage palynologique :

Des prélèvements sur la séquence maître composite Laus 4 ont été réalisés selon un pas d'échantillonnage de 2 cm dans les faciès homogènes dont l'épaisseur est supérieure à 2 cm et

de 1 cm dans les faciès inférieurs à 2 cm. Dans les cas où la corrélation entre les 3 séquences se fait par la profondeur, l'échantillonnage palynologique est triplé. Un total de 710 échantillons d'environ 8 g chacun est prélevé.

III. 4. B. Extraction du contenu pollinique fossile, comptages et identifications :

Le contenu sporo-pollinique des échantillons est extrait par concentrations successives par centrifugations et attaques physico-chimiques répétées, en respectant le protocole établi par Faegri & Iversen (1989). L'identification et le comptage des grains de pollen et de spores ont été réalisés au microscope optique à grossissement 500 (immersion d'huile). Un minimum de 300 grains par échantillon a été compté pour atteindre à une représentativité statistique solide. Au-delà, les taxons rares (non rencontrés auparavant) sont comptés et identifiés à leur tour. Les déterminations sont réalisés à l'aide de la palynothèque de référence de l'IMBE, d'atlas photographiques (Reille, 1999) ou de publications scientifiques (Nakagawa *et al.*, 2000).

III. 5. Datations ^{14}C et relation âge/profondeur :

Vingt-trois échantillons de 2,5 cm d'épaisseur répartis le long du profil ont été prélevés et tamisés sur une maille à 300 μm afin d'extraire des macrorestes organiques pour réaliser des datations ^{14}C par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS). La détermination des fragments de bois récoltés a été réalisée par Frédéric Guibal, dendroécologue à l'IMBE. Seuls les macrorestes terrestres, identifiables et non racinaires ont été utilisés⁵. Trois échantillons de poids suffisant ont été datés au ^{14}C (laboratoire d'analyse Beta-analytic, tableau 1). Trois autres datations sont prévues.

Les datations radiocarbone sont exprimées en années calendaires *Before Present* (BP) non calibrées (présent fixé à 1950). Leur calibration a été réalisée à l'aide du package CLAM (Blaauw, 2010), du programme R. Ce package a également permis de créer un modèle âge-profondeur. Ce modèle fournit des dates ^{14}C calibrées estimées pour chaque niveau de profondeur le long de la séquence, en imposant une relation entre la profondeur et l'âge et en modélisant un taux de sédimentation au cours du temps. Le modèle âge-profondeur a été calculé suivant une interpolation linéaire entre les niveaux datés (*type = 1 sous CLAM*) après 10 000 itérations et un intervalle de confiance de 95 %.

⁵ Une racine s'enfonce dans le substrat plus ancien ; la datation de la racine va donc « rajeunir » l'âge du sédiment qui la contient

Tableau 1 : Echantillons traités dans l'analyse dendrochronologique de la tourbière du Laus. Les cellules en grisé correspondent aux trois échantillons sélectionnés pour les datations radiocarbones.

Séquence	Echantillons de macrorestes végétaux (cm)	Position de l'échantillon sur la séquence Laus 4 (cm)	Nature du matériel	Poids humide (g)
Laus 2 125-175	D(125 - 127,5)	131	écorce indet.	
	D(127,5 - 130)	134	indéterminé	
	D(130 - 133)	137	<i>Larix</i>	
	D(133 - 135)	139	indéterminé	
	D(142,5 - 145)	149	<i>Larix</i>	
Laus 2 175-225	D(191)	191	<i>Rhododendron / Vaccinium</i>	3,1
	D(195 - 196)	196	<i>Alnus</i>	
	D(197,5 - 198)	198	<i>Salix</i>	
	D(205)	205	<i>Rhododendron / Vaccinium</i>	
	D(208)	208	<i>Rhododendron / Vaccinium</i>	
Laus 2 225-275	D(225 - 226)	218	indéterminé	
	D(240 - 241)	233	<i>Pinus sylvestris / Pinus uncinata</i>	2,5
	D(247,5 - 250)	241	<i>Rhododendron / Vaccinium</i>	
Laus 2 375-425	D(250 - 253)	244	<i>Salix</i>	
	D(407 - 410)	401	<i>Salix</i>	
Laus 2 375-425	D(417,5 - 420)	411	<i>Rhododendron / Vaccinium</i>	
Laus 1 500-550	D(512,5 - 516,5)	497	<i>Salix</i>	
Laus 3 525-575	D(525 - 527)	514	<i>Salix</i>	
	D(528 - 529,5)	517	<i>Salix</i>	
Laus 1 500-550	D(541,5 - 542,5)	524	<i>Salix</i>	
Laus 3 525-575	D(543 - 545)	532	<i>Alnus</i>	9,4
Laus 2 575-625	D(575 - 577)	563	<i>Rhododendron / Vaccinium</i>	
Laus 1 750-800	D(767)	730	<i>Alnus</i>	

IV. Résultats :

IV. 1. Sédimentologie et calage chronologique :

Le sédiment de Laus 4 présente trois grandes unités lithostratigraphiques (voir figure 3) :

- de 783 à 421 cm, un faciès argileux à passées organiques domine. Cette unité est ponctuellement entrecoupée par des niveaux sableux et plus rarement par de la tourbe à passées argileuses,
- de 421 à 371 cm, un faciès à argiles sableuses (présents seulement dans cette unité),
- de 371 à 16 cm, un faciès argileux à passées organiques domine de nouveau. Ce faciès est régulièrement entrecoupé de faciès de tourbe fibreuse et de tourbe à passées argileuses (de 16 à 0 cm, le faciès est tourbeux et riche en racines).

Le tableau 2 présente les résultats des datations AMS ^{14}C . Le modèle âge-profondeur est ancrée à la surface du profil (0 cm) à -63 cal. BP.

Tableau 2 : Datations AMS ^{14}C de la carotte synthétique Laus 4.

Profondeur (cm)	Code du laboratoire	Âge conventionnel (année BP)	Âge calibré (cal. BP) (intervalle à 2σ)	Nature du matériel
0		-63	-64 – -61	Surface actuelle
191	Laus-3-543	5900 ±40	6639 – 6841	<i>Rhododendron / Vaccinium</i>
232,4 - 233,4	Laus-2-240	7050 ±40	7795 – 7958	<i>Pinus sylvestris / Pinus uncinata</i>
530,8 - 532,8	Laus-3-543	8800 ±40	9669 – 10131	<i>Alnus</i>

L'enregistrement sédimentaire couvre 11 500 années cal. BP, c.-à-d. l'intégralité de l'Holocène. Le taux de sédimentation moyen est de 0,12 cm/an, mais il n'est pas constant : entre 10 000 et 7 800 cal. BP le taux de sédimentation est relativement élevé (0,15 cm/an) contre 0,036 cm/an (taux relativement faible) postérieurement à 7 800 cal. BP (figure 5).

Les datations réalisées par Beaulieu (1977) au cours de son étude de la tourbière du Laus ont également été utilisées pour construire un modèle âge-profondeur indépendant. Le tableau 3 présente les âges obtenus par datation ^{14}C . Aucune de ces dates n'est inversée compte tenu de leur marge d'erreur. Le modèle âge-profondeur a été calculé selon une courbe de type spine (*type = 4 sous CLAM*) après 10 000 itérations (intervalle de confiance de 95%). L'enregistrement couvre les derniers 11 370 ans ; il est donc contemporain de celui prélevé pour notre étude. Le taux de sédimentation moyen est de 0,11 cm/an. Ce profil présente un changement de taux de sédimentation autour de 316 cm de profondeur. Entre 10 000 et 8 000 cal. BP le taux de sédimentation est de 0,12 cm/an contre 0,051 cm/an entre 8 000 et 6 500 cal. BP.

Tableau 3: Datations ^{14}C réalisées sur la tourbière du Laus par Beaulieu (1977).

Profondeur (cm)	Âge conventionnel (année BP)	Âge calibré (cal. BP) (intervalle à 2σ)
245 – 251	5820 \pm 150	6308 – 6975
316 – 337	7310 \pm 140	7870 – 8391
452 – 458	8630 \pm 200	9258 – 10221
463 – 469	8320 \pm 180	8774 – 9663
516 – 526	8970 \pm 210	9547 – 10566
578 – 594	8820 \pm 370	9026 – 11067

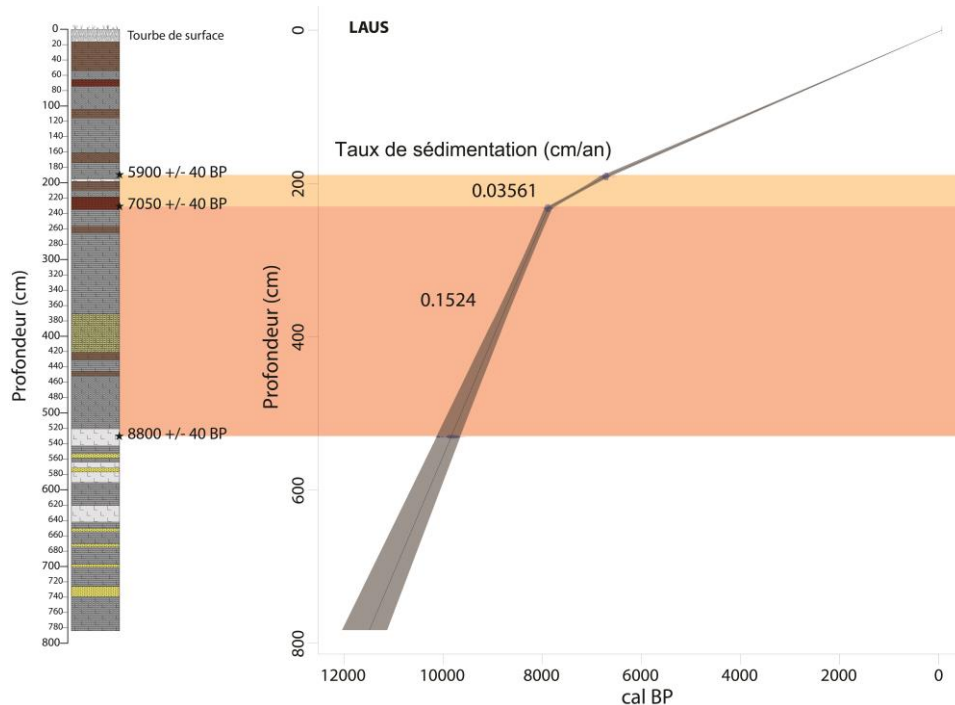


Figure 5 : Modèle âge-profondeur et lithostratigraphie simplifiée de la carotte maître Laus 4 (légende : figure 3 p. 13). Les plages colorées correspondent aux niveaux entre lesquels le taux de sédimentation a été calculé. Le meilleur modèle obtenu est représenté par une ligne noire et son intervalle de confiance à 95 % est représenté en gris.

IV. 2. Biozonation du diagramme entomologique :

Des groupements ont été réalisés à partir des richesses et abondances des assemblages entomologiques au moyen de l'agglomération contrainte par la profondeur. Six unités fauniques ont ainsi été individualisées (figure 6).

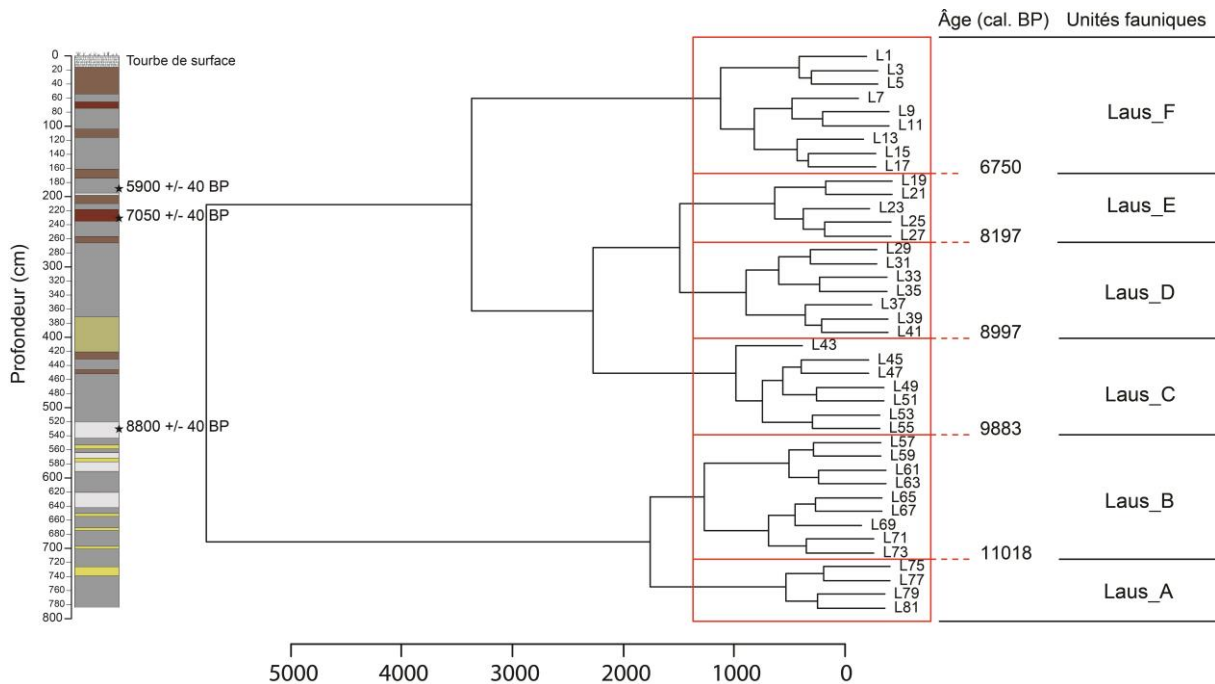


Figure 6 : Dendrogramme contraint par la profondeur et lithostratigraphie simplifiée de la carotte maître Laus 4 (légende : figure 3 p. 13). L'échelle en abscisses représente la distance de dissimilarité entre les assemblages. En rouge sont figurées les limites des unités fauniques et leurs bornes chronologiques (années cal. BP).

IV. 3. Caractéristiques des assemblages entomologiques :

Les données regroupent 112 taxons d'Arthropodes appartenant à 39 familles. D'une manière générale, les Coléoptères dominent les assemblages avec 88 taxons. Le reste inclut les taxons représentant au sein des Insecta les ordres de Dictyoptera, Diptera, Hemiptera, Heteroptera, Hymenoptera, Megaloptera, Trichoptera et au sein des Arachnida les ordres des Pseudoscorpionida, Oribatida et Araneae. Au cours de cette étude, 40% des taxons de Coléoptères ont été identifiés jusqu'à l'espèce, 84% l'ont été jusqu'au genre. Au sein des Coleoptera, les familles les plus représentées sont les Staphylinidae (33%), les Carabidae (11%), les Chrysomelidae, les Curculionidae (avec chacun 13%) et les Dytiscidae (presque 6%), les autres ne représentant pas plus de 5 % des taxons. Afin de synthétiser la biodiversité enregistrée au sein des assemblages entomologiques, l'occurrence des Arthropodes fossiles, la richesse taxonomique et l'indice d'Équitabilité de Piélou ont été rassemblés sur la figure 7.

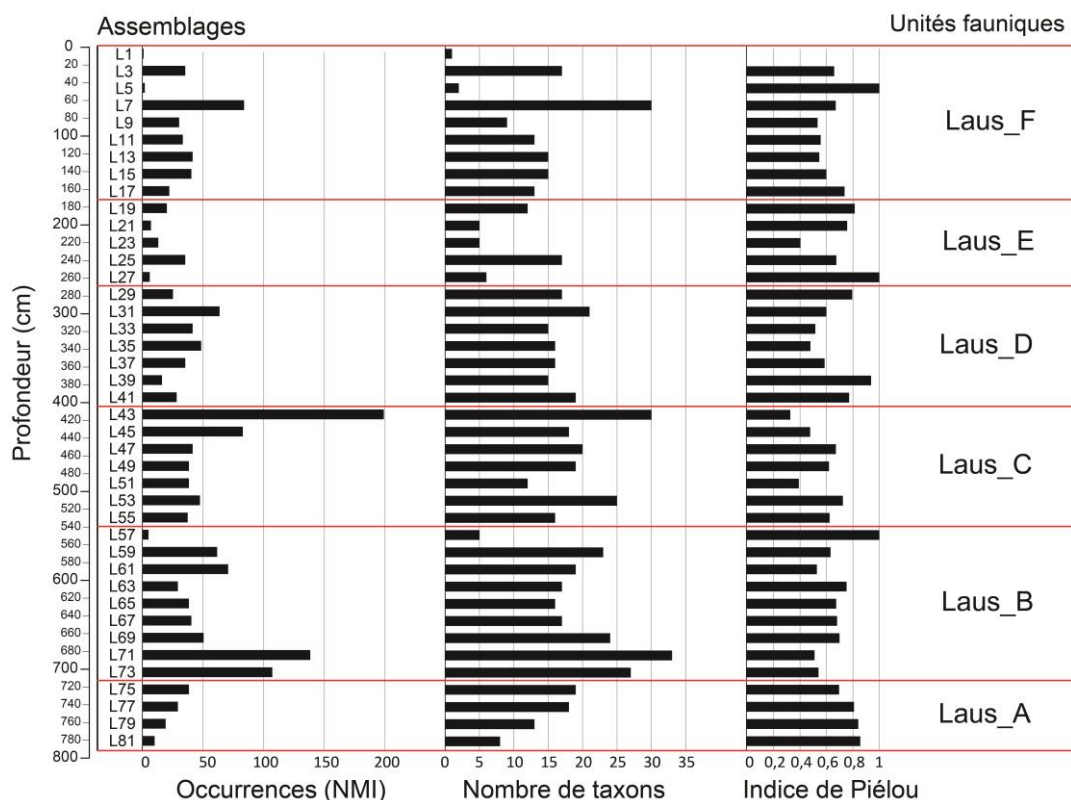


Figure 7 : Paléobiodiversité entomologique à Plan du Laus : Occurrences (NMI) des Arthropodes fossiles (n=1736), richesse taxonomique (n=112) et indice d'équitabilité de Piélu pour chaque assemblage. Les limites des unités fauniques apparaissent en rouge.

Le NMI fluctue le long de Laus 4 et présente un optimum à l'assemblage L43, supporté exclusivement par Oribatida indet. Les assemblages comportant les maxima d'occurrences d'Arthropodes fossiles (L73, L71, L43 et L7) sont ceux présentant les richesses taxonomiques les plus fortes. Le nombre de taxons oscille entre 1 (L1) et 33 (L71). L'indice d'équitabilité de Piélu varie entre 0 (L1) et 1 (L57, L27 et L5) attestant d'une forte hétérogénéité dans la distribution des Arthropodes fossiles au sein des assemblages de la tourbière du Laus. Un détail des indices de structuration calculés pour chacun des assemblages entomologiques est fourni en annexe 6.

IV. 4. Enregistrements polliniques :

L'analyse pollinique de la carotte maître Laus 4 s'est malheureusement révélée infructueuse (les sédiments, y compris les tourbes, étaient extrêmement pauvres en pollen et impropres à l'analyse). La méthode de séparation par liqueur dense Thoulet (Goeury & Beaulieu, 1979) ne fournissant pas de meilleur résultat, nous n'avons pas poursuivi nos tentatives d'extraction sporo-pollinique. Les données polliniques recueillies par Beaulieu (1977) ont donc été utilisées (données libres d'accès sur l'European Pollen Database⁶) pour

⁶ www.europeanpollendatabase.net

interpréter conjointement les données paléontomologiques et polliniques de la tourbière de Plan du Laus.

Nous avons participé à l'identification et au comptage du matériel pollinique contenu dans les sédiments du lac d'Allos (en cours). Le diagramme pollinique préliminaire (et non zoné) présenté en figure 8, couvre l'Holocène (depuis 9 700 cal. BP). Le calage chronologie du diagramme repose sur un modèle âge-profondeur (Brisset *et al.*, soumis) construit à partir de 21 datations ^{14}C (Guiter *et al.*, 2013).

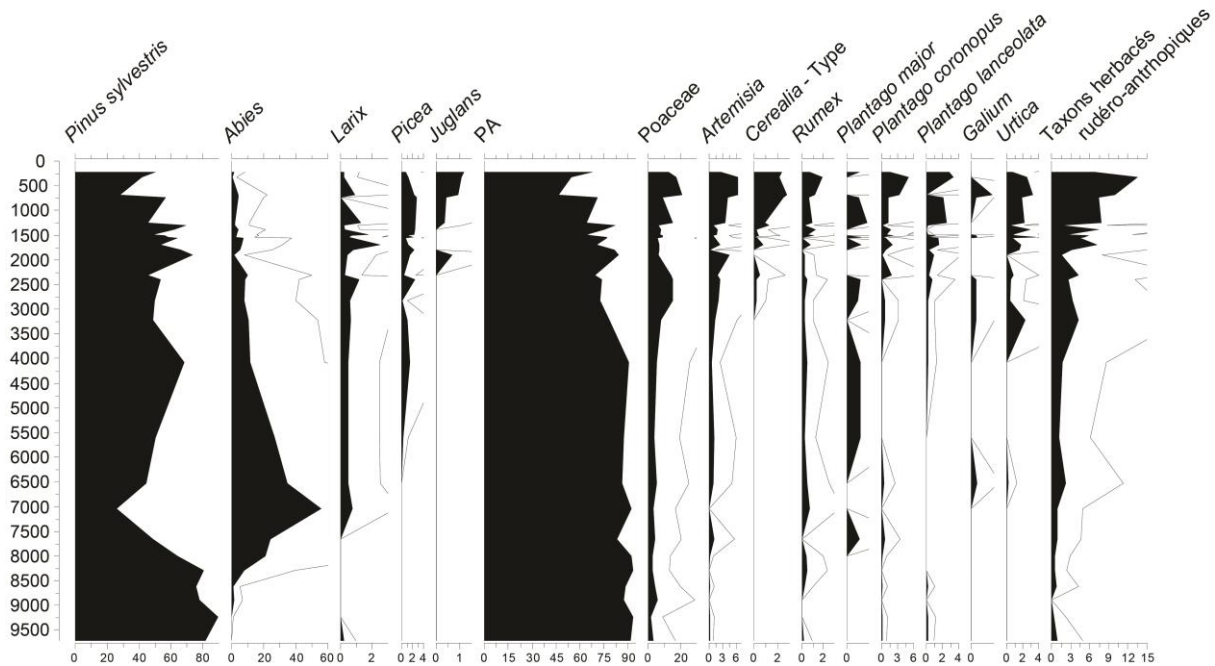


Figure 8 : Diagramme palynologique synthétique du lac d'Allos. Les courbes d'exagération (tracé vide) ont été multipliées par cinq. PA : Pollen arboréen.

V. Interprétations des résultats :

V. 1. Contexte géomorphologique de la tourbière du Laus : un milieu changeant

Les profils sédimentaires prélevés en 1972 et en 2012 sur le plateau du Laus présentent des caractéristiques originales, parfois non communes. Elles sont naturellement liées aux fluctuations du milieu de dépôt ainsi qu'à la distance séparant les deux prélèvements (environ 50 m). La Serpentine a nécessairement divagué sur le replat tourbeux à plusieurs reprises au cours de l'Holocène. Pourtant, les grandes unités lithologiques sont identifiables sur les deux profils, de surcroît à des profondeurs comparables : ainsi, la passée argileuse à 520 cm, le

faciès sableux aux alentours de 400 cm et l'unité organique⁷ (riche en dépôts tourbeux) sont observables sur les deux enregistrements.

La séquence étudiée par Beaulieu (1977) présentait une stratigraphie complexe imputable selon l'auteur à un épisode lacustre suivi par la transformation du lac en pozzine, régulièrement soumise aux divagations du ruisseau originaire du lac d'Allos dans la dépression : ces divagations auraient ainsi entraîné l'alternance de faciès organogènes et terrigènes caractéristiques de la seconde moitié de l'enregistrement.

Les sédiments analysés au cours de cette étude présentent également cette stratigraphie hétérogène, principalement de 783 à 371 cm. Entre ces profondeurs, la succession de faciès sableux et argileux peut également être interprétée comme une phase lacustre, marquée par un hydrodynamisme important et son détritisme associé. Cependant, la Serpentine est une résurgence⁸ dont la contribution détritique ne peut être représentée par les niveaux sableux observés (740–724 ; 702–699 ; 674–671 ; 655–652 ; 577–572 ; 558–554 et 421–371 cm). En revanche, le torrent Ravin de Méouille a nécessairement apporté depuis les Sommets des Garrets au Nord-Est du plateau du Laus, des éléments détritiques plus grossiers : cette rivière permanente présente un bassin versant de 2 km² composé de marnes et de calcaires (Jorda, 1976). De plus, un « paléo-cône » de déjection torrentiel apparaît nettement dans le paysage et s'étend en pente douce contre la tourbière du Laus, compressant celle-ci contre les flancs de la montagne de Monier.

Enfin, le drainage de la montagne de Monier (2 544 m) – dont le glacier rocheux composé de grès nummulitiques est bien observable sur la figure 1A – n'a pas pu fournir de matrice détritique fine. Ce tablier d'éboulis, peu étendu, abrupt et constitué de métablocs morainiques stables, n'aurait pu livrer que du sédiment hétérogène à granulométrie grossière (Salomon, 2007). C'est donc bien le torrent Ravin de Méouille qui a contribué majoritairement au remplissage détritique de la dépression du Plan du Laus, repoussant progressivement la tourbière du Laus vers le tablier d'éboulis et non l'inverse. Cette phase a duré approximativement entre 11 500 et 8 800 cal. BP.

Puis, à 8 100 cal. BP (266 cm), le Plan du Laus semble progressivement se combler, la Serpentine évoluant sur le replat jusqu'à nos jours. Cette phase est marquée par la récurrence des faciès organiques observés à partir de 266 cm.

Bien que le modèle âge-profondeur de Laus 4 soit construit avec trois dates, il présente des tendances très comparables à celui réalisé à partir des datations de Beaulieu (1977)

⁷ Cette unité débute à 325 cm dans la carotte de 1972 et à 266 cm dans celle extraite en 2012

⁸ Issue d'un écoulement sous-terrain depuis le lac d'Allos

(figure 9). Les changements sédimentologiques majeurs se retrouvent dans les deux séquences à moins de 30 cm d'écart et soutient de façon indépendante du modèle d'âge, la contemporanéité de ces deux enregistrements. Ainsi, la mise en parallèle des deux modèles d'âge obtenus pour les profils de 1972 et de 2012 permet d'asseoir une chronologie solide.

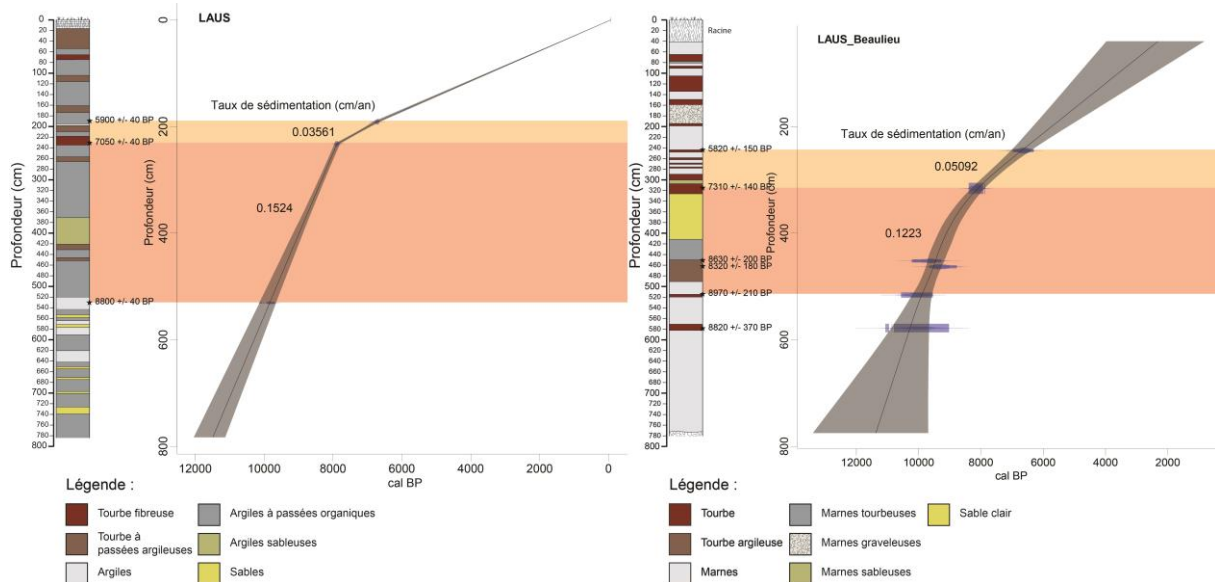


Figure 9 : Modèles âge-profondeurs et lithostratigraphie de la séquence sédimentaire maître Laus 4 (à gauche) et de la séquence étudiée par Beaulieu (à droite). Les plages colorées correspondent aux niveaux entre lesquels les taux de sédimentation ont été calculés. Le meilleur modèle obtenu est représenté par une ligne noire et son intervalle de confiance à 95 % est représenté en gris.

Les taux de sédimentation antérieurs à 8 000 cal. BP sont comparables (0,15 et 0,12 cm/an), témoignant d'apports détritiques provenant du torrent Ravin de Méouille. Puis, postérieurement à 8 000 cal. BP, les taux de sédimentation diminuent significativement avec l'atterrissement progressif du Plan du Laus. Il est possible que l'installation d'un couvert forestier sur le bassin versant du Ravin de Méouille ait contribué simultanément à atténuer les apports terrigènes de ce même bassin et à stopper la progradation du cône de déjection. Au cours du temps, le torrent Ravin de Méouille a creusé un chenal profond dans le cône de déjection où il est actuellement piégé.

Ainsi, la bonne concordance chronologique et sédimentologique des deux profils permet :

- de reconstituer l'évolution de la zone humide du Laus, et des modalités de sonbalimentation par les divers bassins versants,
- de comparer l'enregistrement pollinique étudié en 1977 par Beaulieu avec nos données paléontomologiques.

V. 2. Dynamique des communautés entomologiques :

Afin de faciliter l'interprétation des assemblages entomologiques, un histogramme des groupes écologiques et des taxons d'Arthropodes sélectionnés est proposé en figure 10⁹. La description des dynamiques suit le découpage des unités fauniques.

Unité faunique Laus_A (11 500 à 11 000 cal. BP) :

La faune de cette unité est caractérisée par la dominance de taxons aquatiques Coléoptères et Trichoptères. Parmi les Dytiscidae apparaît *Strictotarsus griseostriatus*, espèce aquatique boréo-alpine vivant dans les parties calmes des cours d'eau de montagne ou dans les mares à fond de vase ou de gravier (Guignot, 1947 ; Nilsson & Holmen, 1995) et *Agabus bipustulatus*, espèce d'eaux calmes plus ubiquiste (Guignot, 1947). Parmi les Trichoptères, *Drusus discolor* vit dans les ruisseaux rapides et froids ; *Rhyacophila* sp. et *Sericostoma* cf. *grusiense* affectionnent également les ruisseaux et ruisselets au courant rapide à fond généralement caillouteux (Lepneva, 1964, 1971). On note aussi des Limnophilinae (Limnophilinae cf. *Limnophilus* sp. et Stenophylacini cf. *Halesus* sp.) vivant dans les cours d'eau riches en détritux végétaux ou au niveau des rives ouvertes des lacs (Lepneva, 1971). Ces Insectes témoignent d'un environnement lacustre alimenté par des eaux froides et rapides. Cette image est confortée par la présence de Staphylinidae *Carpelimus* sp. ou Aleocharinae inféodés aux zones humides. La plupart des espèces de genre *Carpelimus* vivent de préférence sur la vase au bord des eaux (Fauvel, 1875) ; les Aleocharinae, très vaste groupe de Staphylins, sont particulièrement diversifiés dans les accumulations de débris organiques des zones humides.

Enfin, des taxons d'environnement de lisière (*Oreina* sp. et *Anthophagus* cf. *alpinum*), de forêts (*Curculio* sp. et *Denticollis linearis*) et de milieu ouvert (*Platystethus laevis*) sont retrouvés dans l'unité faunique Laus_A. La présence simultanée de ces espèces n'a rien d'incompatible car le milieu lacustre était certainement bordé par une prairie marécageuse peuplée de groupes d'arbres isolés. *Anthophagus alpinum* est une espèce sténotope, herbicole et floricole qu'on retrouve en lisière des forêts et dans les prairies marécageuses sur les herbes et arbustes à fleurs (*Gentiana*, *Cirsium*, *Trollius*, *Rhododendron* et *Alnus*) (Fauvel, 1875 ; Koch, 1989a). Le genre *Oreina* contient plusieurs dizaines de chrysomèles associées pour la plupart aux grandes Apiacées de la mégaphorbiaie: *Anthriscus*, *Meum*, *Angelica*, *Heracleum*, *Laserpitium*, *Peucedanum*, etc. (Lohse, 1994). La présence locale d'arbres est étayée par

⁹ Figure dupliquée en Annexe 8 (format A3)

Denticollis linearis dont la larve se développe dans le bois carié de nombreux feuillus (Leseigneur 1972 ; Koch, 1989b). L'unique taxon de milieu ouvert enregistré, *Platystethus laevis* est un coprophile des pâturages alpestres des hautes-montagnes. Il vit dans les matières fécales sèches (bovins, ovins) et dans les terriers de marmottes alpines (*Arctomys marmotta*) (Fauvel, 1875 ; Koch, 1989a). Sa présence pourrait indiquer que l'environnement comportait aussi des espaces ouverts. **Les assemblages entomologiques indiquent qu'un lac était présent dans la dépression du Laus, probablement bordé par un discret boisement de feuillus.**

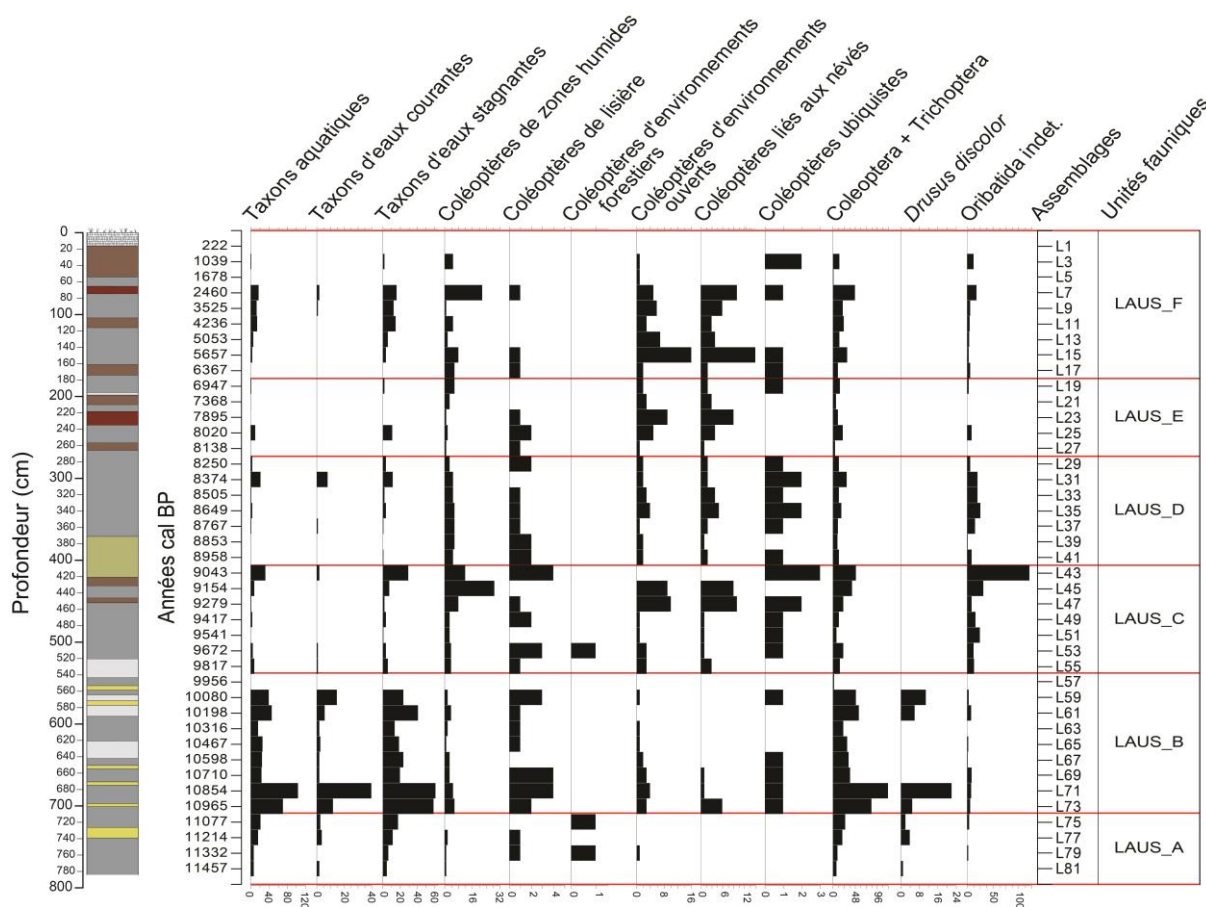


Figure 10 : Diagramme des groupes écologiques et des taxons d'Arthropodes de la tourbière du Laus et lithostratigraphie simplifiée de la carotte maître Laus 4 (légende : figure 3 p. 13). En rouge : limites des unités fauniques.

Unité faunique Laus_B (11 000 à 9 900 cal. BP) :

Il s'agit de l'unité la plus riche (figure 7), la diversité et les effectifs des taxons aquatiques augmentent. De nouveaux Coléoptères aquatiques comme *Hydroporus* sp., *Hydraena* sp., *Helophorus glacialis* et *Limnebius* cf. *truncatellus* apparaissent. *Helophorus glacialis* est un sténotope inféodé aux névés persistant au printemps et en été, il vit

principalement dans la boue formée autour des neiges fondantes (Koch, 1989a ; Angus, 1992 ; Ponel & Richoux, 1997). *Limnebius truncatellus* s'accroche aux pierres et herbes des bords des eaux froides de montagne (Koch, 1989a ; Secchi, 2000a). Les fortes abondances de Trichoptères confortent l'hypothèse lacustre associée à un régime torrentiel : tous les taxons rencontrés dans l'unité précédente sont présents mais le NMI des Trichoptères d'eaux stagnantes passe de 28 dans l'unité Laus_A à 216 dans l'unité Laus_B et le NMI de ceux liés aux eaux courantes passe de 9 à 81. Les pics de *Drusus discolor* sont par ailleurs bien corrélés à deux niveaux sableux qui marquent la prédominance d'un régime torrentiel de courte durée. Postérieurement à ces dépôts instantanés, *Drusus discolor* disparaît.

De nombreux Coléoptères de milieu humide sont régulièrement présents dans cette unité : *Amara* cf. *quenseli*, *Testediolum* cf. *jacqueti*, *Hygrogeus aemulus* et *Tachinus elongatus*. Le Staphylin *Tachinus elongatus* est une espèce à large répartition mais essentiellement montagnarde, vivant dans les mousses, les fèces et dans la litière des lieux humides (Fauvel, 1875 ; Koch, 1989a ; Assing & Schülke, 2011). Aucun taxon d'environnement réellement forestier n'est présent dans cette unité ; contrairement à des espèces de lisière comme *Oreina* sp., *Aplocnemus* sp., *Anthophagus* cf. *alpinus* ou *Omalium excavatum*. Le Staphylin *Omalium excavatum* est inattendu puisqu'il est courant dans les litières sous *Fagus sylvatica* et *Alnus viridis* (Zanetti, 1987 ; Koch, 1989a).

Des taxons d'environnements ouverts sont également notés ici : *Oulema* cf. *gallaeciana* – espèce oligophage sur Poaceae caractéristique des prairies, des landes –, *Aphodius mixtus*, *Olophrum* cf. *alpinum* et *Omalium xambeui* – espèce à tendance xérophile typique des nardaies¹⁰ subalpines et alpines et se nourrissant des fèces de divers herbivores (Zanetti, 1987). Signalons qu'*Aphodius mixtus* n'est pas un coprophage exclusif contrairement à la majorité des *Aphodius*. Il s'agit d'une espèce alticole qui se développe principalement dans la matière végétale en décomposition accumulée au niveau du sol dans les pelouses et les landes à Loiseleurietum (Paulian, 1941 ; Koch, 1989b ; Lumaret & Stiernet, 1990). **L'écosystème lacustre se maintient dans la dépression du Laus, les tributaires du lac semblent plus actifs.**

Unité faunique Laus_C (9 900 à 9 000 cal. BP) :

Un changement brutal dans la composition des assemblages fauniques caractérise cette unité. Les Trichoptères d'eaux courantes disparaissent ou se maintiennent à l'état

¹⁰ Formations végétales herbacées assez rases souvent dominée par le nard (*Nardus stricta*)

d'occurrences isolées. La diversité des taxons d'eaux stagnantes se maintient mais leurs effectifs restent toutefois faibles, excepté pour Stenophylacini cf. *Halesus* sp. à la fin de l'unité Laus_C.

En revanche, les Coléoptères se diversifient et témoignent de la mise en place de boisements sur le marais : parmi les espèces d'environnements humides, on trouve : *Carpelimus* sp., *Omalium* sp. mais aussi de nouvelles espèces dont : *Argutor diligens*, *Plateumaris discolor*, *Plateumaris sericea* et *Tetartopeus terminatus*. *Argutor diligens* vit près des mares et dans les parties humides des bois. C'est un carabique sténoèce des milieux marécageux du domaine continental (Houlbert & Monnot, 1910). *Plateumaris discolor* vit dans les zones humides d'altitude et se nourrit de Cyperaceae (dont *Carex* et *Eriophorum alpinum*) mais aussi de *Caltha palustris* (Koch, 1992 ; Bordy *et al.*, 2012). *Plateumaris sericea* est également un sténotope hygrophile pollinophage des fleurs de *Carex*, d'*Iris pseudacorus*, de *Cladium mariscus* et de *Menyanthes trifoliata* (Koch, 1992 ; Bordy *et al.*, 2012). *Tetartopeus terminatus* se rencontre dans les landes, les marais et les forêts riveraines parmi les détritiques, sur *Polytrichum* et *Sphagnum* mais également sous les feuilles de *Salix* et d'*Alnus* (Coiffait, 1982 ; Koch, 1989a). La présence d'*Alnus* est d'ailleurs suggérée par l'occurrence d'*Otiorhynchus pauxillus*, espèce sylvicole et arboricole dont l'alimentation des imagos se fait sur les feuilles d'*Alnus* (Koch, 1992).

Enfin, on peut évoquer la présence de *Gastrophysa viridula*, espèce herbivore présente dans les zones humides comme les plaines inondables, à la marge des cours d'eau, sur le sable et le gravier mais aussi au niveau des lisières des forêts ou les sous-bois. C'est un oligophage associé aux *Carex*, *Rumex* et plus rarement à *Polygonum* et *Rheum rhabarbarum* (Koch, 1992). **Pour conclure, l'ensemble des taxons observés indique que la zone humide était en plein développement, probablement sous la forme de mosaïques de végétation comprenant des landes, des mégaphorbiaies, ainsi que quelques boisements de feuillus.**

Aucune interprétation solide ne peut être avancée quant à l'abondance exceptionnelle d'Oribatidae (121 individus) observée à la fin de l'unité car leur identification n'a pas été possible au niveau spécifique. Certaines études récentes utilisent cependant cet ordre comme un marqueur paléocologique pertinent (Arroyo *et al.*, 2007 ; Chepstow-Lusty *et al.*, 2007). La concomitance de l'optimum des Oribates, des taxons d'eaux stagnantes, et du faciès d'argiles sableuses suggère qu'un changement d'hydrodynamisme a pu conditionner l'essor transitoire de ce taxon.

Unité faunique Laus_D (9 000 à 8 200 cal. BP) :

Cette unité faunique est dominée par des taxons inféodés aux zones humides et aux lisières déjà rencontrés dans les unités précédentes. Parmi les nouvelles espèces de cette unité, on peut citer le charançon *Bagous lutulentus* qui vit dans les eaux calmes des bords d'étangs et de ruisseaux. Cette espèce se nourrit exclusivement d'*Equisetum limosum* (Hoffmann, 1954 ; Koch, 1992). *Pelenomus quadrituberculatus* est une espèce hygrophile terrestre vivant sur *Polygonum lapathifolium* et *P. persicaria*, dans les lieux humides comme les bords de ruisseaux et les plaines inondables ou sur *Polygonum aviculare*, en sol sablonneux (Hoffmann, 1954 ; Koch, 1992).

La faune aquatique de cette unité reste relativement pauvre. Seul l'assemblage Laus 31 a livré une forte diversité avec des Coléoptères Dytiscidae et Hydrophilidae et des Trichoptères.

Le milieu paraît stable, comme la végétation et l'entomofaune.

Unité faunique Laus_E (8 200 à 6 750 cal. BP) :

Cette unité est caractérisée par une plus faible diversité apparente (figure 7) car peu de taxons ont pu être identifiés en raison de la dégradation des macrorestes d'Insectes. Ceci est probablement dû à des conditions taphonomiques défavorables liées à l'atterrissement du milieu. Quelques espèces aquatiques et Coléoptères inféodés aux milieux humides sont représentés par très peu d'individus, peut-être en raison de la raréfaction de ces habitats. L'hypothèse d'une évolution de la tourbière en une lande arbustive et/ou une forêt est confortée par la présence simultanée de *Malthodes* sp. – dont les imagos vivent principalement sur les buissons et les arbres (Koch, 1989b) – *Anthophagus* sp. et *Tetartopeus terminatus*. **Un atterrissement du milieu semble se produire, induisant un biais taphonomique.**

Unité faunique Laus_F (6 750 cal. BP à l'actuel) :

La faune de milieux humides est particulièrement diversifiée dans cette unité avec 16 taxons. Elle conforte l'hypothèse de l'installation définitive de la zone humide et d'un paysage proche de l'actuel. Parmi ces derniers on retrouve *Testediolum* cf. *jacqueti*, *Bagous* cf. *lutulentus*, *Tachinus elongatus* ou *Tetartopeus terminatus* mais l'assemblage s'enrichit avec l'apparition des carabiques *Nebria jockischii* et *Princidium bipunctatum pyritosum* ainsi que des Staphylins *Platysthetus nodifrons* et *Pselaphus heisei*. Les deux Carabidae vivent sous les pierres au bord des torrents, des lacs ou des prairies inondables des montagnes

(Jeannel, 1941). *Platystethus nodifrons* est un phyto-détriticole de marécage ou de lande vivant dans la boue et les limons, parmi les débris végétaux ou dans les fèces (cheval, bovins) (Koch, 1989a). *Pselaphus heisei* vit aussi dans les débris de feuilles, les débris et les mousses (*Sphagnum*) des prairies humides ou des marécages boisés d'aulnes avec une affinité particulière pour les tourbières acides (Koch, 1989b).

La réapparition de quelques taxons d'eaux stagnantes et courantes dans les assemblages Laus 7 à 15 (Coléoptères et Trichoptères) est probablement liée à la stabilisation de la Serpentine dans la tourbière. La présence simultanée de cinq Coléoptères coprophages (*Oxytelus* sp., *Aphodius* sp., *Platystethus nodifrons*, *Tachinus elongatus* et *Amidorus obscurus*), dont leur répartition est favorisée par les activités anthropiques de pâturage, peut suggérer qu'un impact humain a pu s'exercer. **Le biais taphonomique se poursuit tandis que des taxons coprophages suggèrent des activités anthropiques.**

Assemblage entomologique du lac d'Allos : un enregistrement lacunaire

Une pré-expertise menée sur les sédiments du lac d'Allos en 2012 avait révélé une pauvreté en matériel entomologique (Poher & Tchong Kim One, 2012 ; Guiter *et al.*, 2013). Les faibles occurrences d'Insectes – 13 taxons identifiés sur 15 échantillons (annexe 7) – ne permettent pas de réaliser une interprétation paléoécologique fiable. Toutefois, les occurrences de *Dasytes caeruleus* (et dans une moindre mesure celles d'*Oreina* sp. et d'*Anthophagus* sp.), entre 910 et 617 cm (9 500 à 5 000 cal. BP), sont interprétées comme la présence d'un probable couvert forestier à l'altitude du lac d'Allos ou proche du site (Guiter *et al.*, 2013). Antérieurement et postérieurement à cette phase probablement forestière, les rares taxons de milieux ouverts observés pourraient révéler un remplacement de la forêt par une prairie alpine. Cette interprétation doit être considérée avec prudence compte tenu de la pauvreté des assemblages de Coléoptères ; elles sont cependant cohérentes avec celles établies pour les assemblages de Coléoptères (plus riches) de la tourbière du Laus.

V. 3. Dynamiques des écosystèmes d'altitude dans le Haut Verdon :

Le diagramme synthétique en figure 11 présente conjointement les données polliniques et entomologiques fossiles du Laus et permet de retracer à la fois l'histoire de la végétation et des communautés d'Insectes depuis environ 11 000 ans. La cohérence des deux séquences sédimentaires (même enchaînements lithostratigraphiques et modèles d'âge indépendants) permet de croiser directement les interprétations paléoécologiques des deux proxies.

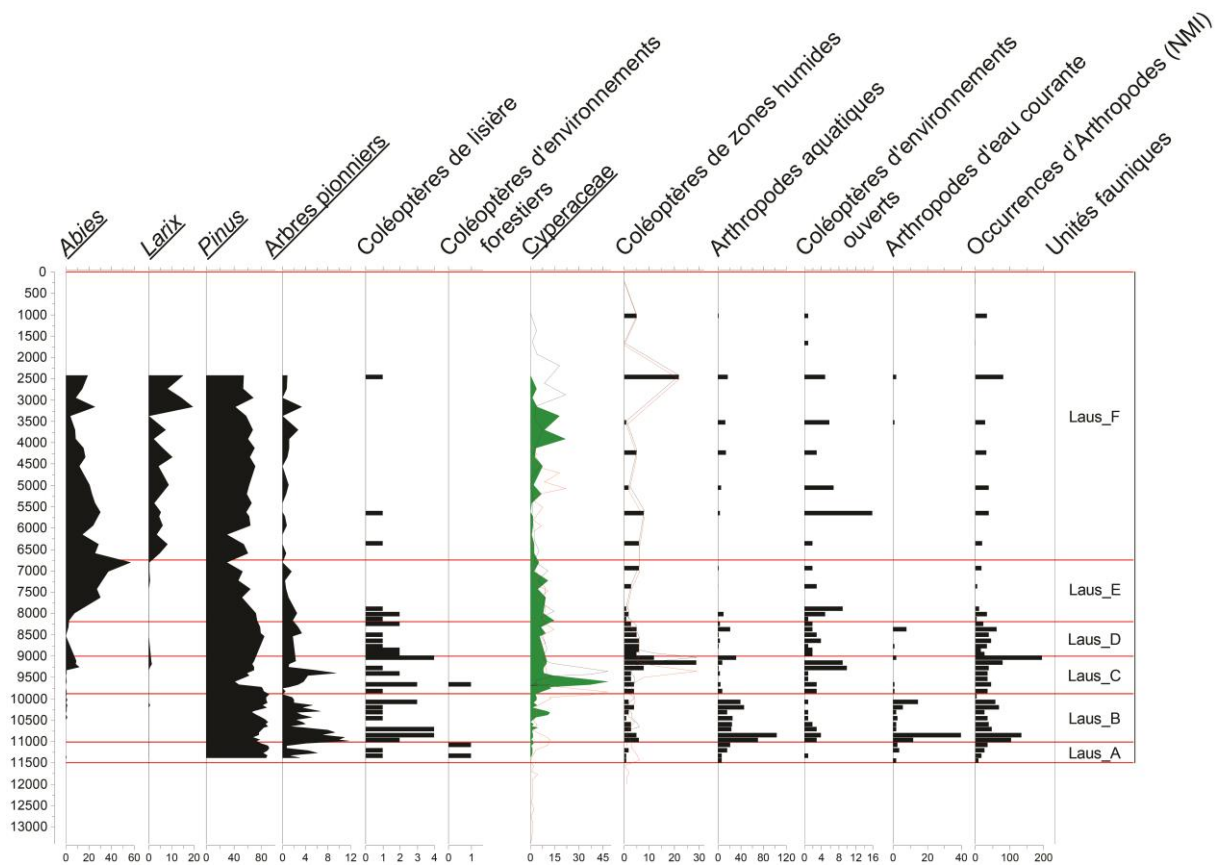


Figure 11 : Diagrammes pollinique et entomologique simplifiés de la tourbière du Laus. En rouge : limite des unités fauniques. Les silhouettes noires et rouges représentent les courbes polliniques et entomologiques recalées sur les chronologies recalculées respectivement à la marge d'erreur supérieure et inférieure des modèles âge-profondeurs. Les Arthropodes aquatiques regroupent les espèces d'eaux courantes et d'eaux stagnantes. Les courbes dont les noms sont soulignés ont été tracées à partir des données de Beaulieu (1977)

Un milieu lacustre hérité d'un retrait glaciaire tardif ?

Entre 11 400 et 10 000 cal. BP, un lac occupait certainement la dépression du Laus. Les abords étaient peuplés par des arbres pionniers¹¹ notamment de la ripisylve ; cette végétation abritait des Coléoptères de lisière (Laus_B). La présence locale d'*Alnus* et de *Salix* est attestée par des macrorestes (tableau 1). En revanche, *Pinus* (dont les taux atteignent parfois 90 %) était probablement présent à l'état isolé, disséminé sur le versant.

Un comblement rapide du lac en une tourbière :

À partir de 10 000 cal. BP, le milieu se comble rapidement et la tourbière se met en place : une végétation en mosaïques marquées par les Cypéracées notamment (Laus_C) favorise la diversification des Coléoptères hygrophiles : cette interprétation repose sur la bonne concordance entre les maxima de taxons entomologiques de milieu humide et celui des Cyperaceae autour de 9 300 cal. BP.

¹¹ Le groupe des arbres pionniers regroupe *Alnus*, *Betula*, *Juniperus* et *Salix*

L'atterrissement du milieu se poursuit, la forêt recolonise l'espace :

La persistance d'arbres pionniers et de taxons de lisières indique qu'une lande arbustive accompagnée par quelques boisements de résineux poursuit la colonisation des versants jusque vers 8 200 cal. BP. À partir de cette date, la courbe pollinique d'*Abies*, dont l'optimum (à 57 %) est daté de 6 800 cal. BP (fin de l'unité Laus_E), indique que la sapinière s'installe progressivement aux abords de la tourbière : la période couverte par l'unité Laus_E semble avoir été marquée par des conditions taphonomiques défavorables à la conservation des macrorestes fossiles. Enfin, le développement d'*Abies* est contemporain de la diminution du taux de sédimentations dès 8 000 cal. BP. Il est raisonnable de poser l'hypothèse (1) que la proximité d'une sapinière dense ait limité les apports sédimentaires dans la dépression du Laus depuis le bassin versant et (2) que ce ralentissement de sédimentation ait favorisé l'oxydation des taphocénoses (par un enfouissement trop lent). Ce biais pourrait alors expliquer l'absence de Coléoptères d'environnement forestier et la faible diversité de l'unité (figure 7).

La transition de laus_E à Laus_F voit apparaître significativement le développement de *Larix*. Ces taux enregistrés dès le début de l'unité faunique Laus_F (de l'ordre de 8 %) sont assez élevés pour l'espèce, compte tenu de la faible production et dissémination polliniques de l'espèce : cette phase marque l'installation durable d'un mélézin autour de la tourbière, mais également à l'échelle du bassin versant, au détriment de la sapinière en régression. Cette présence est également attestée par des macrorestes végétaux depuis au moins 5 200 cal. BP (tableau 1). À nouveau, l'absence de Coléoptère forestier au sein du mélézin peut être attribuée à un biais taphonomique.

Dans le même temps, le second accroissement des Cyperaceae, (synchrone au second développement des Coléoptères hygrophiles dans l'unité Laus_F) indique probablement le comblement définitif de la dépression en zone humide.

Une dégradation des paysages sous déterminisme anthropique ?

La figure 11 ne permet pas d'identifier un impact anthropique au cours des trois derniers millénaires de l'enregistrement : les données polliniques ne couvrent qu'imparfaitement cette période. Les données entomologiques du Laus peuvent en revanche être comparées à l'enregistrement pollinique du lacs d'Allos, continu sur 9 700 cal. BP (figure 8).

Ce diagramme retrace également l'expansion de la sapinière autour du lac d'Allos, avec un optimum synchrone (à la marge de 2σ près) à celui observé au Laus (7 050 cal. BP à

Allos). De même, la courbe de *Larix* démarre de façon quasi-synchrone entre les deux sites¹² (figure 8 et 11). La baisse des taux d'*Abies* postérieurement à 7 050 cal. BP indique, tout comme au Laus, le retrait de la sapinière et son remplacement par un mélézin. Se pose alors la question du rôle de l'homme dans cette dégradation du couvert forestier.

La courbe des taxons herbacés « rudéro-anthropiques »¹³ suggère qu'autour d'Allos, des activités humaines ont pu débuter vers 4 090 cal. BP. Le déclin de la courbe du pollen arboréen pourrait indiquer des épisodes de déforestations au cours du Néolithique (figure 8), sans doute en relation avec des pratiques agro-pastorales : la présence de Coléoptères coprophages dans l'unité Laus_F à partir de 5 050 cal. BP conforte cette hypothèse.

Au cours de la période romaine, (marquée par les occurrences de *Juglans* à Allos), la pression anthropique s'intensifie comme cela est montré par la diminution générale des courbes polliniques d'arbres et l'expansion de *Cerealia* (figure 8). Il est probable que la baisse de la limite supérieure des arbres ait débuté pendant cette période pour s'intensifier au XIII^{ème} siècle (678 cal. BP) comme en témoignent les plus forts taux de céréales et le minimum de la courbe PA. Pour la période historique, des photographies du lac d'Allos indiquent que jusqu'au XIX^{ème} siècle, le site est demeuré asylvatique (annexe 9). Le mélézin observé de nos jours est donc le résultat d'une recolonisation récente qui s'est faite au cours du XX^{ème} siècle (Wilhelm *et al.*, 2012).

VI. Discussion :

Notre étude a permis de retracer les différentes étapes de l'évolution des paysages à Plan du Laus et à proximité du lac d'Allos. Il faut à présent se pencher sur les « moteurs » de ces changements et évaluer notamment le rôle de la variabilité climatique holocène et de l'impact anthropique.

Une érosion des bassins versants, un comblement du lac du Laus sous contrôle climatique ?

Nos résultats ne permettent pas de préciser la chronologie de la déglaciation dans la zone d'étude ; elle est nécessairement antérieure à environ 11 500 cal. BP. Cette date conforte toutefois l'hypothèse d'une déglaciation très tardive dans la région, avec notamment présence d'un glacier pendant le Dryas récent dans la dépression du Laus (Beaulieu & Jorda, 1976 ; Jorda, 1976 ; Beaulieu 1977 ; Brisset *et al.*, soumis). Le passé lacustre de Plan du Laus entre

¹² 6 600 cal. BP à la tourbière du Laus contre 7 050 cal. BP au lac d'Allos

¹³ *Artemisia*, *Cerealia* type, *Geum*, *Rumex*, *Plantago*, *Odontites*, *Galium*, *Mentha*, *Humulus*, *Cannabis*, *Vitis*, *Urtica*

11 500 à 10 000 cal. BP est donc très certainement un héritage de cette déglaciation. Les analyses entomologiques indiquent par ailleurs que l'hydrodynamisme de ce lac était maximal pendant cette période (figure 10). De plus les apports détritiques associés (qui alimentent la dépression du Laus jusqu'à 8 000 cal. BP, voir figure 9) indiquent clairement que cette déglaciation fut rapide, mettant à nu des versants : ce n'est qu'avec le début de la recolonisation de ces derniers par la végétation que ces sédiments terrigènes allogéniques (faciès sableux, figure 3) diminuent progressivement au profit d'une production de matière organique autogénique liée à l'extension de la tourbière depuis les marges. Ces deux processus, qui ont certainement évolué en synergie, semblent cohérents avec d'autres travaux (Muller *et al.*, 2012). La synthèse de nombreux sites dans la moyenne Durance réalisée par Miramont *et al.* (2008), montre qu'au cours de la première moitié de l'Holocène, de 11 700 à 7 500 cal. BP, les versants étaient soumis à d'importants processus érosifs. Le bilan sédimentaire calculé par les auteurs montre que durant cette période, les flux hydriques étaient incapables d'évacuer le matériel érodé : les sédiments se sont accumulés sous forme de dépôts grossiers depuis l'aval vers l'amont des bassins versants. Si l'on considère l'importance dans le paysage du « paléo-cône » de déjection qui s'est formé à Plan du Laus ainsi que la taille du bassin versant drainé (figure 1), on peut raisonnablement penser que les apports érosifs allochtones ont eu un rôle majeur dans l'atterrissement du lac.

Se pose alors la question délicate d'un forçage climatique à l'origine de cette érosion massive. D'autres proxies paléoenvironnementaux provenant de lacs méditerranéens, indiquent en effet une période d'humidité importante de 14 500 à 7 000 cal. BP (Sandy & Digerfeldt, 1993 ; Digerfelt *et al.*, 1997 ; Bruneton *et al.*, 2001 ; Magny *et al.*, 2002). D'après cette hypothèse, les faciès sableux survenant ponctuellement de 783 à 371 cm au Laus (figure 3), pourraient être attribués à des épisodes orageux de forte intensité et constituer des dépôts « instantanés ». Notre étude ne permet pas de l'affirmer avec assurance, compte tenu du faible nombre de dates pour estimer la durée de ces « événements » ou de ces phases.

Guiot *et al.* (1999) propose que ces hauts niveaux lacustres au début de l'Holocène soient principalement liés à une évaporation plus faible, plutôt qu'une augmentation généralisée des précipitations. Une reconstruction paléoclimatique sur nos données permettrait de tester le synchronisme de ces événements humides avec les dépôts terrigènes. Cependant, la méthode du *Mutual Climatic Range (MCR)*, reconstruisant la température moyenne du mois le plus chaud de l'été et l'amplitude thermique annuelle (Atkinson *et al.*, 1987), n'est pas réalisable à partir des assemblages entomologiques de la tourbière du Laus. Leur composition est principalement liée aux contraintes locales du biotope (tourbière acide, milieux de montagne,

persistance de névés, etc.) qu'à un réel déterminisme climatique strict. De plus, les biais taphonomiques à partir de 8 200 cal. BP rendent l'archive inadaptée à cette méthode.

Il est néanmoins probable que le caractère contrasté, la saisonnalité marquée du climat de cette partie des alpes « méditerranéennes » aient joué un rôle significatif dans le comblement rapide du lac au début de l'Holocène. Cette période de réchauffement climatique rapide correspond également à l'implantation d'arbres pionniers (présence locale de *Salix*, *Alnus* et *Rhododendron/Vaccinium* au cours de cette période, voir tableau 1) sous forme de quelques boisements de ripisylve, associés à une mosaïque de végétation comprenant des mégaphorbiaies et des landes. Ce type de dynamique s'observe à l'échelle des Alpes (Wick *et al.*, 2003 ; Finsinger & Tinner, 2007 ; Moe *et al.*, 2007 ; Ponel *et al.*, 2011 ; Berthel *et al.*, 2012 ; Muller *et al.*, 2012 ; Breitenlechner *et al.*, 2013), mais elle semble plus précoce au Plan du Laus : Muller *et al.* (2012) ont mis en évidence l'existence d'un synchronisme entre le comblement progressif de quinze sites alpins depuis 8 000 cal. BP qui correspond également à des changements paléohydrologiques (Digerfeldt *et al.*, 1997 ; Magny *et al.*, 2002) et à une augmentation des taux de sédimentation dans les Alpes du sud (Miramont *et al.*, 2008). L'augmentation des conditions d'humidité vers 8 200 cal BP en Europe (Blunier *et al.*, 1995 ; Alley *et al.*, 1997), est synchronique avec le début de la courbe pollinique d'*Abies* au Plan du Laus et au lac d'Allos. Ces changements paléohydrologiques ont donc certainement favorisé les dynamiques forestières. Le maximum d'*Abies* à 7 000 cal. BP est également synchronique avec un arrêt de sédimentation dans les Alpes du sud. Au Plan du Laus, la précocité du comblement du lac (10 000 cal. BP) semble principalement imputable à des processus érosifs locaux, qui se manifestent également dans la région dès 11 700 cal. BP (Miramont *et al.*, 2008).

Une limite supérieure des forêts à préciser ?

La comparaison des unités fauniques avec les données palynologiques révèle qu'à partir d'environ 10 000 cal. BP, des arbres pionniers (*Salix*, *Alnus* et *Rhododendron/Vaccinium*) se développent dans un paysage organisé en mosaïques avec des mégaphorbiaies. Ce n'est qu'à partir de 8 200 cal. BP que la sapinière colonise les alentours de la tourbière du Laus et du Lac d'Allos. Cependant, le biais taphonomique à partir de cette période ne permet aucune interprétation quant à la physionomie, et le degré d'ouverture de cet environnement forestier à partir des données paléoentomologiques seules. La limite supérieure des arbres constitue un écotone difficile à reconstruire à partir d'un seul proxy. Le problème de la dispersion pollinique sur de longues distances notamment est récurrent dans les milieux d'altitudes non

boisées (Andrieu *et al.*, 1987 ; David, 1993 ; Ortu *et al.*, 2005, 2006 ; Court-Picon *et al.*, 2006). Un long débat sur la recolonisation postglaciaire par *Abies* a été mené en Europe (Tinner & Lotter, 2006) : des décalages de migration, liés notamment aux barrières géographiques, aux zones refuges (Liepelt *et al.*, 2009), à l'hétérogénéité climatique dans l'arc alpin ou encore les disparités dans l'anthropisation du massif ont été les facteurs structurants de la mise en place, puis du déclin de la sapinière en montagne. Cependant, le développement de la sapinière enregistré dans notre étude est relativement synchrone avec les données disponibles dans les Alpes du sud (Muller *et al.*, 2006). Enfin, la diminution des taux de sédimentation (à partir de 7 800 cal BP) quasi synchrone avec le maximum d'*Abies* à 7 000 cal. BP, conforte l'hypothèse d'une mise en place d'un couvert forestier sur les bassins versants et de la stabilisation des sols qui en résulte. Cette période est également caractérisée par le développement local de boisements de *Larix* à partir de 6 800 cal. BP. Si la présence locale de pin (*Pinus sylvestris* / *Pinus uncinata*) entre 7 800 et 8 000 cal. BP (tableau 1) laisse supposer que des peuplements isolés de *Pinus* ont vécu dans la région, aucun macroreste n'atteste la mise en place d'une cembraie. Cependant les faibles taux de *Larix* sont très significatifs et témoignent de la présence locale de mélézin. Ce mélézin a pu être favorisé par les activités pastorales : l'ouverture de la sapinière avantage le développement d'arbres héliophiles (*Larix*, *Juniperus*, *Betula*, *Alnus*) (Court-Picon, 2007). L'impact anthropique depuis de la période romaine ne peut pas être précisé sur la seule base de Coléoptères coprophages et sur l'analyse pollinique en cours au lac d'Allos. Toutefois l'usage du territoire pour des activités agropastorales est signalé dans cette région des Alpes ; d'abord discret à partir de l'âge du Bronze, puis intensif à la période médiévale (Leveau & Seggard, 2004 ; Mocchi *et al.*, 2005, 2008).

VII. Conclusion et perspectives :

Les résultats présentés dans ce mémoire soulèvent la question de la mise en pratique de la multidisciplinarité et des analyses multi-sites. Cette question est d'autant plus cruciale en paléoécologie, puisqu'elle repose sur l'étude de données indirectes. Toutefois, par le croisement de celles-ci, il est possible de pallier les manques de chacun des proxies, à condition que l'archive qui les contient soit favorable : là est le problème récurrent.

C'est donc par la comparaison intersites et des approches croisées que cette limite peut être contournée, tout en prenant compte des différences entre les sites eux-mêmes. Ainsi la

comparaison d'une archive palustre avec des profils lacustres, au-delà du problème de la continuité chronologique des enregistrements, suppose de tenir compte :

- 1) des modalités différentes de piégeage des fossiles,
- 2) de la surface du piège lui-même (c.-à.-d. tourbière ou lac),
- 3) de leurs connections sédimentaires avec le bassin versant, conditionnées pour partie par la couverture végétale environnante.

Ce dernier point est bien illustré à Plan du Laus : au début de l'histoire du site, la mise en place du lac s'accompagnait d'apports terrigènes significatifs et donc, d'un enfouissement rapide des taphocénoses. Puis à mesure de la « reconquête forestière » des versants, ce détritisme a diminué. Enfin, une végétation herbacée hygrophile a contribué au comblement définitif de la dépression et une dégradation de l'information paléontomologique dans l'archive « oxydée » s'en est suivi.

La comparaison avec les archives lacustres d'Allos a permis d'inférer des hypothèses quant aux modalités de dégradation du couvert forestier de l'ensemble de la vallée pour la fin de l'Holocène. Cependant, aucune entomofaune fossile n'a pu être exploitée à Allos : ce point illustre les limites de l'archive lacustre pour ce marqueur. Ainsi, les comparaisons entre les données intra- et inter-sites ont permis de recomposer plusieurs facettes de l'histoire des paysages de la haute vallée du Verdon, par la complémentarité à la fois des proxies et des archives sédimentaires.

Suivant la même approche, la poursuite des analyses paléontomologiques en intégrant les Chironomides fossiles pourrait fournir des informations plus détaillées sur les dynamiques passées de l'écosystème lacustre au Laus (notamment sa productivité, son niveau trophique) et sur les changements paléoenvironnementaux en général (paléoclimat).

La poursuite des analyses polliniques en haute résolution temporelle de l'enregistrement lacustre d'Allos permettra de retracer en détail les dynamiques de végétation autour du site (et à l'échelle régionale) sur les douze derniers millénaires : un effort d'analyse doit être mené pour la période subatlantique afin de mieux reconstruire l'impact anthropique depuis l'époque romaine jusqu'aux défrichements du XIX^{ème} siècle.

Enfin, les analyses géochimiques des éléments (annexe 1) au Plan du Laus sont envisagées (sur les U-Channels) afin (1) de déterminer les sources principales de matière terrigène contenue dans les sédiments, (2) d'évaluer les conditions climatiques passées par l'analyse des silicates biogéniques et (3) de comprendre les modalités de dégradation des sols du bassin versant du Haut Verdon.

Références bibliographiques :

- Alley R. B., Mayewski P. A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K. C. & Clark P. U., 1997. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, **25**, 483-486.
- Andrieu V., Beaulieu de J. L., Ponel P. & Reille M., 1997. Les distorsions de l'enregistrement pollinique de l'histoire de la végétation du dernier cycle climatique : exemples de séquences lacustres du Sud de la France. *Geobios*, **21**, 195-202.
- Angus R., 1992. *Insecta Coleoptera Hydrophilidae Helophorinae*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, **20**, 144 pp.
- Argant J. & Argant A., 2000. Mise en évidence de l'occupation ancienne d'un site d'altitude : analyse pollinique du lac du Lauzon (Drôme). In: *Les Paléoalpins*. Hommage à Pierre Bintz (Tillet T,Dir.), Géologie Alpine, mémoire HS, **31**, 61-71.
- Arroyo J., Riva-Caballero de la A., Iturrondobeitia J. C., Bermúdez de Castro J. M., Carbonell E., Arsuaga J. L. & Díez C., 2007. Primera aproximación a la paleoentomología de los yacimientos de la sierra de atapuerca (Burgos, España): la fauna subfósil de Oribátidos (Acari, Oribatida). *Graellsia*, **63** (1), 27-34.
- Assing V. & Schülke M., 2011. *Freude-Harde-Lohse-Klausnitzer-Die Käfer Mitteleuropas, Band 4, Staphylinidae I, Zweite neubearbeitete Auflage*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, **I-XII**, 560 pp.
- Atkinson T. C., Briffa K. R. & Coope G. R., 1987. Seasonal temperatures in Britain during the past 22,000 years reconstructed using beetle remains. *Nature*, **325**, 587-592.
- Auber L., 1976a. *Atlas des Coléoptères de France, Belgique, Suisse, Tome I Généralité – Carabes – Staphylins – Dytiques – Scarabées*. Quatrième édition, Société Nouvelle des Editions Boubée, 250pp.
- Auber L., 1976b. *Atlas des Coléoptères de France, Belgique, Suisse, Tome II Ténébrions – Taupins – Buprestes – Coccinelles – Longicornes – Chrysomèles – Charançons*. Quatrième édition, Société Nouvelle des Editions Boubée, 272pp.
- Beaulieu de J. L., & Jorda M., 1976. Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes de Haute-Provence. Le glacier de la Blanche, Trois évêchés. *Bulletin de l'Association Française de l'Etude du Quaternaire*, **3**, 3-15.
- Beaulieu de J. L., 1977. *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et Holocène de la végétation des Alpes Méridionales françaises*. Thèse, Université Aix Marseille III, 358 pp.
- Berthel N., Schwörer C. & Tinner W., 2012. Impact of Holocene climate changes on alpine and treeline vegetation at Sanetsch Pass, Bernese Alps, Switzerland. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **174**, 91-100.
- Beug H.J., 1982. Vegetation history and climatic changes in central and southern Europe. In Harding, A.F. (ed.), *Climatic Change in Later Prehistory*. Edinburgh University Press, 85-102.
- Blaauw M., 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, **5**, 512-518.
- Blunier T., Chappellaz J., Schwander J., Stauffer B. & Raynaud D., 1995. Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature*, **374**, 46-49.

- Bordy B., Doguet S. & Debreuil M., 2012. *Les Donaciinae de France*. Rutilans & Magellanes, 92pp.
- Breitenlechner E., Goldenberg G., Lutz J. & Oeggl K., 2013. The impact of prehistoric mining activities on the environment: a multidisciplinary study at the fen Schwarzenbergmoos (Brixlegg, Tyrol, Austria). *Vegetation History and Archaeobotany*, **22** (4), 351-366.
- Brisset E., Guiter F., Miramont C., Delhon C., Arnaud F., Disnar J. R., Poulenard J., Anthony E., Meunier J. D., Wilhelm B. & Pailles C., 2012. Approche multidisciplinaire d'une séquence lacustre Holocène dans les Alpes du Sud au lac Petit (Mercantour, alt. 2200 m, France) : histoire d'un géosystème dégradé. *Quaternary*, **23**, (4), 309-319.
- Brisset E., Miramont C., Guiter F., Arnaud F., Anthony E., Delhon C., Guibal F., Cartier R. & Poher Y., soumis. Données nouvelles sur la chronologie de la déglaciation dans la vallée du Haut-Verdon (Alpes françaises du Sud). *Quaternaire*.
- Bruneton H., Miramont C. & Andrieu-Ponel V., 2001. Deux enregistrements morphosédimentaires des rythmes climatiques en domaine méditerranéen du Tardiglaciaire à l'Atlantique (bassin du Saignon, Alpes du Sud, Marais des Baux, Basse Provence). *Quaternaire*, **12** (1, 2), 109-125.
- Chepstow-Lusty A. J., Frogley M. R., Bauer B. S., Leng M. J., Cundy A. B., Boessenkool K. P. & Gioda A., 2007. Evaluating socio-economic change in the Andes using oribatid mite abundances as indicators of domestic animal densities. *Journal of Archaeological Science*, **34**, 1178-1186.
- Coiffait H., 1982. Sous famille Paederinae Tribu Paederini 1 (Paederi, Lathrobii). Coléoptères Staphylinidae de la région Paléarctique Occidentale IV, *Publication de la Nouvelle Revue d'Entomologie*, **7**, 440pp.
- Coope G. R., 1978. Constancy of insect species versus inconstancy of Quaternary environments. In L. A. Mound & N. Waloff (eds.) *Diversity of insect faunas*, 176-187. (Symposia of the Royal Entomological Society of London, 9) Blackwell, Oxford.
- Coope G.R., 1986. Coleoptera analysis. In: B.E. Berglund (ed) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, Wiley & Sons, Chichester, 703-713.
- Coope G. R., Gibbard P. L., Hall A. R., Preece R. C., Robinson J. E. & Sutcliffe A. J., 1997. Climatic and environmental reconstructions based on fossil assemblages from middle devensian (Weichselian) deposits of the river Thames at south kensington, central London, UK. *Quaternary Science Reviews*, **16** (10), 1163-1195.
- Court-Picon M., Buttler A. & Beaulieu de J. L., 2006. Modern pollen/vegetation/land-use relationships in mountain environments: An exemple from the Champsaur valley (French Alps). *Vegetation History and Archaeobotany*, **15**, 151-168.
- Court-Picon M., 2007. *Mise en place du paysage dans un milieu de moyenne et haute montagne du tardiglaciaire à l'époque actuelle*. Thèse de Doctorat, Université de Franche-Comté, Besançon, France, 723pp.
- Croudace I.W., Rindby A. & Rothwell R.G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society*, London, Special Publication, **267**, 51-63.
- David F., 1993. *Évolutions de la limite supérieure des arbres dans les Alpes françaises du Nord depuis la fin des temps glaciaires*. Thèse de Doctorat en Sciences, Université d'Aix-Marseille III, 94pp.

- David F., 1997. Holocene tree limit history in the northern French Alps stomata and pollen evidence. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **97** (3, 4), 227-237.
- Digerfeldt G., Beaulieu de J. L., Guiot J. & Monthon J., 1997. Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint-Léger, Haute-Provence southeast France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **136**, 231-258.
- Elias S. A., 2007. Beetle records, Overview. *Encyclopedia of Quaternary Science*, **1**, 153-163.
- Faegri K. & Iversen J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. New York, John Wiley & Sons, 328pp.
- Fauvel A., 1875. *Faune Gallo-Rhénane, Coléoptères Tome troisième*. Imprimerie de F. Le Blanc-Hardel, 738pp.
- Finsinger W. & Tinner W., 2007. Pollen and plant macrofossils at Lac de Fully (2 135 m a.s.l.): Holocene forest dynamics on a highland plateau in the Valais, Switzerland. *The Holocene*, **17** (8), 1119-1127.
- Francus P., Lamb H., Nakagawa T., Marshall M., Brown E. & Suigetsu 2006 Project Members, 2009. The potential of high-resolution X-ray fluorescence core scanning: Applications in paleolimnology. *Science Highlights: Paleolimnology. PAGES news*, **17** (3), 93-96.
- Freude H., Harde K. W., Lohse G. A., 1966. *Die Käfer Mitteleuropas Bd 9. Phytophaga (Cerambycidae, Chrysomelidae)*. Goeche & Evers Krefeld, 299pp.
- Frontier S., 1983. *L'échantillonnage de la diversité spécifique*. In *Stratégie d'échantillonnage en écologie*, Frontier et Masson édit., Paris (Coll. D'Ecologie), **XVIII**, 494 pp.
- Hoffmann A., 1954. *Faune de France n°59, Coléoptères Curculionides 2^{ème} partie*. Fédération Française des Sociétés de Sciences Naturelles, 487-1208pp.
- Hoffmann A., 1958. *Faune de France n°62, Coléoptères Curculionides 3^{ème} partie*. Fédération Française des Sociétés de Sciences Naturelles, 1209-1839pp.
- Houlbert C. & Monnot E., 1910. *Faune Entomologique Armoricaine, Coléoptères Géocarabiques*. Rennes, imprimerie Fr. Simon, successeur de A. Le Roy. 328pp.
- Goeury C., Beaulieu de J. L., 1979. A propos de la concentration du pollen à l'aide de la liqueur de Thoulet dans les sédiments minéraux. *Pollen et Spores*, **21** (1-2), 239-251.
- Gottfried M., Pauli H., Futschik A., Akhalkasti M., Barančok P., Luis J., Alonso B., Coldea G., Dick J., Erschbamer B., Calzado M., Kazakis G., Krajči J., Larsson P., Mallaum M., Michels O., Moiseev D., Moiseev M., Molau U., Merzouki A., Nagy L., Nakhutsrishvili G., Pedersen B., Pelino G., Puscas M., Rossi G., Stanisci G., Theurillat J. P., Tomasselli M., Villar L., Vittoz P., Vogiatzakis I. & Grabherr G., 2012. Continent-wide response of mountain vegetation to climate change. *Nature Climate Change*, **1329**, 1-31.
- Grabherr G., Gottfried M. & Pauli H., 2010. Climate Change Impacts in Alpine Environments. *Geography Compass* (Blackwell Publishing), **4**, 1133-1153.
- Grall J. & Hily C., 2003. *Traitement des données stationnelles (faune)*. REBENT Réseau benthique, 10pp.
- Grimm, E. C., 1987. CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*, **13**, 13-35.

- Gruza V. V. & Romanovskiy S. I., 1975. The principle of actualism and logic in understanding the geologic past. *International Geology Review*, **17** (2), 167-174.
- Guignot F., 1947. *Coléoptères Hydrocanthares, Faune de France 48*. Lechevalier, Paris, 288 pp.
- Guiot J., Beaulieu de J. L., Bégeot C., Bossuet G., Brugiapaglia E., Carcaillet C., Cheddari R., Edouard J. L., Gachet S., Gabdin C., Guibal F., Jolly D., Keller T., Magny M., Nakagawa T., Nicault A., Ponel P., Rathgeber C., Schoellammer P., Richard H., Roche P., Ruffaldi P. & Talon B., 1999. *Variations depuis 10000 ans de la répartition et de la productivité des forêts d'altitude dans les Alpes et le Jura et simulation des changements futurs*. Article issu du projet PEVS-SEAH / facteurs historiques (non publié), 21pp.
- Guitier F., Andrieu-Ponel V., Beaulieu de J. L., Ponel P., Nicoud G. & Blavoux B., 2005. Impact anthropique sur la végétation de la région d'Evian depuis le Néolithique moyen : l'enregistrement pollinique de la Beunaz (971 m n.g.f., Haute-Savoie, France). *C. R. Biologies*, **328**, 661-673.
- Guitier F., Miramont C., Brisset E., Cartier R., Delhon C., Poher Y. & Ponel P., 2013. *Etude de l'usage et de l'occupation du sol du territoire Mercantour, Rapport Final Lot 1 – Taches 1 et 2*. Institut Méditerranéen de Biodiversité et d'Ecologie, 141pp.
- Jacobson G. L. & Bradshaw R. H. W., 1981. The Selection of Sites for Paleovegetational Studies. *Quaternary research*, **16**, 80-96.
- Jeannel R., 1941. *Faune de France, Coléoptères Carabiques*. Fédération Française des Sociétés de Sciences Naturelles, Office Central de Faunistique, 571pp.
- Jorda M., 1976. La région du Lac d'Allos (Alpes-de-Haute-Provence). Carte géomorphologique 1/20 000^e. In: *Méditerranée*, Deuxième série, **26**, 49-62.
- Juggins S., 2012. The rioja package: Analysis of Quaternary Science Data, R package, version 0.7-3. [**On-line:** <http://cran.r-project.org/package=rioja>].
- Kharbouch M. & Gauthier A., 2000. Nouvelles analyses polliniques dans la région de la Vallée des Merveilles. Etude du lac Long Supérieur (Tende, Alpes-Maritimes). In: *Quaternary*, **11** (3-4), 243-256.
- Koch K., 1989a. *Die Käfer Mitteleuropas, Ökologie 1*. Goecke & Evers, Krefeld, 440pp.
- Koch K., 1989b. *Die Käfer Mitteleuropas, Ökologie 2*. Goecke & Evers, Krefeld, 382pp.
- Koch K., 1992. *Die Käfer Mitteleuropas, Ökologie 3*. Goecke & Evers, Krefeld, 389pp.
- Laboissière V., 1934. *Galerucinae de la faune Française*. Annales de la société entomologique de France, 108pp.
- Lemdahl G., 1990. Water-surfaces as insect traps and some consequences for palaeoentomology. *Quaternary Newsletter*, **62**, 26-29.
- Lemdahl G., 2000. Lateglacial and Early Holocene insect assemblages from sites at different altitudes in the Swiss Alps—implications on climate and environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **159**, 293-312.
- Lepneva S. G., 1964. *Fauna of the U.S.S.R. Trichoptera, Larvae and Pupae of Annulipalpia*. Zoological Institute of the Academy of Sciences of the USSR. Volume II No. 1. 638pp.

- Lepneva S. G., 1971. *Fauna of the U.S.S.R. Trichoptera, Larvae and Pupae of Intergralpia*. Zoological Institute of the Academy of Science of the USSR. Volume II No.2 . 700pp.
- Leseigneur L., 1972. *Coléoptères Elateridae de la Faune de France*. Bulletin Mensuel de la Société Linnéenne de Lyon, Suppl., 379pp.
- Leveau P. & Segard M., 2004. L'occupation de la haute montagne dans les Alpes du sud à l'époque romaine, premiers résultats d'une recherche dans les Hautes-Alpes (Buech, Champsaur, Briançonnais). *Bulletin d'études préhistoriques et archéologiques alpines*, Société Valdôtaine de Préhistoire et d'Archéologie, **15**, 229-242.
- Liepelt S., Rachid C., Beaulieu de J. L., Fady B., Gömöru D., Hussendörfer E., Konnerth M., Litt T., Longauer R., Ruth T. B. & Ziegenhagen B., 2009. Postglacial range expansion and its genetic imprints in *Abies alba* (Mill.) – A synthesis from palaeobotanic and genetic data. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **153**, 139-149.
- Lohse G. A., 1994. *Die Käfer Mitteleuropas*, 3. Supplementband mit katalogteil. Goecke & Evers Krefeld, 403pp.
- Lumaret J. P. & Stiernet N., 1990. Inventaire et distribution des Scarabéides coprophages dans le Massif de la Vanoise. *Travaux Scientifiques du Parc National de la Vanoise*, **17**, 193-228.
- Magny M., Miramont C. & Sivan O., 2002. Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **186**, 47-59.
- Majka C. G., Klimaszewski J., 2008. Introduced Staphylinidae (Coleoptera) in the Maritime Provinces of Canada. *The Canadian Entomologist*, **140**, 48-72.
- Miramont C., Boutterin C., Sivan O., Bruneton H. & Mantran M., 2008. Grandes séquences et principales ruptures morphogéniques en Haute Provence : les complexes sédimentaires des petits organismes torrentiels de moyenne Durance. *Collection EDYTEM, Cahiers de Paléoenvironnement*, **6**, 145-154.
- Mocci F., Tzortzis S., Palet-Martinez J., Segard M. & Walsh K., 2005. Peuplement, pastoralisme et modes d'exploitation de la moyenne et haute montagne depuis la Préhistoire dans le Parc national des Ecrins (vallée du haut Champsaur et de Freissinières, Hautes-Alpes). In A. Bouet & F. Verdin (eds.), *Territoires et paysages de l'âge du fer au Moyen Âge : Mélanges offerts à Philippe Leveau*. Ausonius, Bordeaux, 197-212.
- Mocci F., Walsh K., Richer S., Court-Picon M., Talon B., Tzortzis S., Palet-Martinez J. & Bressy C., 2008. Archéologie et paléoenvironnement dans les Alpes méridionales françaises : Hauts massifs de l'argentiérois, du Champsaur et de l'Ubaye, Hautes-Alpes et Alpes-de-Haute-Provence, Néolithique final - début de l'Antiquité. *Collection EDYTEM. Cahiers de Paléoenvironnement*, **6**, 253-272.
- Moe D., Fedele F. G., Maude A. E. & Kvamme M., 2007. Vegetational changes and human presence in the low-alpine and subalpine zone in Val Febbraro, upper Valle di Spluga (Italian central Alps), from the Neolithic to the Roman period. *Vegetation History and Archaeobotany*, **16** (6), 431-451.
- Muller S. D., Miramont C., Bruneton H., Carré M., Sottocornola M., Court-Picon M., Beaulieu de J. L., Nakagawa T. & Schevin P., 2012. A palaeoecological perspective for the conservation and restoration of wetland plant communities in the central French Alps, with particular emphasis on alder carr vegetation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **171**, 124-139.

- Nakagawa T., 1998. *Études palynologiques dans les Alpes françaises centrales et méridionales : histoire de la végétation Tardiglaciaire et Holocène*. Thèse de Doctorat en Sciences, Université d'Aix-Marseille III, 206pp.
- Nakagawa T., Edouard J. L. & Beaulieu de J. L., 2000. A scanning electron microscopy (SEM) study of sediments from Lake Cristol, southern French Alps, with special reference to the identification of *Pinus cembra* and other Alpine *Pinus* species based on SEM pollen morphology. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **108**, 1-15.
- Nilsson A.N., Holmen M., 1995. *The aquatic Adephaga (Coleoptera) of Fennoscandia and Denmark, II. Dytiscidae, Fauna Entomologica Scandinavica 32*. Brill, Scandinavian Science Press, Leiden-Copenhagen, 192 pp.
- Ortu E., David F. & Caramiello R., 2003. Rôle de l'homme dans l'histoire de la végétation de la vallée Ellero (Alpes maritimes, Italie). *C. R. Biologies*, **326**, 631-637.
- Ortu E., David F. & Caramiello R., 2005. Effet des paramètres locaux sur le développement de la végétation dans le Vallon de St. Anna di Vinadio (Alpes Maritimes; Italie). *Ecoscience*, **12** (1), 122-135.
- Ortu E., Brewer S. & Peyron O., 2006. Pollen-inferred palaeoclimate reconstructions in mountain areas: problems and perspectives. *Journal of Quaternary Science*, **21** (6), 615-627.
- Ortu E., Peyron O., Bordon A., Beaulieu de J. L., Siniscalco C. & Caramiello R., 2008. Lateglacial and Holocene climate oscillations in the South-western Alps: An attempt at quantitative reconstruction. *Quaternary international*, **190**, 71-88.
- Paulian R., 1941. *Faune de France, Coléoptères Scarabéides*. Fédération Française des Sociétés de Sciences Naturelles, Office Central de Faunistique, **38**, 239pp.
- Paulian R. & Baraud J., 1982. *Lucanoidea et Scarabaeoidea*. Faune des Coléoptères de France II, Encyclopédie Entomologique XLIII, Paris: Lechevalier, 477pp.
- Petitpierre E., 2000. *Fauna Iberica, Vol. 13 Coleoptera Chrysomelidae I*. Museo Nacional de Ciencias Naturales Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 521pp.
- Pielou E. C., 1966. The measurement of diversity in different types of biological collections. *Journal of Theoretical Biology*, **13**, 131-144.
- Pohér Y. & Tchong Kim One T., 2012. *Reconstruction paléoécologique pluridisciplinaire sur deux sites alpins : études préliminaires*. Mémoire de projet, Master BIOECO, IMBE, 17pp.
- Ponel P., 1989. Première contribution paléontologique à la connaissance de l'évolution climatique lors de la sortie du dernier glaciaire en France. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **307** (3), 149-155.
- Ponel P., Beaulieu de J. L. & Tobolski K., 1992. Holocene palaeoenvironments at the timberline in the Taillefer Massif, French Alps: a study of pollen, plant macrofossils and fossil insects. *The Holocene*, **2**, 117-130.
- Ponel P. & Richoux P., 1997. Difficultés d'interprétation des assemblages de Coléoptères fossiles Quaternaires en milieu d'altitude. *Geobios*, **21**, 213-219.
- Ponel P., Andrieu-Ponel V., Parchoux F., Juhasz I. & Beaulieu de J. L., 2001. Late-glacial and Holocene high-altitude environmental changes in Vallée des Merveilles (Alpes-Maritimes, France): insect evidence. *Journal of Quaternary Science*, **16** (8), 795-812.

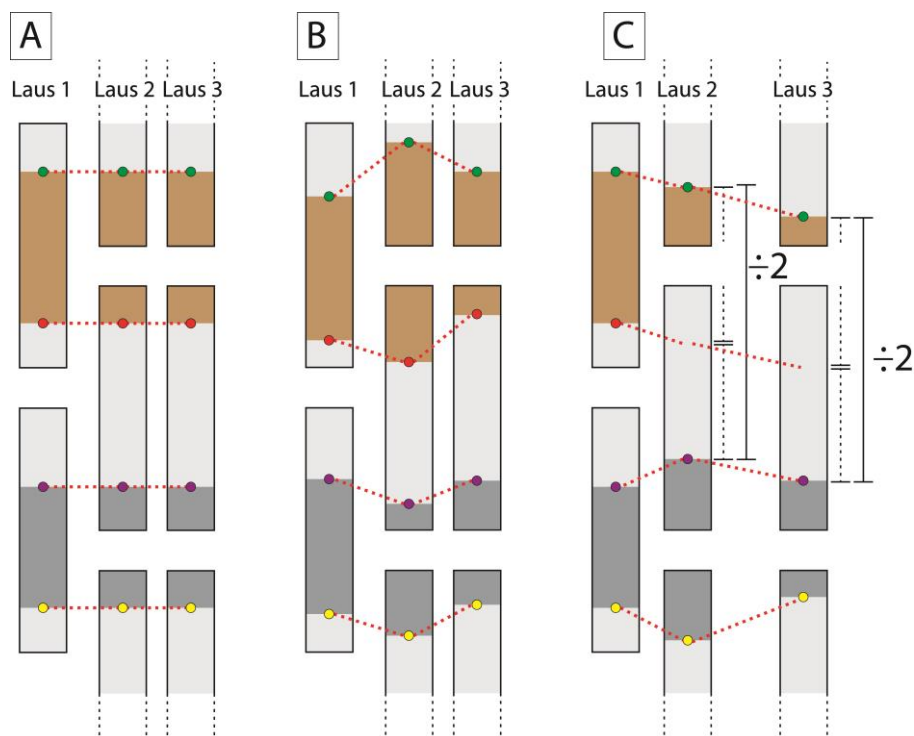
- Ponel P., Court-Picon M., Badura M., Guiter F., Beaulieu de J. C., Andrieu-Ponel V., Djamali M., Leydet M., Gandouin E. & Buttler A., 2011. Holocene history of Lac des Lauzons (2180 m a.s.l.), reconstructed from multiproxy analyses of Coleoptera, plant macroremains and pollen (Hautes-Alpes, France). *The Holocene*, **21** (4), 565-582.
- Reille M., 1999. *Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Marseille, Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie. Seconde édition. 535pp.
- Salomon J. N., 2007. Cônes d'éboulis, de déjection, glacis et piémonts : Essai de définitions. *Etudes de Géographie Physique*, **34**, 53-67.
- Sandy P. H. & Digerfeldt G., 1993. European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*, **12** (4), 233-248.
- Schomann A., Afflerbach K. & Betz O., 2008. Predatory behaviour of some Central European pselaphine beetles (Coleoptera: Staphylinidae: Pselaphinae) with descriptions of relevant morphological features of their heads. *Eur. J. Entomol.*, **105**, 889-907.
- Sechhi F., 2000a. *Coleoptera Hydraenidae de France et de Corse*. Rebréchien (Loiret), 19pp.
- Sechhi F., 2000b. *Coleoptera Hydrophilidae de France et de Corse*. Rebréchien (Loiret), 44pp.
- Shannon C. E., 1948. A Mathematical Theory of Communication. *The Bell System Technical Journal*, **27**, 379-423, 623-656.
- Shannon C. E. & Weaver W., 1964. *The Mathematical Theory of Communication*. University of Illinois Press, Urbana. 125pp.
- Tessier L., Beaulieu de J. L., Coûteaux M., Edouard J. L., Ponel P., Rolando C., Thomas A., Thion M. & Tobolski K., 1993. Holocene palaeoenvironment at the timberline in the Alps (Taillefer Massif, French Alps): a multidisciplinary approach. *Boreas*, **22**, 244-254.
- Tinner W. & Lotter A., 2006. Holocene expansions of *Fagus silvatica* and *Abies alba* in Central Europe: where are we after eight decades of debate? *Quaternary Science Reviews*, **25**, 526-549.
- Wick L., Leeuwen van J. F. N., Knaap van der W. O. & Lotter A. F., 2003. Holocene vegetation development in the catchment of Sägistalsee (1935 m asl), a small lake in the Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology*, **30** (3), 261-272.
- Wilhelm B., Arnaud F., Sabatier P., Crouzet C., Brisset E., Chaumillon E., Disnar J. R., Guiter F., Malet E., Reyss J. L., Tachikawa K., Bard E. & Delannoy J. J., 2012. 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research*, **78**, 1-12.
- Zanetti A., 1987. *Fauna d'Italia Coleoptera Staphylinidae Omaliinae*. Edizioni Calderini Bologna, 472pp.

Annexes :

Annexe 1 : Description de l'analyse sédimentaire par fluorescence aux rayons-X (XRF).

Le scan des carottes par fluorescence aux rayons X est une technique d'analyse puissante par sa rapidité et la précision des analyses. Elle ne requiert pas de préparation des échantillons et permet de détecter la plupart des éléments chimiques de la table périodique. Son principe de fonctionnement repose sur l'excitation des atomes du sédiment par une intense source de micro rayon-X (Croudace *et al.*, 2006). Cette excitation génère une réémission de radiations de moindre énergie (fluorescence), caractéristiques des atomes présents. Ce type d'analyse offre de nombreuses applications comme la détection de couches de tephra (matériel fragmentaire produit lors d'éruptions volcaniques) ou de pollutions métalliques (d'origine anthropique ou non), l'estimation des intempéries passées, du lessivage, de l'intensité de l'érosion ou encore de la productivité primaire (Francus *et al.*, 2009).

Annexe 2 : Description des trois cas de figure rencontrés lors de l'échantillonnage des Arthropodes de la séquence sédimentaire maître Laus 4 (tourbière du Laus) : A) Les trois séquences sont corrélées, les volumes entre les points de corrélation sont homogènes ; B) Les trois séquences sont corrélées, les volumes entre les points de corrélation sont hétérogènes ; C) Les trois séquences ne sont pas corrélées en certains points, les volumes à prélever sont estimés en fonction de l'épaisseur séparant les derniers points de corrélation établis pour les trois séquences.



Annexe 3 : Échantillons traités dans l'analyse entomologique de la séquence sédimentaire maître Laus 4 (tourbière du Laus).

Echantillons entomologiques	Epaisseur (cm)	Assemblages	Poids (g)	Volume (cm3)
Laus 4 (0 - 16)	16	L1	39,16	226
Laus 4 (25 - 36,5)	11,5	L3	324,97	163
Laus 4 (44,5 - 54)	9,5	L5	267,47	134
Laus 4 (66 - 75,5)	9,5	L7	274,84	134
Laus 4 (95,2 - 107,7)	12,5	L9	397,99	177
Laus 4 (116,2 - 126,2)	10	L11	326,92	141
Laus 4 (138,2 - 150,2)	12	L13	449,79	170
Laus 4 (156,7 - 165,7)	9	L15	316,29	127
Laus 4 (174,7 - 187,9)	13,2	L17	413,7	187
Laus 4 (195,7 - 203)	7,3	L19	259,61	103
Laus 4 (210,4 - 218,4)	8	L21	282,24	113
Laus 4 (228,4 - 238,9)	10,5	L23	175,73	148
Laus 4 (248,9 - 257,4)	8,5	L25	280,96	120
Laus 4 (266,4 - 276,4)	10	L27	245,09	141
Laus 4 (284,1 - 291,6)	7,5	L29	341,86	106
Laus 4 (302,6 - 311,1)	8,5	L31	223,81	120
Laus 4 (323,4 - 330,9)	7,5	L33	205,85	106
Laus 4 (342,4 - 354,7)	12,3	L35	462,21	174
Laus 4 (362,4 - 371,2)	8,8	L37	279,91	124
Laus 4 (375,9 - 384,4)	8,5	L39	305,4	120
Laus 4 (392,4 - 399,9)	7,5	L41	263,79	106
Laus 4 (404,4 - 414,4)	10	L43	368,06	141
Laus 4 (420,9 - 431,4)	10,5	L45	212	148
Laus 4 (440,4 - 449,9)	9,5	L47	252,96	134
Laus 4 (457,9 - 473,3)	15,4	L49	243,96	218
Laus 4 (481,3 - 489,3)	8	L51	237,08	113
Laus 4 (500,3 - 510,3)	10	L53	410,41	141
Laus 4 (521,3 - 533,3)	12	L55	397,55	170
Laus 4 (542,8 - 554,8)	12	L57	402,02	170
Laus 4 (564,3 - 571,8)	7,5	L59	288,94	106
Laus 4 (581,3 - 590,8)	9,5	L61	392,04	134
Laus 4 (597,8 - 609,3)	11,5	L63	299,9	163
Laus 4 (620,8 - 633,3)	12,5	L65	180,74	177
Laus 4 (642,3 - 651,3)	9	L67	331,71	127
Laus 4 (659,1 - 668,3)	9,2	L69	284,81	130
Laus 4 (682,3 - 689,8)	7,5	L71	243,66	106
Laus 4 (699,3 - 707,1)	7,8	L73	278,47	110
Laus 4 (715,6 - 724,1)	8,5	L75	242,4	120
Laus 4 (735,6 - 747,1)	11,5	L77	324,59	163
Laus 4 (753,6 - 763,6)	10	L79	275,91	141
Laus 4 (773,1 - 783,1)	10	L81	153,13	141
Total = 41	Moyenne = 10	Total =41	Moyenne = 291,66	Moyenne = 141

Annexe 4 : Références bibliographiques utilisées pour déterminer l'écologie des taxons retrouvés dans les sédiments de la tourbière du Laus.

Références bibliographiques	Famille et ordre concernées
Angus 1992	Hydrophilidae
Assing & Schülke 2011	Staphylinidae
Auber 1976a	Ptiliidae
Auber 1976b	Elodidae
Coiffait 1982	Staphylinidae
Bordy et al. 2012	Chrysomelidae
Fauvel 1875	Staphylinidae
Freude et al. 1966	Chrysomelidae
Guignot 1947	Dytiscidae
Hoffmann 1954	Curculionidae
Hoffmann 1958	Curculionidae
Houlbert & Monnot 1910	Carabidae
Jeanne 1941	Carabidae
Koch 1989a	Carabidae, Hydraenidae, Hydrophilidae, Staphylinidae
Koch 1989b	Cantharidae, Dasytidae, Elateridae, Elmidae, Scarabeidae, Staphylinidae, Tenebrionidae
Koch 1992	Chrysomelidae, Curculionidae
Laboissière 1934	Chrysomelidae
Lepneva 1964	Trichoptera
Lepneva 1971	Trichoptera
Leseigneur 1972	Elateridae
Lohse 1994	Chrysomelidae
Lumaret & Stiernet 1990	Scarabaeidae
Majka & Klimaszewski 2008	Staphylinidae
Nilsson & Holmen 1995	Dytiscidae
Paulian 1941	Scarabaeidae
Paulian & Baraud 1982	Scarabaeidae
Petitpierre 2000	Chrysomelidae
Ponel & Richoux, 1997	Hydrophilidae
Schomann et al. 2008	Staphylinidae
Secchi 2000a	Hydraenidae
Secchi 2000b	Hydrophilidae
Zanetti 1987	Staphylinidae

Annexe 5 : Arthropodes fossiles de la tourbière du Laus. Les nombres correspondent au nombre minimum d'individus par échantillons (NMI). Une catégorie écologique a été attribuée pour chaque taxon. La nomenclature adoptée suit celle du site Fauna Europaea (www.faunaeur.org).

Taxons	Laus 1	Laus 3	Laus 5	Laus 7	Laus 9	Laus 11	Laus 13	Laus 15	Laus 17	Laus 19	Laus 21	Laus 23	Laus 25	Laus 27	Laus 29	Laus 31	Laus 33	Laus 35	Laus 37	Laus 39	Laus 41	Laus 43	Laus 45	Laus 47	Laus 49	Laus 51	Laus 53	Laus 55	Laus 57	Laus 59	Laus 61	Laus 63	Laus 65	Laus 67	Laus 69	Laus 71	Laus 73	Laus 75	Laus 77	Laus 79	Laus 81	Altitude (m)	Habitat	Régime alimentaire																																												
INSECTA																																																																																								
COLEOPTERA																																																																																								
CARABIDAE																																																																																								
<i>Amara</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H, O	C, P																																									
<i>Amara</i> cf. <i>quenseli</i> (Schönherr, 1806)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H, O	C, P																																								
<i>Argutor</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H	C																																								
<i>Argutor diligens</i> (Sturm, 1824)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H	C																																								
Carabidae indet.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	NR																																								
<i>Nebria jockischii</i> Sturm, 1815	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H	C																																								
<i>Patrobus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H	NR																																								
<i>Peryplus</i> cf. <i>andreae</i> (Fabricius, 1787)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H	NR																																								
<i>Principidum bipunctatum pyritosum</i> (P. Rossi, 1794)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H	NR																																								
<i>Testediolum</i> cf. <i>jacqueti</i> (Jeannel, 1940)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H, N	NR																																								
BYRRHIDAE																																																																																								
<i>Byrrhus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	U	B																																							
CANTHARIDAE																																																																																								
<i>Malthodes</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	L	R																																						
CHRYSOMELIDAE																																																																																								
<i>Altica</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	P																																						
<i>Chaetocnema</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H, O	P																																						
Chrysomelidae indet.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	NR																																							
<i>Gastrophysa viridula</i> (De Geer, 1775)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	O	P																																							
<i>Longitarsus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	P																																							
<i>Luperus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	P																																							
<i>Oreina</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	L	P																																							
<i>Oulema</i> cf. <i>gallaeciana</i> (Heyden, 1879)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	O	P																																							
<i>Plateumaris</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H,A(s)	NR																																							
<i>Plateumaris discolor</i> (Panzer, 1795)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	> 800	H,A(s)	P																																							
<i>Plateumaris sericea</i> (Linnaeus, 1760)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H,A(s)	Po, Pol																																							
CURCULIONIDAE																																																																																								
<i>Apton</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	P																																						
<i>Bagous</i> cf. <i>luteiventris</i> Gyllenhal, 1813	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H,A(s)	P																																						
Ceutorhynchinae sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	NR																																						
<i>Curculio</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	F	NR																																						
Curculionidae indet.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	NR																																						
<i>Hypera / Donus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	O	P																																						
<i>Otiorynchus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	P																																						
<i>Otiorynchus</i> cf. <i>paucillus</i> Rosenhauer, 1847	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	F	P																																							
<i>Pelenomus quadrituberculatus</i> (Fabricius, 1787)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H	P																																							
<i>Phyllobius</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	P																																							
<i>Phyllobius / Polydrosus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	P																																							
DASYTIDAE																																																																																								
<i>Aplocnemus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	L	NR																																						
<i>Danacea</i> sp.	-	-	-	-																																																																																				

Taxons	Laus 1	Laus 3	Laus 5	Laus 7	Laus 9	Laus 11	Laus 13	Laus 15	Laus 17	Laus 19	Laus 21	Laus 23	Laus 25	Laus 27	Laus 29	Laus 31	Laus 33	Laus 35	Laus 37	Laus 39	Laus 41	Laus 43	Laus 45	Laus 47	Laus 49	Laus 51	Laus 53	Laus 55	Laus 57	Laus 59	Laus 61	Laus 63	Laus 65	Laus 67	Laus 69	Laus 71	Laus 73	Laus 75	Laus 77	Laus 79	Laus 81	Altitude (m)	Habitat	Régime alimentaire					
Stenophylacini cf. <i>Halesus</i> sp.	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	NR	A(s)	NR				
RHYACOPHILIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	A(c)	C		
<i>Rhyacophila</i> sp.	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	A(c)	P		
SERICOSTOMATIDAE	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	A(c)	C		
<i>Sericostoma</i> cf. <i>grustense</i> Martynov, 1913	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	A(c)	P		
ARACHNIDA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	C		
ARANEAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	C		
Arachnida indet.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	C	
LINYPHIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	C	
<i>Erigone</i> sp.	-	2	-	3	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	2	1	-	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	H	C
LYCOSIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	C	
Lycosidae indet.	-	1	-	-	-	1	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	C
SALTICIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	C	
Salticidae indet.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	C	
ORIBATIDA	1	13	-	19	7	6	5	4	7	4	-	-	9	-	7	21	21	26	16	2	9	121	32	9	17	25	13	14	-	4	8	-	3	2	9	8	7	5	1	3	-	-	-	NR	NR	NR			
Oribatida indet.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	C	
PSEUDOSCORPIONIDA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	C	
Pseudoscorpionida indet.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NR	NR	C	

Légende :

NR	Non renseigné
----	---------------

Taxon	
sp.	détermination est au niveau générique
cf.	détermination au niveau spécifique incertaine
indet.	indéterminé

Préférences altitudinales (m)	
≤ 200	Plaine
]200 à 500]	Colline
]500 à 1200]	Montagne
]1200 à 2200]	Subalpin
> 2200	Alpin

Habitat	
A(c)	Eau courante
A(s)	Eau stagnante
F	Milieu forestier
H	Milieu humide
L	Lisière
O	Milieu ouvert
N	Bord de névés
U	Taxon ubiquiste

Régime alimentaire de l'adulte	
C	Carnivore
Co	Coprophage
M	Mycétophage
P	Phytophage
Po	Pollenophage
Pol	Polyphage
B	Bryophage
D	Détritivore
R	Régime mixte
	Carnivore - molluscophage
	Carnivore - phytophage
	Carnivore - pollenophage
	Carnivore - saprophage
	Carnivore - xylophage
	Coprophage - saprophage
	Mycétophage - saprophage
	Phytophage - muscophage
	Phytophage - saprophage
	Saprophage - coprophage

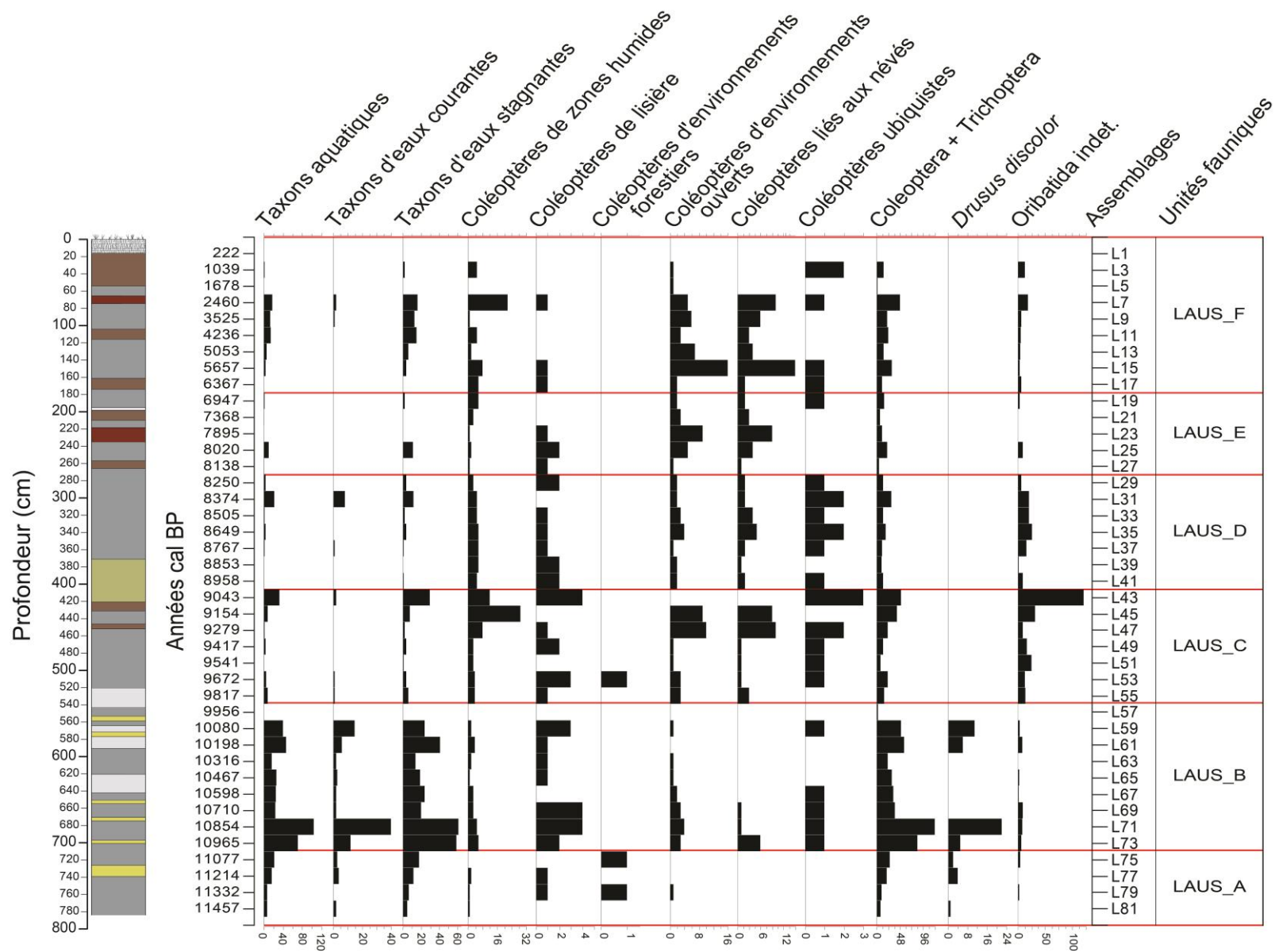
Annexe 6 : Richesse spécifique, occurrence des Arthropodes fossiles (NMI), Indice de Shannon et Indice de Piélu calculés pour chaque assemblage de la séquence sédimentaire maître Laus 4 (tourbière du Laus).

Echantillons entomologiques	Assemblage	Richesse spécifique	Occurrences des Arthropodes fossiles (NMI)	Indice de diversité (Shannon)	Indice d'équitabilité (Piélu)
Laus 4 (0 - 16)	L1	1	1	0	0
Laus 4 (25 - 36,5)	L3	17	35	3,39040862	0,6609907
Laus 4 (44,5 - 54)	L5	2	2	1	1
Laus 4 (66 - 75,5)	L7	30	83	4,28190482	0,6716672
Laus 4 (95,2 - 107,7)	L9	9	30	2,62753925	0,5354795
Laus 4 (116,2 - 126,2)	L11	13	33	2,81507196	0,5580595
Laus 4 (138,2 - 150,2)	L13	15	41	2,93756954	0,5483044
Laus 4 (156,7 - 165,7)	L15	15	40	3,20022756	0,6013286
Laus 4 (174,7 - 187,9)	L17	13	22	3,29345505	0,738537
Laus 4 (195,7 - 203)	L19	12	20	3,52192809	0,8148974
Laus 4 (210,4 - 218,4)	L21	5	7	2,12808528	0,7580393
Laus 4 (228,4 - 238,9)	L23	5	13	1,50587626	0,4069452
Laus 4 (248,9 - 257,4)	L25	17	35	3,46697418	0,6759179
Laus 4 (266,4 - 276,4)	L27	6	6	2,5849625	1
Laus 4 (284,1 - 291,6)	L29	17	25	3,69779681	0,7962772
Laus 4 (302,6 - 311,1)	L31	21	63	3,5883382	0,6003296
Laus 4 (323,4 - 330,9)	L33	15	41	2,77832174	0,5185805
Laus 4 (342,4 - 354,7)	L35	16	48	2,68983083	0,4816202
Laus 4 (362,4 - 371,2)	L37	16	35	3,0149973	0,5878009
Laus 4 (375,9 - 384,4)	L39	15	16	3,75	0,9375
Laus 4 (392,4 - 399,9)	L41	19	28	3,71702189	0,7731948
Laus 4 (404,4 - 414,4)	L43	30	197	2,51320026	0,3297275
Laus 4 (420,9 - 431,4)	L45	18	82	3,04728451	0,4793173
Laus 4 (440,4 - 449,9)	L47	20	41	3,60758601	0,6733646
Laus 4 (457,9 - 473,3)	L49	19	38	3,26143098	0,6214703
Laus 4 (481,3 - 489,3)	L51	12	38	2,06763035	0,3939899
Laus 4 (500,3 - 510,3)	L53	25	47	4,03085499	0,7256802
Laus 4 (521,3 - 533,3)	L55	16	37	3,26194373	0,6261585
Laus 4 (542,8 - 554,8)	L57	5	5	2,32192809	1
Laus 4 (564,3 - 571,8)	L59	23	61	3,75181354	0,6326049
Laus 4 (581,3 - 590,8)	L61	19	70	3,24554623	0,5295148
Laus 4 (597,8 - 609,3)	L63	17	29	3,6595366	0,753304
Laus 4 (620,8 - 633,3)	L65	16	38	3,5445313	0,6754154
Laus 4 (642,3 - 651,3)	L67	17	40	3,63273731	0,682598
Laus 4 (659,1 - 668,3)	L69	24	50	3,95326969	0,7004554
Laus 4 (682,3 - 689,8)	L71	33	137	3,64100535	0,5129598
Laus 4 (699,3 - 707,1)	L73	27	106	3,64908982	0,54238
Laus 4 (715,6 - 724,1)	L75	19	38	3,65743904	0,6969302
Laus 4 (735,6 - 747,1)	L77	18	29	3,93539867	0,8100894
Laus 4 (753,6 - 763,6)	L79	13	19	3,57661764	0,8419677
Laus 4 (773,1 - 783,1)	L81	8	10	2,84643934	0,8568636
Total = 41	Total = 41	Total (taxon) = 112	Total = 1736		

Annexe 7 : Arthropodes fossiles du lac d'Allos. Les nombres correspondent au nombre minimum d'individus par échantillons (NMI). La nomenclature adoptée suit celle du site Fauna Europaea (www.faunaeur.org).

Taxons	ALO 1 - 5	ALO 111 - 115	ALO 150 - 155	ALO 176,3 - 181,3	ALO 205 - 210	ALO 355 - 361	ALO 395 - 400	ALO 500 - 505	ALO 617 - 630	ALO 710 - 715	ALO 825 - 830	ALO 905 - 910	ALO 995 - 1000	ALO 1250 - 1255	ALO 1350 - 1355
INSECTA															
COLEOPTERA															
CHRYSOMELIDAE															
<i>Oreina sp.</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	1	1	-	-	-
CURCULIONIDAE															
<i>Otiorhynchus sp.</i>	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DASYTIDAE															
<i>Dasytes (Metadasytes) caeruleus</i> (De Geer 1774)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-
DYTISCIDAE															
<i>Stictotarsus (Potamonectes) griseostriatus</i> (De Geer 1774)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
ELATERIDAE															
<i>Zoroehrus sp.</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
SCARABAEIDAE															
<i>Agolius (Aphodius) abdominalis</i> (Bonelli 1812)	-	1	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
STAPHYLINIDAE															
Aleocharinae	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	2	1	1	-	-
<i>Anthophagus sp.</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
<i>Bryaxis sp.</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
<i>Quedius (Microsaurus) brevis</i> Erichson 1840	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Tachinus elongatus</i> Gyllenhal 1810	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TRICHOPTERA															
<i>Trichoptera</i> indet.	2	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-
MEGALOPTERA															
SIALIDAE															
<i>Sialis</i> (larve)	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-

Annexe 8 : Diagramme des groupes écologiques et des taxons d'Arthropodes de la tourbière du Laus et lithostratigraphie simplifiée de la carotte maître Laus 4 (légende : figure 3 p. 13). En rouge : limites des unités fauniques.



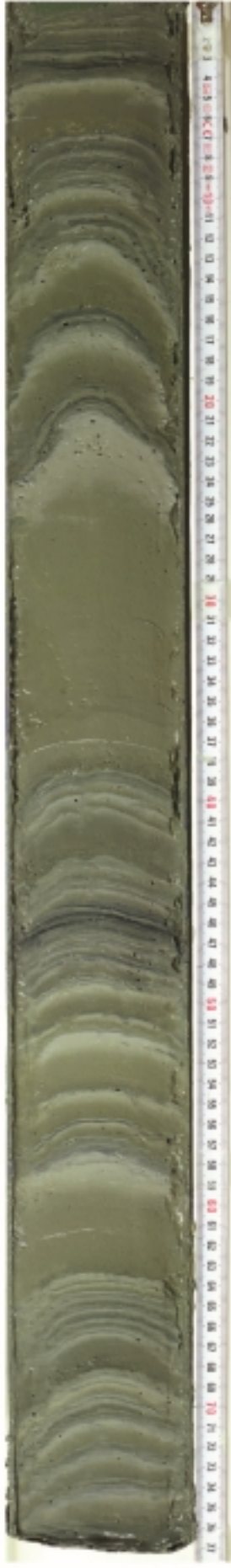
Annexe 9 : Photographies historiques du lac d'Allos datant de 1880, prises de vue direction nord (archives départementales de Digne).



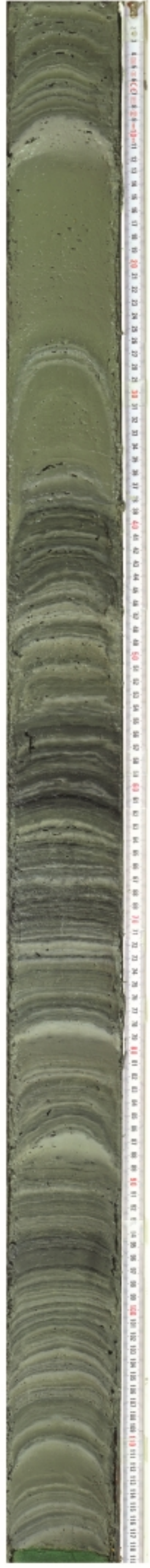
**Annexe 6 : Photographies des sections du site de
carottage AL011 (Lac d'Allos)**

Site de carottage 1

ALO11-01-A1



ALO11-01-A2



ALO11-01-B1



ALO11-01-B2



ALO11-01-C1



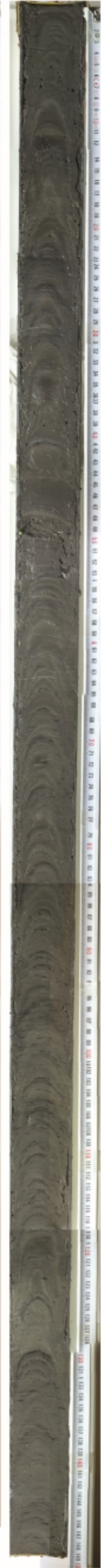
ALO11-01-C2

TUBE NON OUVERT

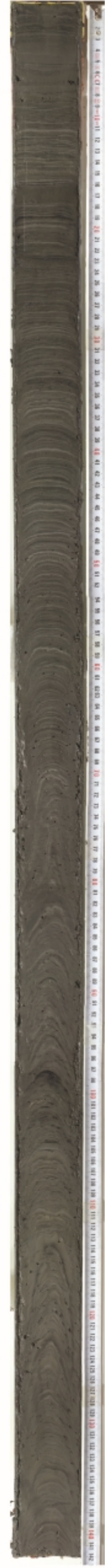
ALO11-01-D1



ALO11-01-D2



ALO11-01-E1



ALO11-01-E2



ALO11-01-F



Carotte pilote P1

ALO11-P1



Site de carottage II

ALO11-02-A



ALO11-02-B



Site de carottage 3

ALO11-03-A1



ALO11-03-A2



ALO11-03-B1



ALO11-03-B2



ALO11-03-C1



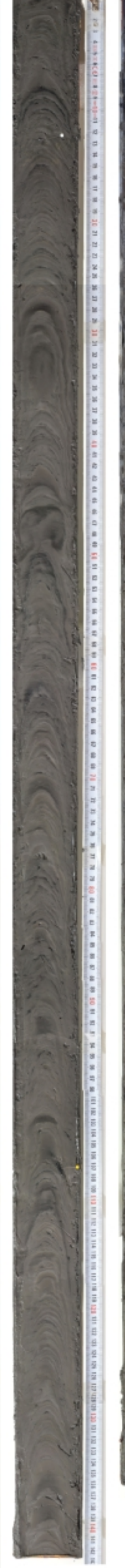
ALO11-03-C2



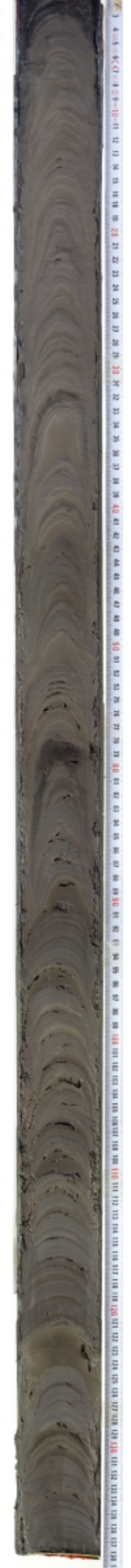
ALO11-03-D1



ALO11-03-D2



ALO11-03-E1

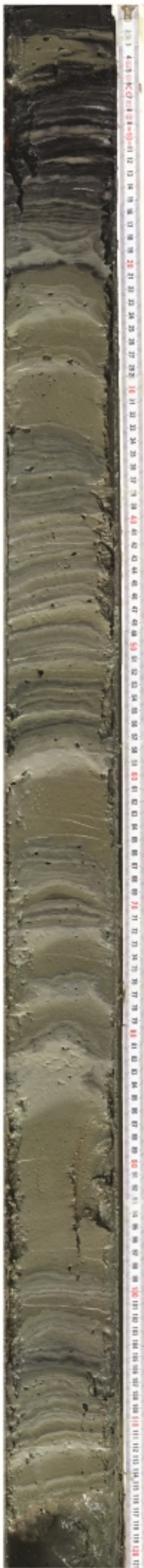


ALO11-03-E2



Site de carottage 4

ALO11-04-A1



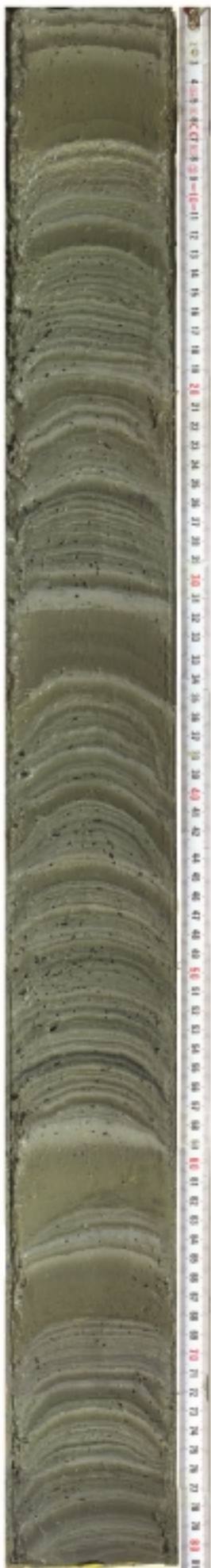
ALO11-04-A2



ALO11-04-B1



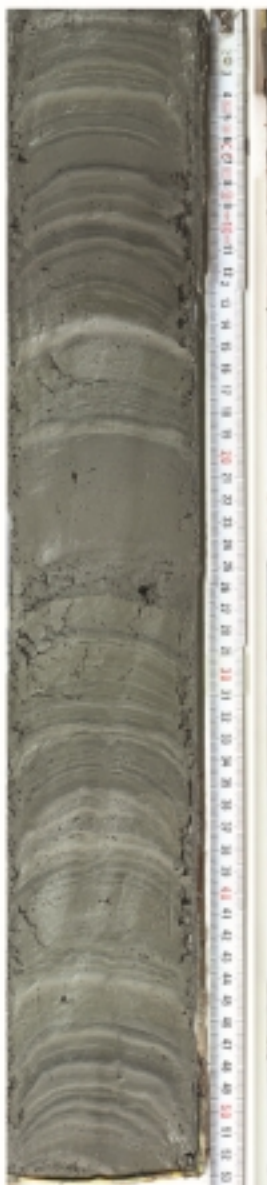
ALO11-04-B2



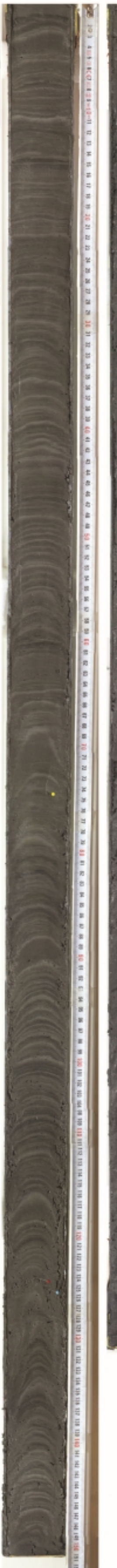
ALO11-04-C1



ALO11-04-C2



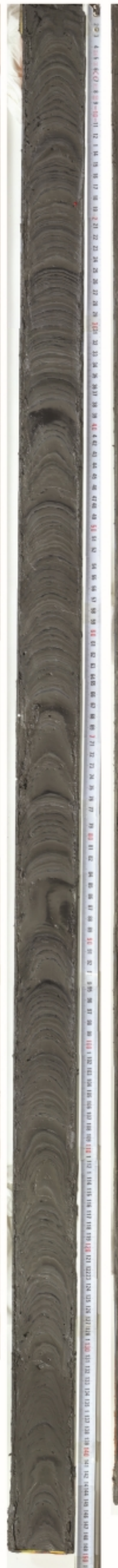
ALO11-04-D1



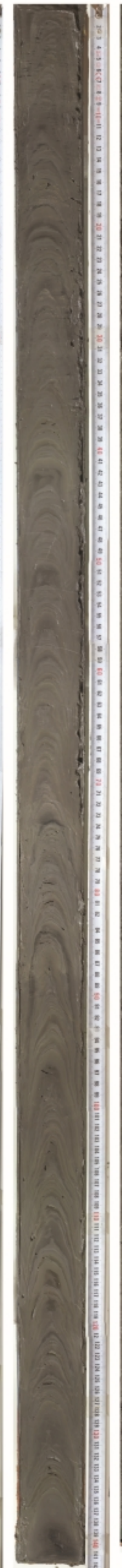
ALO11-04-D2



ALO11-04-E1



ALO11-04-E2



ALO11-04-F1



ALO11-04-F2

NON OUVERT

**Annexe 7 : Poher et Tchong, 2012. Mémoire de Master 1
Recherche**

UNIVERSITÉ AIX – MARSEILLE
FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES
CENTRE DE SAINT-JÉROME
Avenue Escadrille Normandie Niémen
F-13 397 MARSEILLE CEDEX 20

MASTER SCIENCES DE
L'ENVIRONNEMENT TERRESTRE
Spécialité Biodiversité et Ecologie Continentale

INSTITUT MÉDITERRANÉENNE DE
BIODIVERSITÉ ET D'ÉCOLOGIE MARINE
ET CONTINENTALE

Reconstitution paléoécologique pluridisciplinaire sur deux sites alpins : études préliminaires



Année 2011 – 2012

Mémoire de Projet Tutoré de Première
Année présenté par : **POHER Yoann &
TCHONG KIM ONE Théodore**
Responsables du stage : **GUITER Frédéric,
PONEL Philippe, BRISSET Elodie**



Master SET
Université Paul Cézanne
Université de Provence



Sommaire :

I. Introduction	page 1
II. Présentation des sites d'étude	page 3
III. Matériels et méthodes	page 4
IV. Résultats	page 5
A) Roc de Chère	page 5
B) Lac d'Allos	page 6
V. Interprétations et discussion	page 8
VI. Conclusion	page 15
Références bibliographiques	page 16
Annexes	

Résumé

L'étude comparative palynologique et paléontomologique de deux profils sédimentaires prélevés dans la tourbière de Roc de Chère (Savoie) et le lac d'Allos (Alpes maritimes) a permis de retracer l'histoire de ces écosystèmes de montagne. Le croisement des données recueillies a confirmé l'hypothèse d'un épisode climatique froid, il y a environ 10 000 ans. Au lac d'Allos, la pré-expertise visant à évaluer le potentiel paléoécologique a permis de réévaluer les proxies à considérer. La confrontation entre données recueillies sur des tourbières et des lacs a montré des différences notables, notamment d'ordre taphonomique, suggérant la nécessité d'une approche multiproxy systématique en paléoécologie.

Abstract

The palaeontomological and palynological comparative study of sediment cores of the Roc de Chère peatland (Savoy) and Allos lake (maritime Alps) has enlighten the history of these mountain ecosystems. Put together, various kinds of data confirmed the hypothesis of a cold climatic episode around 10,000 years ago. The preliminary expertise of palaeoecological potential of Allos lake allowed us to re-evaluate proxies of interest. The significant differences between peatlands and lakes data (especially regarding taphonomic process) suggest the necessity of a systematic multiproxy approach in palaeoecological studies.

Remerciements :

Nous tenons à remercier tout particulièrement Frédéric Guiter qui plus qu'un maître de stage, s'est révélé être une personne passionnée dans son domaine et qui a su nous ouvrir l'esprit sur le monde de la paléoécologie.

Un grand merci à Philippe Ponel pour ses déterminations et toutes ces informations passionnantes sur le monde des Coléoptères.

Nous remercions également Elodie Brisset pour le temps qu'elle nous a consacré. Nous lui souhaitons bonne chance dans l'accomplissement de sa thèse.

Plus généralement, nous remercions tous les membres de l'IMBE qui ont permis le bon déroulement de notre stage.

I. Introduction :

Le terme d'arc alpin regroupe un ensemble complexe de chaînes de montagne dont la superficie atteint 190 000 km² et qui abrite une grande diversité de paysages, d'écosystèmes et de climats. Ce massif se caractérise par des contextes géologique et géomorphologique très variés dont il résulte une grande hétérogénéité des environnements. Enfin, l'occupation humaine – les premières traces datent du Paléolithique moyen vers 50 000 ans BP (Bintz & Griggo, 2011) – a conditionné et modifié durablement les dynamiques des écosystèmes passés et actuels. Grâce aux disciplines paléoécologiques, ces dynamiques plurimillénaires ont pu être reconstituées par l'étude détaillée des différents fossiles préservés dans les archives sédimentaires lacustres et palustres (au sens large), continues pour la plupart. Grâce à ces fossiles, et en accord avec le principe d'actualisme, il est donc possible de retracer les dynamiques passées des écosystèmes de montagne, notamment l'histoire de la végétation (grâce aux études polliniques).

Encore récemment, les analyses palynologiques ont apporté un nouvel éclairage sur l'histoire du feu, la végétation et l'usage des terres des Pyrénées centrales (Rius *et al.* 2010). Les analyses entomologiques permettent, lorsque le site s'y prête d'apporter des informations paléoécologiques et paléoclimatiques complémentaires des enregistrements polliniques (Field *et al.* 2000). Cette interdisciplinarité (indispensable en paléoécologie) est ainsi à l'origine d'avancées significatives dans la compréhension de la plasticité et de la résilience de nos écosystèmes de montagne (Brisset *et al.* 2011) :

- l'étude des assemblages polliniques fossiles permet de reconstituer l'histoire de la végétation locale mais également régionale en relation avec la variabilité paléoclimatique, mais également avec les activités humaines passées (pratiques agro-sylvo-pastorales),
- l'étude de l'entomofaune fossile apporte également des connaissances précieuses sur la dynamique passée des écosystèmes alpins à l'échelle strictement locale, alors que les données polliniques ont une signification spatiale plus large : les fragments chitinisés présents dans les sédiments pourront nous renseigner, de par leur composition et leur proportion, sur les communautés végétales et d'insectes présentes aux moments de leur enfouissement.

Par le croisement des données polliniques et entomologiques fossiles, il est donc possible de prévenir certains biais relatifs à des interprétations monodisciplinaires et ainsi fournir des informations de meilleure qualité sur les biocénoses, le climat et les environnements passés.

Néanmoins, les différents proxies étudiés ne sont pas tous affectés de la même manière par les processus d'enfouissement et de fossilisation (conditions taphonomiques). Ces conditions apportent d'ailleurs par elles-mêmes des informations importantes sur les paléoenvironnements. De plus, tourbières et lacs n'ont pas la même taille et peuvent donc présenter des enregistrements fossiles sensiblement différents pour un même écosystème environnant (Jacobson & Bradshaw, 1981).

Afin de satisfaire aux expertises taphonomiques, ces fossiles doivent être :

- suffisamment abondants pour permettre une bonne représentativité statistique,
- dans un bon état de conservation pour permettre une identification précise.

Il est donc nécessaire que le site d'étude (lac ou tourbière) soit caractérisé par des conditions taphonomiques favorables (i.e. dans un milieu anoxique, plutôt acide, et dans lequel

l'enfouissement des thanatocénoses est rapide), ce qui n'est pas nécessairement le cas d'un site à l'autre ou le long de la séquence sédimentaire.

Les lacs et les tourbières sont des milieux de sédimentation favorables à la préservation d'archives paléoécologiques. Ces systèmes ont en effet la particularité de capter massivement et de préserver la pluie pollinique ainsi que les divers restes d'insectes venant y achever leur vie.

Il faut cependant noter que les lacs de taille importante jouent principalement le rôle de « piège régional » par leur vaste surface d'eau libre. En revanche, les tourbières présentent une complexité biologique, biochimique et fonctionnelle particulière, dont résultent des fonctionnements en mosaïques plus ou moins immergés. Il en résulte un piégeage différentiel des thanatocénoses. Ces tourbières enregistrent ainsi préférentiellement l'histoire de la végétation environnante. Enfin, l'entomofaune inféodée aux milieux tourbeux traduit plus la contrainte du biotope (marais anoxiques, acides, etc.) qu'une histoire paléoclimatique locale.

Afin d'évaluer l'impact de la nature des sédiments sur la conservation des fossiles et sur les variations dans les enregistrements paléoécologiques, un projet d'étude croisée pollen/insectes à la fois sur des lacs et des tourbières proches (moins de 5 km) a débuté à l'IMBE en 2012.

Dans le cadre de ce stage, deux sites alpins ont été pré-expertisés afin d'apporter des premières pistes de travail sur cette problématique délicate :

- le lac d'Allos, situé dans les Alpes du Sud,
- la tourbière de Roc de Chère, dans les Alpes du Nord.

Ils présentent l'avantage d'être localisés à proximité de sites ayant fait le sujet d'études antérieures. La tourbière du Laus se trouvant en aval du lac d'Allos a été étudiée dans le cadre d'une thèse soutenue par De Beaulieu (1977) et le lac d'Annecy situé à 300 mètres de la tourbière de Roc de Chère a été étudié par David *et al.* (2001). Grâce à cela, une comparaison inter-sites et inter-marqueurs est possible.

Ainsi, les assemblages paléontologiques et paléopalynologiques de Roc de Chère ont été comparés aux données paléoécologiques disponibles pour le lac d'Annecy. De même, celles du lac d'Allos seront rapprochées des informations fournies par le pollen de la tourbière du Laus. Au cours de ce stage, seule la phase exploratoire a pu être réalisée.

A terme, l'enjeu sera d'évaluer la variabilité des enregistrements lacustres et d'estimer plus précisément les apports et les limites des marqueurs employés (insecte et pollen).

II. Présentation des sites d'étude :

Les deux sites choisis (Figure 1) offrent des situations géotopographiques contrastées permettant de réaliser une comparaison des conditions taphonomiques et de la qualité des marqueurs paléoécologiques étudiés dans le cadre de notre stage.

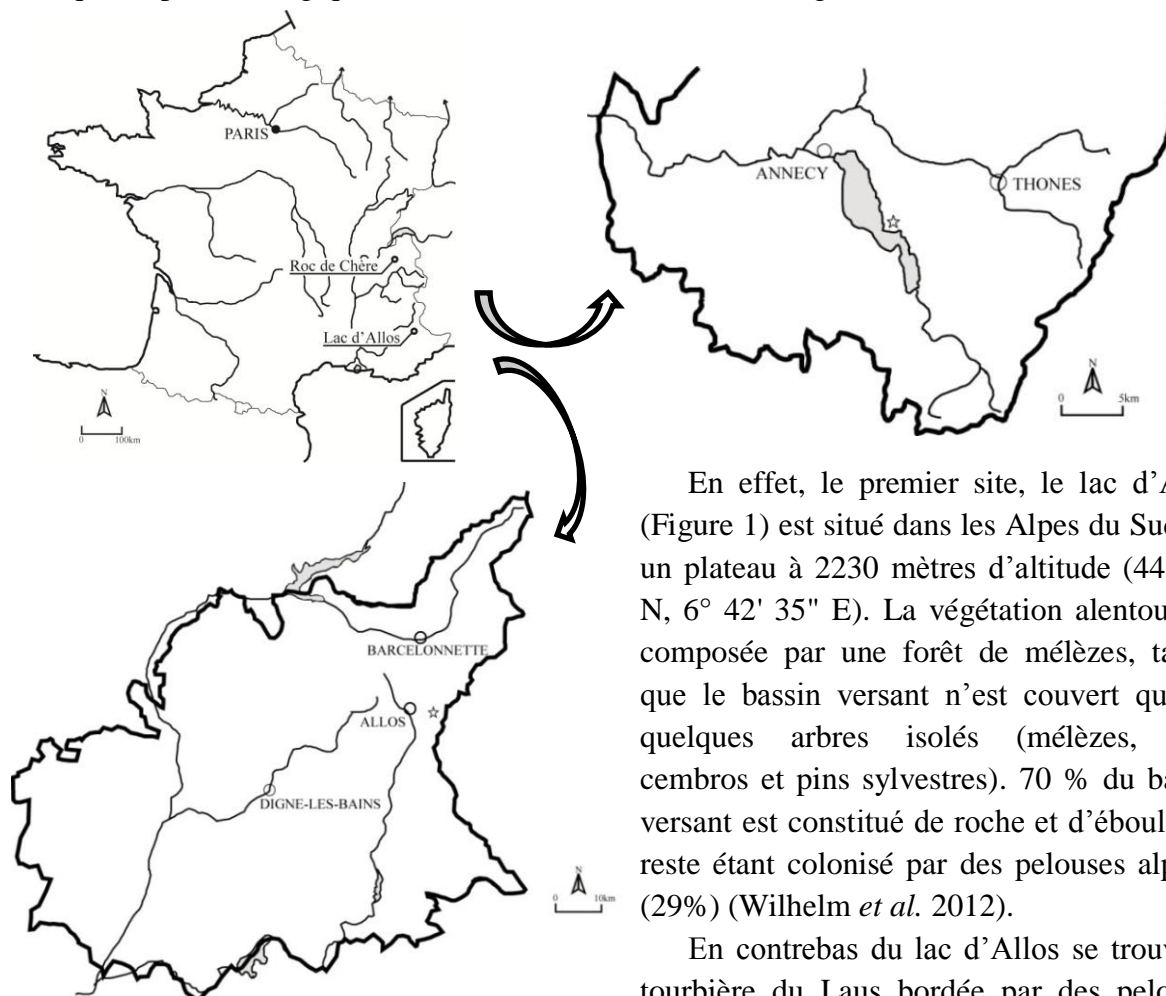


Figure 1. Localisation des sites d'études. En haut à droite : limite du département de Haute-Savoie. En bas : limite du département des Alpes-de-Haute-Provence. Les étoiles représentent les sites étudiés.

En effet, le premier site, le lac d'Allos (Figure 1) est situé dans les Alpes du Sud sur un plateau à 2230 mètres d'altitude ($44^{\circ} 14' N$, $6^{\circ} 42' 35'' E$). La végétation alentour est composée par une forêt de mélèzes, tandis que le bassin versant n'est couvert que de quelques arbres isolés (mélèzes, pins cembro et pins sylvestres). 70 % du bassin versant est constitué de roche et d'éboulis, le reste étant colonisé par des pelouses alpines (29%) (Wilhelm *et al.* 2012).

En contrebas du lac d'Allos se trouve la tourbière du Laus bordée par des pelouses humides, et d'un mélézin peu dense. Une étude a déjà été réalisée sur ce site par De Beaulieu (1977) retraçant l'histoire paléoécologique du site depuis environ 11 000 ans.

Le second site, Roc de Chère est situé sur le territoire de la commune de Talloires (Figure 1). Cette avancée rocheuse, localisée dans les Alpes du Nord en surplomb du lac d'Annecy à 600 mètres d'altitude ($45^{\circ} 50' 48'' N$, $6^{\circ} 11' 32'' E$), présente une tourbière actuellement boisée par des érables de Montpellier et des aulnes. Cette tourbière est classée Réserve Naturelle depuis 1977.

Une étude palynologique a déjà été réalisée dans le proche lac d'Annecy par David *et al.* (2001).

III. Matériels et méthodes :

Prélèvements, carottages

Les enregistrements sédimentaires du lac d'Allos et du site de Roc de Chère qui ont été étudiés proviennent de travaux antérieurs menés par l'équipe de Paléoécologie de l'IMBE (autrefois IMEP) ; l'étude du lac d'Allos fait également le sujet de deux programmes pluridisciplinaires en cours LADICIA et PIT Mercantour (financement PACA et Parc National du Mercantour).

Extraction et identification du matériel entomologique fossile

Les sédiments de Roc de Chère ont été échantillonnés tous les 10 cm dans le but de réaliser une analyse entomologique. Une partie seulement de ces échantillons avait déjà subi le traitement standard de flottaison au pétrole (Coope, 1961) pour extraire les macrorestes d'insectes d'une taille supérieure à 300 µm. Au cours du présent stage, l'extraction et le tri des macrorestes d'insectes des derniers échantillons de Roc de Chère ont été réalisés. Les fragments d'insectes ainsi récupérés ont été par la suite soumis à détermination avec l'aide de P. Ponel (entomologiste et paléoécologue) par comparaison avec des spécimens modernes de sa collection de référence. Au total, les niveaux analysés s'échelonnent de 90 à 300 cm de profondeur et regroupent 90 taxons (Annexe 1).

Une identification des grains de pollen a été réalisée sous la tutelle de F. Guiter (palynologiste et paléoécologue) afin de caractériser les assemblages de végétation de deux niveaux a priori contrastés du point de vue climatique. Cette préexpertise a été décidée afin d'affiner l'interprétation du cortège paléontomologique :

- le niveau 290 cm a été sélectionné du fait de la présence d'un Coléoptère associé aux milieux froids *Agabus arcticus*,
- le niveau supérieur 105 cm a été choisi car la présence d'un Coléoptère associé aux milieux plus thermophiles *Melolontha melolontha* a soulevé une série de questionnements.

Une représentation graphique en pourcentages relatifs a été réalisée pour chacun des deux niveaux. 25 taxons ont été identifiés à partir d'un total de 306 grains de pollen dans le niveau 290. Pour le niveau 105, 30 taxons ont été identifiés pour un total de 245 grains de pollen.

Le profil sédimentaire du lac d'Allos, (longueur 15m) a été échantillonné selon une maille lâche, soit un échantillon par mètre : ainsi, l'expertise de 15 échantillons permettra d'évaluer les potentialités paléoécologiques du profil en terme de macrorestes végétaux/animaux, mais également afin d'obtenir du matériel organique d'origine terrestre en quantité suffisante pour analyses ¹⁴C (en vue d'effectuer une chronologie).

Chaque échantillon a subi un tamisage à l'eau sur 2 tamis superposés, respectivement de 300µm et 100µm de maille. Seuls les refus de tamis à 300 µm ont été triés sous loupe binoculaire et rangés selon différentes catégories afin de caractériser et déterminer les macrorestes extraits.

IV. Résultats :

A) Roc de Chère :

Analyse entomologique

L'identification des fragments d'insectes récoltés a été faite par comparaison avec des spécimens modernes par P. Ponel. En annexe 1, les Coléoptères, Trichoptères, Hémiptères et Hyménoptères ont été classés par ordre alphabétique. Le nombre correspondant à chaque nom et chaque colonne d'échantillon indique le nombre minimum d'individu de ce taxon dans chaque échantillon (estimé en utilisant le nombre maximum de fragments d'insectes identifiables). Les espèces d'intérêts ont été classées sous différentes catégories en concordance avec leur écologie (Figure 2). De cette façon, ont été distingués les taxons purement terrestres de ceux inféodés aux marges des zones humides, des aquatiques et des taxons coprophages.

D'une manière générale, les Coléoptères dominent l'assemblage avec 85 taxons sur 90 au total. Le reste inclut les taxons représentant les ordres de Trichoptères, Hétéroptères, Hyménoptères (Formicidae). Au moins 40% des taxons de Coléoptère ont été identifiés jusqu'à l'espèce.

L'enregistrement paléoentomologique a été divisé en 5 unités faunistiques basées sur la variation des catégories écologiques des Coléoptères et sur le nombre général des taxons. Ces unités faunistiques ont été faites indépendamment des données polliniques. Cette zonation préliminaire sera réévaluée à la lumière des prochaines données. On notera l'existence d'un hiatus entre 240 et 260 cm : correspondant à une absence d'identification pour les échantillons. L'absence de données de 210 à 160 cm est quant à elle due à une pauvreté des taxons présents dans ces échantillons, l'origine pouvant être de mauvaises conditions taphonomiques.

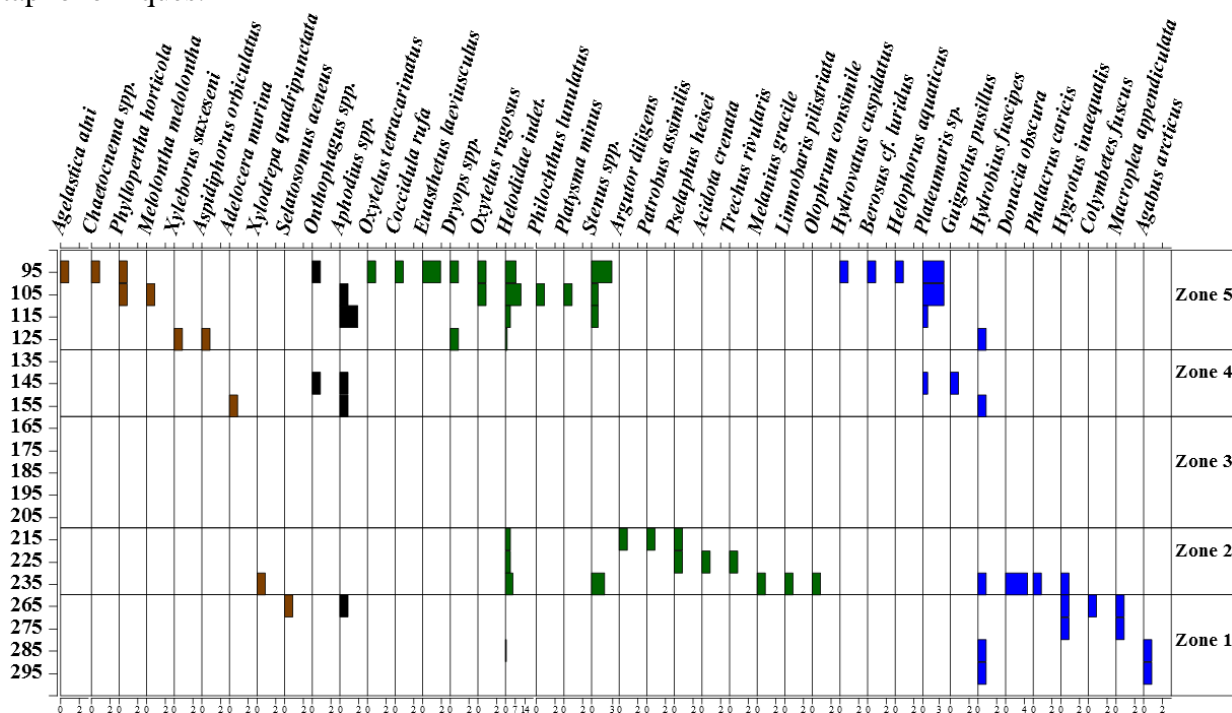


Figure 2. Diagramme entomologique synthétique de Roc de Chère ; la faune a été subdivisée en 4 catégories suivant les groupes écologiques. Marron : taxons terrestres. Noir : taxons coprophages. Vert : taxons inféodés aux marges des zones humides. Bleu : taxons aquatiques. La faune a été subdivisée en 5 zones. Profondeur en cm.

Analyse pollinique

Dans cette partie sera présentée les caractéristiques principales des deux niveaux sélectionnés au sein de la zone 1 et 5. La figure 3 présente les différentes fréquences relatives de chacun des taxons. Lorsque cette fréquence s'est retrouvée inférieure à 1%, celle-ci s'est vue représentée sans échelle.

BERN 290, Zone 1 (290 cm)

L'assemblage pollinique de ce niveau est caractérisé par la présence d'herbacées dominées par des taxons steppiques avec *Artemisia* et *Poaceae* (respectivement 16 et 17%). S'ajoute à cela la présence de taxons évoquant des landes froides telles que *Juniperus* (un peu plus de 6%). De plus, on note la présence d'essences faisant partie d'un cortège pionnier, *Betula* (8%) pour le plus important, ainsi que l'occurrence d'*Hippophae* et *Salix*. On notera aussi la présence non négligeable de pollen de *Pinus sylvestris* (12%), conifère lié au milieu montagnard. On relèvera cependant la présence de taxons plus mésophiles comme *Alnus glutinosa* (17%) et *Quercus* (2%) ainsi que l'occurrence inattendue de *Tilia*.

BERN 105, Zone 5 (105 cm)

Ce niveau est dominé par des taxons arboréens mésophiles. En effet, on observe une forte présence de *Quercus* (un peu moins de 16%), *Alnus* ou encore *Corylus* (respectivement 11 et 9%). Parmi les autres essences présentes, on retrouve par exemple *Betula* (4%) et *Pinus* (2%), auxquels s'ajoutera *Fagus* (8%). Ce niveau enregistre du pollen reflétant la présence de différentes plantes des milieux tourbeux (*Cyperaceae*, *Typha*), ainsi que des taxons de milieu ouverts comme *Cerealia* (un peu moins de 5%) et *Plantago lanceolata*. Enfin, on relèvera la présence récurrente de pollen de *Juglans* (4%).

B) Lac d'Allos :

Analyse des macrorestes

Les divers macrorestes (végétaux, animaux) du lac d'Allos ont été regroupés par catégories, afin de proposer un tri préalable aux prochaines déterminations. Leur abondance a été traduite de façon semi-quantitative puis réunie dans le tableau 1. Chaque catégorie de macroreste possède sa propre échelle d'abondance estimée indépendamment des autres catégories. Il s'agit d'une phase exploratoire indispensable pour estimer les richesses des différents niveaux et ainsi permettre de réaliser des datations par radiocarbone.

On retrouve notamment des restes de Bryophytes, d'aiguilles de conifères, mais ceux-ci diminuent en abondance dans les niveaux les plus profonds pour finalement ne plus apparaître. Concernant les Ostracodes, les œufs de Cladocères et les kystes troués indéterminés, ceux-ci sont présents sur quasiment toute la séquence : leur abondance se réduit vers le centre de la carotte, soit principalement entre 355 et 500 cm. A l'inverse, le nombre de « feuilles indéterminées » à tendance à augmenter dans les niveaux moyens, les débris végétaux en font de même, mais pour des niveaux légèrement plus profonds (617 à 830 cm). On notera aussi l'occurrence d'oogones de *Chara* vers le haut de la séquence.

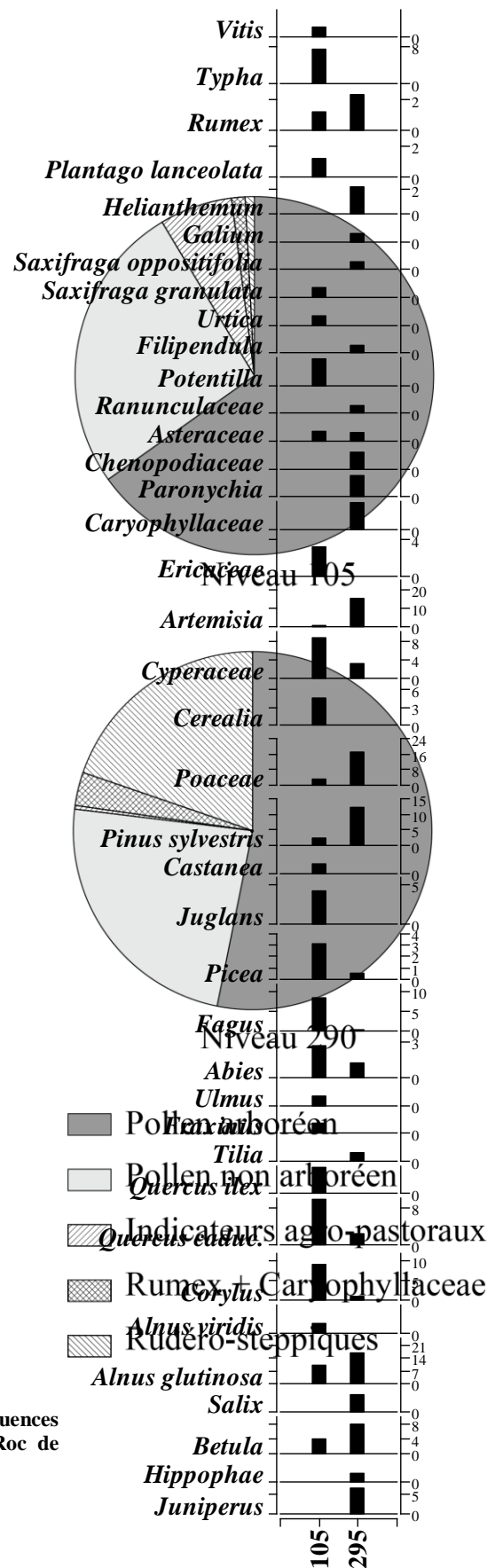


Figure 4. Diagrammes circulaires des fréquences relatives de sous-groupes polliniques de Roc de Chère.

Figure 3. Diagramme pollinique en fréquences relatives de Roc de Chère. Profondeur en cm.

Enfin, on retrouve des débris d'insectes sur tous les niveaux, sans grandes variations quant à leur abondance. L'expertise paléontomologique est en cours.

Tableau 1. Caractérisation qualitative des niveaux du lac d'Allos.

Profondeur (cm)	ALO 1 - 5	ALO 111 - 115	ALO 150 - 155	ALO 176,3 - 181,3	ALO 205 - 210	ALO 355 - 361	ALO 395 - 400	ALO 500 - 505	ALO 617 - 630	ALO 710 - 715	ALO 825 - 830	ALO 905 - 910	ALO 995 - 1000	ALO 1250 - 1255	ALO 1350 - 1355
Acariens						+	+	+	+	+	+	+			+
Aiguilles	+++	++	++	+++	++	++	++	++	++	++	+				
Bryophytes	++	++	+++	++	++	++	++	++	+++	++	++	+	+		
Particules minérales grossières		+		++	+		+			++		++	++	++	++
Charbon		+			++		++	+	++	+	+			+	++
Chironomes	+	++	+++	+++	++	+	+	++	+++	+	++	++	++	++	+
Cladocères	+++	++	++	++	+			+	++	++	++	++	+	+++	++
Débris d'insectes	++	+++	++	+++	+++	++	++	++	+++	++	+++	++	++	+++	+
Débris végétaux	++	+++	++	+++	++	++	++	++	++++	++++	++++	++	++	+	+
Diatomées									+						
Feuilles indéterminées	++	++	++	++	++++	+++	+++	++++	++++	+++	+++	++	++	+	+
Graines + kystes	+++	+++	++	++	+	+++	+++	++	+++	+++	+++	+	++		
Kystes troués indéterminés	+	+++	++	++++	++	+	+	+	++	+++	++++	+++	++	+	
Oogone de Chara		+	+		+										
Ostracodes	+++	+++	++	++++	++	+	+	+	+	+	++	+++	+++	+	

V. Interprétations et discussion :

Evolution des assemblages entomologiques de Roc de Chère

Unité faunistique, Zone 1 (300 – 260 cm) : un environnement froid ?

La faune de Coléoptères de cette unité est caractérisée par la dominance de taxon aquatique avec *Agabus arcticus*, *Colymbetes fuscus*, *Hydrobius fuscipes*, *Hygrotus inaequalis* et *Macroplea appendiculata*. Aucune espèce thermophile n'est présente dans cet échantillon. A travers cet assemblage, les Coléoptères fournissent une image écologique solide de l'environnement de cette époque. En effet, la présence remarquable d'*Agabus arcticus* nous indique un milieu plutôt froid. De fait, il s'agit d'une espèce qui possède aujourd'hui une distribution circumboréale à polaire, connue de l'Amérique du Nord jusqu'à l'Ouest de l'Alaska. Sa distribution paléarctique s'étend de l'Irlande à l'Ecosse jusqu'à la Mongolie. *Agabus arcticus* préfère les milieux aquatiques permanents comme les lacs et les larges systèmes lotiques. Il est très commun dans les zones de mouilles des larges rivières et fréquemment retrouvé dans les lacs peu profonds au-dessus de la limite forestière. Les adultes hivernent dans l'eau où ils sont prisonniers dans la glace et les larves sont présentes en été (Nilsson & Holmen, 1995). Cette espèce n'est pas présente de nos jours en France (Figure 5).

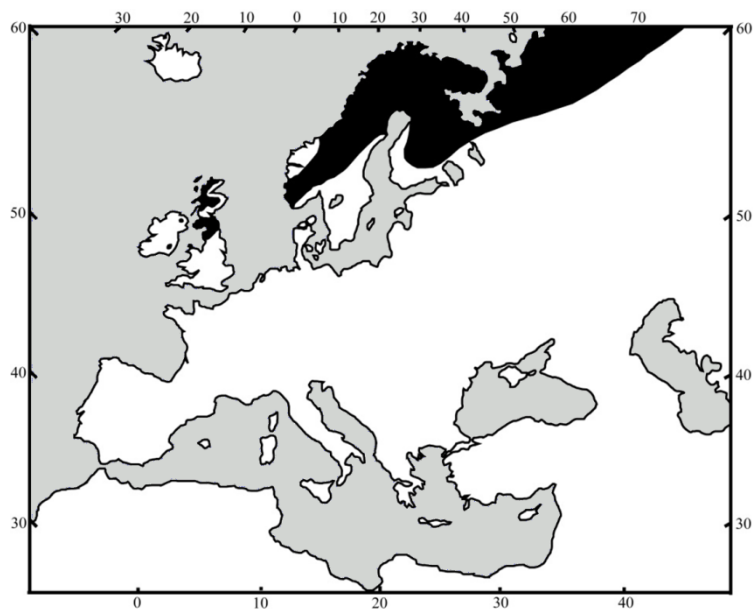


Figure 5. Distribution géographique européenne actuelle d'*Agabus arcticus* (carte tirée de Lindroth, 1935).

La présence d'*Hygrotus inaequalis* confirme également une ambiance plus froide que l'actuel (Nilsson & Holmen, 1995) à Roc de Chère. Cette espèce est commune dans le Danemark et dans le Nord de la Fennoscandinavie jusqu'au cercle Arctique. Son aire de distribution couvre la plupart des régions paléarctiques au Sud de la toundra.

Les taxons *Colymbetes fuscus*, *Hydrobius fuscipes* et *Macrolea appendiculata*, apportent une information plus générale : il s'agit d'espèces inféodées aux eaux stagnantes (Nilsson & Holmen, 1995; Field *et al.* 2000; Koch, 1989-1992). Il est important de noter que *Colymbetes fuscus* se retrouve particulièrement dans les espaces ouverts et moins fréquemment dans les forêts. Signalons également : *Selatosomus aeneus*, une espèce eurytope dont l'écologie est encore peu connue (Koch, 1989-1992) et des insectes de la famille des *Helodidae* associés aux zones humides dont les larves de tous les genres sont aquatiques (Klausnitzer, 2009).

Enfin, on notera la présence d'*Aphodius sp.*, genre de Coléoptère coprophage à l'exception d'*A. mixtus* qui vit dans l'accumulation de matière végétale dans les prairies alpines. (P. Ponel, communication orale).

Unité faunistique, Zone 2 (240 – 210 cm) : des insectes témoignant de la mise en place d'un marais boisé

Ici, on note bien l'influence de la tourbière sur les communautés de Coléoptères avec la dominance d'espèces inféodées aux marges des zones humides : *Acidota crenata*, *Argutor diligens*, *Helodidae indet.*, *Limnobaris pilistriata*, *Melanius gracile*, *Olophrum consimile*, *Patrobis assimilis*, *Pselaphus heisei*, *Stenus spp.*, *Trechus rivularis*. En effet, on retrouve *Acidota crenata* qui est présent dans les tourbières et berges marécageuses sur les sphaignes : *Sphagnum* et/ou les carex : *Carex* (Koch, 1989-1992) ou encore les paludicoles *Argutor diligens* et *Melanius gracile* (Koch, 1989-1992). Cet aspect se retrouve avec *Limnobaris pilistriata*, charançon associé aux communautés de plantes marécageuses incluant *Carex*, *Juncus*, *Scirpus* (Field *et al.* 2000). *Olophrum consimile* est une espèce fortement hygrophile vivant dans les mousses humides des tourbières et autour de lacs de haute altitude en région

subalpine et alpine. Il s'agit d'un *Omalinae* indiquant la présence de litière de feuilles en décomposition (Field *et al.* 2000).

La présence de *Patrobis assimilis* nous conforte encore une fois dans l'idée que le climat de cette époque était plus froid qu'il ne l'est maintenant. En effet, il s'agit d'une espèce de Coléoptère boéro-alpine adaptée au froid qui est de nos jours absente du Nord de la France. Actuellement, *P. assimilis* se retrouve en Europe Centrale à proximité de neige relictuelle, en montagne, ou d'habitats marécageux froids (Hurka, 1996). *Patrobis assimilis* vit dans une large gamme d'environnements tels que les espaces ouverts, les forêts, les landes, les marais, les bords de lacs (Ponel *et al.* 2007).

On retrouve comme dans le niveau précédent des espèces aquatiques *Hygrotus inaequalis*, *Hydrobius fuscipes* ou *Donacia obscura* qui est une espèce Euro-sibérienne se trouvant à basse altitude disséminée dans le Nord de la France. Dans le Sud il est rare et son aire de répartition se restreint aux tourbières de haute montagne. C'est un Coléoptère phytophage de marais dépendant des *Cyperaceae*, et spécialement du *Carex rostrata* (Koch, 1989-1992). On retrouve également *Phalacrus caricis*, Coléoptère semi-aquatique affilié aux *Carex* (Ponel *et al.* 2007).

Enfin, une espèce sylvicole et arboricole vivant sur les bois de feuillus et de forêts mixtes essentiellement sur *Quercus* a été trouvée. Il s'agit de *Xylodrepa quadripunctata* qui se nourrit de larves de chenilles consommant les arbres dont les chênes (Koch, 1989-1992). Cela pourrait être considéré comme un indice de la présence possible d'une forêt à proximité malgré l'ambiance apparemment froide.

Unité faunistique, Zone 3 (210 – 160 cm) : hiatus

Cette unité est caractérisée par une pauvreté et une mauvaise qualité des fragments d'insectes collectés dans les échantillons. De ce fait, aucun taxon n'a pu être identifié. Au vu de l'aspect corrodé des maigres fragments, nous pouvons faire l'hypothèse que cette pauvreté est la conséquence de conditions taphonomiques défavorables. Il serait cependant pertinent de réaliser des analyses polliniques dans ces niveaux pour apporter un élément de réponse sur ce hiatus entomologique.

Unité faunistique, Zone 4 (160 – 130 cm) : un écosystème sous climat plus chaud ?

On retrouve ici une espèce très commune, *Adelocera murina* dont la larve, qui se développe en terre, peut être considérée comme nuisible. Elle s'attaque aussi bien en forêt aux racines des semis de jeunes chênes qu'en prairie, ou dans les zones cultivées aux racines des Graminées. *A. murina* est commune partout en France jusqu'à 2 000 m d'altitude et dans toute l'Europe (Leseigneur, 1972). On remarque également la présence de deux taxons coprophages appartenant au genre *Aphodius sp.* et *Onthophagus sp.* (P. Ponel, communication orale). La présence de ces trois taxons, dont la répartition est favorisée par les activités anthropiques peuvent nous amener à penser que l'impact humain a probablement dû se faire ressentir aux alentours de ce site.

Comme dans tous les niveaux précédents, des espèces aquatiques comme *Hydrobius fuscipes* et *Plateumaris sp.* ou semi-aquatiques comme *Guignotus pusillus* ont été enregistrées. Il est intéressant de noter que *Guignotus pusillus* est une espèce relativement thermophile dont l'aire de répartition s'étend du Nord de l'Afrique jusqu'au Sud de la

Fennoscandie (Ponel *et al.* 2007). Le principal habitat de *Guignotus pusillus* sont les mares limoneuses ouvertes d'origine récente ou façonnées par l'homme (Nilsson & Holmen, 1995). Ce dernier point va dans le sens d'un potentiel impact anthropique soupçonné par la présence d'*A. murina*, *Aphodius sp.* et *Onthophagus sp.*

Unité faunistique, Zone 5 (130 – 90 cm) : un écosystème riche, un climat actuel ?

Cette unité faunistique est la plus riche de toute, mais le point important ici est la présence notable de taxons terrestres et plus particulièrement dépendants des arbres. Cela indique que le climat s'est réchauffé depuis les niveaux antérieurs. Cet élément est étayé par la présence dans cette zone d'*Agelasticaus alni* qui est un *Chrysomelidae* se nourrissant presque exclusivement d'Aulne : *Alnus* (Ponel *et al.* 2007), mais surtout par la présence du taxon à caractère thermophile *Melolontha melolontha*. Ce Coléoptère est présent en Europe moyenne mais s'étend jusqu'à des stations isolées en Scandinavie et dans le Nord des péninsules méditerranéennes. L'insecte et la larve provoquent des dégâts importants. En effet, les larves sont très largement polyphages et ont des exigences alimentaires précises et exclusives à quelques espèces végétales comme *Sonchus arvensis* et *Plantago lanceolata*. La mue n'est possible qu'à une température de plus de 15° C. Les adultes sont très polyphages et semblent rechercher systématiquement les pousses jeunes (Paulian & Baraud, 1982).

On retrouve dans cette zone d'autres taxons dépendants des arbres comme *Aspidiphorus orbiculatus* qui se nourrit de champignons poussant sur le bois pourri tel que *Myxomycetes Lycoperdon* et *Fomes fomentarius* et qui peut se retrouver sous les écorces vermoulues (Koch, 1989-1992) ou encore le Coléoptère *Xyleborus saxeseni* qui fait des tunnels sous l'écorce d'un grand nombre d'arbres dont les conifères (Ponel *et al.* 2007).

Enfin, il est important de noter la présence dans cette unité faunistique de *Phyllopertha horticola*, taxon favorisé par les activités anthropiques. De fait, cette espèce à large répartition européenne se multiplie particulièrement dans les zones de prairies auxquelles elle peut causer de très sérieux dégâts. Elle s'attaque aux cultures maraîchères et aux pépinières (Paulian & Baraud, 1982).

On retrouve encore une fois dans ce niveau les deux taxons coprophages *Aphodius sp.* et *Onthophagus sp.* ce qui ne contredit pas un potentiel impact humain dans cette région.

La zone 5 est dominée par les espèces inféodées aux marges des zones humides telles que les tourbières ou marécages avec de nouveau *Stenus spp.* et *Helodidea* mais aussi *Platysma minus* et *Euasthetus laevisculus*. On retrouve aussi une espèce aphidophage (régime alimentaire basé sur les pucerons *Aphidoidea*) avec *Coccidula rufa* qui vit essentiellement dans les zones humides comme les marécages et les tourbières (Koch, 1989-1992). *Philochthus lunulatus* nous apporte une information climatique puisqu'il s'agit d'une espèce relativement thermophile. On la retrouve en Europe médiane et méditerranéenne ainsi qu'au Nord de l'Afrique sur les bords des eaux troubles, dans les marais ou les endroits humides. (Jeannel, 1941). En revanche, les taxons comme *Oxytelus tetracarinatus* et *O. rugosus* qui sont tous deux associés à la boue humide et à la matière végétale en décomposition (Ponel *et al.* 2007) ou *Dryops spp.* qui vit à la marge humectée des eaux courantes et stagnantes (P. Ponel, communication orale) n'apportent pas d'information notable, si ce n'est la simple présence d'une zone humide.

A l'exception de *Plateumaris sp.* et *Hydrobius fuscipes*, tous les taxons aquatiques de cette zone sont nouveaux. Parmi ces nouvelles espèces, on retrouve *Helophorus aquaticus* qui comporte une écologie similaire à *Colymbetes fuscus* (Ponel *et al.* 2007) et *Hydrovatus cuspidatus* qui occupe les systèmes aquatiques stagnants riches en végétation et que l'on retrouve souvent dans les marges des lacs eutrophes et les marais boisés tourbeux (Nilsson & Holmen, 1995). On retrouve également *Berosus cf. luridus*, espèce vivant dans les mares acides, dont la répartition, bien qu'atteignant le Nord de l'Europe est préférentiellement méditerranéenne (Foster, 2001).

Apport des assemblages polliniques de Roc de Chère

Zone 1 et données polliniques

Un environnement froid semble ressortir de la zone 1, au vu des différents indices relevés : présence d'*Agabus arcticus* ou encore d'*Hygrotus inaequalis*, Coléoptères liés aux milieux froids, couplée à la dominance d'herbacées steppiques au sein des taxons herbacées (Figure 4) comme *Artemisia* appuie cette idée. On pourra même inférer un milieu relativement ouvert, tel qu'une lande arbustive, puisque le pollen de *Juniperus* est bien représenté dans cet assemblage.

Les différents taxons comme *Artemisia*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Rumex* et *Helianthemum* ont été rassemblés sous une catégorie commune, les rudéro-steppiques qui occupent ici 22% de l'assemblage (Figure 6). Il est à noter que cette catégorie présente des espèces communes avec celles des indicateurs agro-pastoraux (qui occupe ici 3%). Ainsi, la part du climat ou de l'impact humain pourrait être difficile à évaluer. Cependant, la présence d'*Agabus arcticus* et d'*Hygrotus inaequalis* dans ce niveau nous confirme l'existence d'un climat plus froid que l'actuel.

Malgré la présence importante (53%) du pollen arboréen, il faut noter qu'une forte part de celle-ci est due à l'aulne, taxon lié au milieu humide, et donc représentatif d'une proche aulnaie sur le marais. Le reste des essences nous laisse penser qu'il s'agirait potentiellement d'un épisode de refroidissement au cours d'une période plus globale de recolonisation post-glaciaire. Cette hypothèse repose sur la présence du cortège d'espèces ligneuses pionnières comprenant *Hippophae rhamnoides*, *Betula* et *Salix*.

La comparaison avec l'enregistrement pollinique au lac d'Annecy étudié par David *et al.* (2001) a été réalisée avec notre enregistrement. Ainsi, l'assemblage pollinique semble correspondre à une biozone dont l'âge a été estimé entre 12 000 et 10 000 BP. Nous basons cette correspondance (qui reste une hypothèse de travail à ce stade) sur la base d'une présence commune dans ces séquences de *Juniperus*, *Hippophae*, *Betula*, *Salix* d'une part et d'*Artemisia*, *Chenopodiaceae* et *Helianthemum* d'autre part. Néanmoins, le pollen d'*Alnus* à raison de 17% dans l'enregistrement de Roc de Chère ne se retrouve qu'en faible quantité dans la séquence du lac d'Annecy. Ce phénomène est lié à la grande superficie du lac qui capte la pluie pollinique régionale et dans une moins proportion l'aulne présent en marge du lac. Or, la tourbière de Roc de Chère a bien enregistré l'implantation *in situ* de l'aulnaie (probablement dense).

Par ailleurs, David *et al.* (2001) ont émis l'hypothèse que les épisodes de déclin de *Pinus* dans cette biozone n'étaient pas liés à un évènement de froid mais qu'ils étaient probablement dus à la dilution des flux de pollen dans le lac via l'augmentation en apport des eaux des rivières. Or, dans l'hypothèse où notre échantillon est contemporain de la zone décrite par David *et al.*, la présence d'*Agabus arcticus* démontre sans le moindre doute que l'environnement était soumis à des conditions climatiques froides.

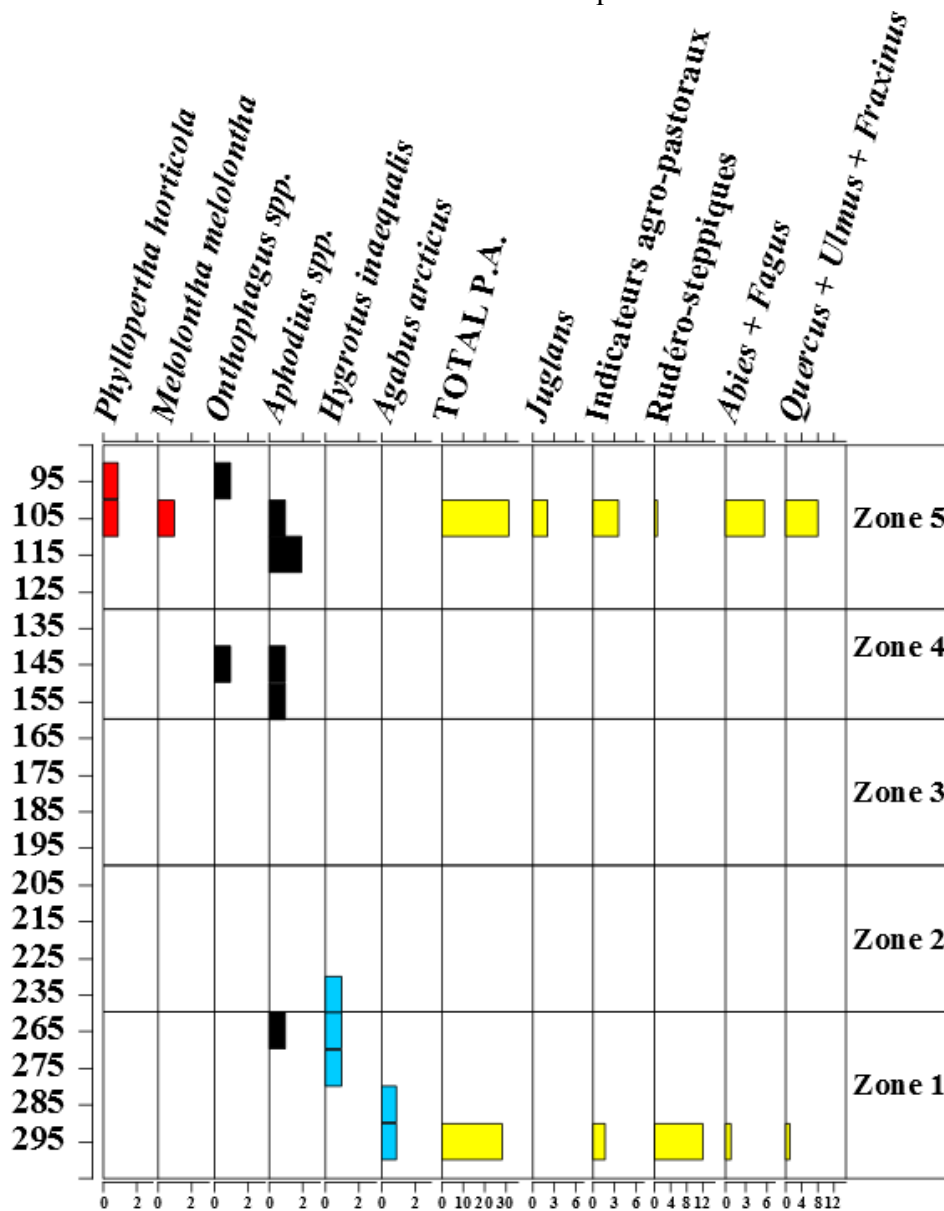


Figure 6. Diagramme entomologique et pollinique synthétique de Roc de Chère ; la faune a été sub-divisée en 3 catégories. Rouge : taxons thermophiles. Noir : taxons coprophiles. Bleu : taxons psychrophiles. Le pollen a été représenté en jaune. P.A. représente le total du pollen arboréen.

Zone 5 et données polliniques

Concernant la zone 5, les Coléoptères thermophiles *Phyllopertha horticola* et *Melolontha melolontha* confirment la présence sur le site d'arbres dont *Castanea* et ainsi une ambiance climatique plus chaude. De même, on observe un recul de la part du pollen non arboréen comparé au pollen arboréen témoignant d'une ambiance plus forestière (Figure 4). De plus, au sein même des herbacées, les taxons *Cerealia*, *Plantago lanceolata*, *Rumex*, *Galium*, *Urtica* et *Chenopodiaceae* ont été regroupés sous le terme d'indicateurs polliniques agro-pastoraux. Cette catégorie occupe presque 8% de l'assemblage pollinique contre 2% pour les rudéro-steppiques (Figure 6).

Par ailleurs, rappelons que les larves de *Melolontha melolontha* sont très largement polyphages et se nourrissent exclusivement d'une des espèces du cortège anthropogénique à savoir *Plantago lanceolata* et que *Phyllopertha horticola* est un taxon favorisé par les activités anthropiques s'attaquant aux cultures maraîchères et aux pépinières. Si l'on ajoute à cela la récurrence des taxons coprophages *Onthophagus spp.* et *Aphodius spp.* dans la zone, l'hypothèse d'activités agro-pastorales est maintenue.

Le pic de *Juglans*, indicateur anthropogénique reconnu (Beug, 1982) apporte enfin une information chronologique précise permettant d'affirmer que ce niveau est au moins contemporain de l'arrivée des sociétés romaines dans la région du site d'étude (soit environ 2 000 BP).

L'assemblage pollinique observé à Roc de Chère pourrait être corrélé (sur la base de la présence de *Juglans*) à la biozone supérieure (Biozone 16) du profil lacustre d'Annecy dont l'âge estimé est de 2 000 à 0 BP (David *et al.* 2001).

Pour conclure, il faut souligner que la zone de la carotte de Roc de Chère présentant un hiatus dans l'enregistrement paléontomologique (210 à 160 cm), se révèle, à l'inverse et de façon inattendue, extrêmement riche en pollen (Guiter, travaux en cours) : cet élément souligne une fois encore l'importance d'étudier plusieurs proxies afin d'obtenir l'information la plus complète possible.

Exploitation préliminaire des données recueillies à Allos

Bien que le tri et la catégorisation des macrorestes contenus dans les sédiments du lac d'Allos aient été commencés, il sera nécessaire d'effectuer un effort d'identification sur ces derniers encore inconnus en vue de pouvoir en exploiter les informations paléoécologiques. Ces informations pourront être recoupées avec les précédents travaux de De Beaulieu (1977) menés à la tourbière du Laus (et qui a permis de retracer une histoire forestière détaillée dans la zone centrale du Mercantour).

Dans le but de réaliser une comparaison avec les événements enregistrés à Laus et de valider ou réfuter cette hypothèse, il sera nécessaire de mener des travaux pluridisciplinaires dans le lac d'Allos et d'effectuer une chronologie précise des potentiels événements qui pourraient être mis à jour par ces analyses. Nos travaux de pré-expertises des teneurs en macrorestes ont déjà permis une première sélection des niveaux à dater. Au vu de la richesse

des débris de tiges, feuilles, racines, bryophytes, graines et kystes entre 6 et 8 mètres, il nous semble pertinent d'y effectuer un effort d'échantillonnage (Tableau 1).

Enfin, bien qu'à ce stade, l'exploitation des données d'Allos ne soit que très incomplète, les tamisages et pré-identifications ont permis de réorienter les stratégies des recherches en cours à Allos, notamment d'aborder des proxies qui n'avaient pas été envisagés a priori.

VI. Conclusion :

Cette étude nous a montré que l'interprétation des assemblages polliniques couplés aux assemblages entomologiques apporte une plus-value indispensable dans la reconstruction des paléoécosystèmes.

Ainsi l'étude des données entomologiques a permis de confirmer et de valider les hypothèses suggérées par les assemblages polliniques, soit :

- un climat froid pour le niveau 290 de la carotte et,
- un climat plus tempéré pour le niveau 105.

Néanmoins, chacun de ces indicateurs possède aussi ses faiblesses car ils résultent directement des conditions taphonomiques. En effet, l'étude de sites d'altitude a montré que l'enregistrement sédimentaire des communautés passées de Coléoptères pouvait être très fortement altéré et conduire à la formation d'assemblages fossiles complexes, difficiles à interpréter du point de vue paléoécologique (Ponel & Richoux, 1997). De même, les assemblages de pollen sont le reflet à la fois du couvert végétal contemporain mais aussi des processus sédimentaires menant à l'accumulation et à la fossilisation des matériaux organiques (David *et al.* 2001). On se rend compte ainsi que l'utilisation de plusieurs indicateurs permet de combler les éventuelles lacunes qu'ils pourraient présenter individuellement. Il faut ajouter à cela le fait que l'information livrée par les archives sédimentaires doit toujours être recontextualisée.

Les enregistrements dissemblables nous ont montré (surtout dans le cas de taxons comme *Alnus*), qu'il existe des différences majeures entre lacs et tourbières (ne serait-ce que par leur surface et donc leur capacité à capter le pollen) même pour des sites relativement proches. Cependant, on pourra par la suite mettre en évidence des événements communs.

Il faut donc garder à l'esprit qu'une hétérogénéité existe entre macrorestes (conditions taphonomiques) et entre sites (lacustres ou palustres).

De fait, il faut lors de l'étude paléoécologique, multiplier les échantillons car la bonne qualité de ces derniers ne sera jamais garantie. On cherchera donc à avoir le maximum de sédiments. Cela n'est pas toujours réalisable et dépendra des moyens déployés et de la réalité du terrain.

Références :

- Beaulieu De, J.L. (1977) Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et Holocène de la végétation des Alpes Méridionales françaises. *Thèse, Université Aix Marseille III*, 358.
- Beug, H.J. (1982) Vegetation history and climatic changes in central and southern Europe. In Harding, A.F. (ed.), *Climatic Change in Later Prehistory*. Edinburgh University Press, 85–102.
- Bintz, P., Griggo, C. (2011) Climats et premiers peuplements des Alpes du Nord française : des derniers chasseurs aux premiers paysans (15 000 à 5 000 ans av. JC.). *Revue de primatologie*, [en ligne], 3.
- Brisset, E., Guiter, F., Miramont, C., Arnaud, F., Delhon, C., Wilhelm, B., Disnar, J.R., Sumera, F. (2011) Évolution paleoenvironnementale et paleo-pollutions en contexte montagnard : le cas du lac Petit (Mercantour, France). *Archéométrie*, [en ligne], halsde 00605556.
- Coope, G.R. (1961) On the study of a glacial and interglacial insect faunas. *Proceedings of the Linnean Society of London*, **172** (1), 63–65.
- David, F., Farjanel, G., Jolly, M.P. (2001) Palyno- and chronostratigraphy of a long sequence from Lac d'Annecy (northern outer Alps, France). *Journal of Paleolimnology*, **25**, 259–269.
- Field, M.H., de Beaulieu, J.L., Guiot, J., Ponel P. (2000) Middle Pleistocene deposits at La Côte, Val-de-Lans, Isère department, France: plant macrofossil, palynological and fossil insect investigations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **159**, 53–83.
- Foster, G.N. (2001) Atlas of Scottish Water Beetles. *Scottish Natural Heritage Commissioned Report*, **F00AC337**, 33.
- Hurka, K. (1996) Carabidae of the Czech and Slovak Republics. Kabourek, Zlin.
- Jacobson, G.L., Bradshaw, R.H.W. (1981) The Selection of Sites for Paleovegetational Studies. *Quaternary research*, **16**, 80–96.
- Jowsey, P.C. (1966) An improved peat sampler. *New Phytologist*, **65**, 245–248.
- Klausnitzer, B. (2009) Insecta : Coleoptera : Scirtidae. *Süßwasserfauna von Mitteleuropa*, **20/11**, 48.

- Koch, K. (1989-1992) Die Käfer Mitteleuropas. *Ökologie*, **1, 2, 3**.
- Leseigneur, L. (1972) Coléoptères Elateridae de la faune de France. *Société linnéenne de Lyon*, **supplément au numéro de Février**, 57–58.
- Lindroth, C.H. (1935) The Boreo-British Coleoptera. A study of the faunistical connexions between the British Isles and Scandinavia. *Zoogeographica, Jena*, **2** (4), 579–634.
- Nilsson, A.N. & Holmen, M. (1995) The aquatic Adephaga (Coleoptera) of Fennoscandia and Denmark. II. Dytiscidae. *Fauna Entomologica Scandinavica*, **32**, 26–27, 29, 32, 108–109.
- Paulian, R. & Baraud, J. (1982) Lucanoidea et Scarabaeoidea. *Faune des Coléoptères de France*, **II**, 342–345, 362–363.
- Ponel, P. & Richoux, P. (1997) Difficultés d'interprétation des assemblages de Coléoptères fossiles Quaternaires en milieux d'altitudes. *GEOBIOS*, **21**, 213–219.
- Ponel, P., Gandouin, E., Russell Coope, G., Andrieu-Ponel, V., Guiter, F., Van Vliet Lanoë, V., Franquet, E., Brocandel, M., Brulhet, J. (2007) Insect evidence for environmental and climate changes from Younger, Dryas to Sub-Boreal in a river floodplain at St-Momelin (St-Omerbasin, northern France), Coleoptera and Trichoptera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **245**, 483–504.
- Rius, D., Vannière, B., Galop, D. (2010) Holocene history of fire, vegetation and land use from the central Pyrenees (France). *Quaternary Research*, **77**, 54–64.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabartier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.R., Guiter, F., Malet, E., Reyss, J.L., Tachikawa, K., Bard, E., Delannoy, J.J. (2012) 1400 yr of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research*, **YQRES-03315**, 12.

Annexes :

Annexe 1. Insectes de Roc de Chère.

Familles et espèces	Zone 5		Zone 4		Zone 3		Zone 2		Zone 1										
	BERN 90 - 100	BERN 100 - 110	BERN 110 - 120	BERN 120 - 130	BERN 130 - 140	BERN 140 - 150	BERN 150 - 160	BERN 160 - 170	BERN 170 - 180	BERN 180 - 190	BERN 190 - 200	BERN 200 - 210	BERN 210 - 220	BERN 220 - 230	BERN 230 - 240	BERN 260 - 270	BERN 270 - 280	BERN 280 - 290	BERN 290 - 300
COLEOPTERA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CARABIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1 <i>Acupalpus</i> sp.	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2 <i>Argutor</i> sp. (cf. <i>strenuus</i>)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
3 <i>Argutor diligens</i> (Sturm, 1824)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
4 <i>Eotachys</i>	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5 <i>Europhilus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
6 <i>Melanius gracile</i> (Dejean, 1828)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
7 <i>Patrobus assimilis</i> Chaudoir, 1844	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
8 <i>Philochthus lunulatus</i> (Geffroy in Fourcroy, 1785)	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9 <i>Platysma minus</i> Gyllenhal, 1827	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10 <i>Tachys</i> sp.	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11 <i>Trechus rivularis</i> (Gyllenhal, 1810)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
CHRYSOMELIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12 <i>Agelastica alni</i> (Linnaeus, 1758)	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13 <i>Altica</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14 <i>Alticinae</i>	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15 <i>Chaetocnema</i> spp.	1	-	2	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
16 <i>Chaetocnema</i> cf. <i>arida</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17 <i>Donacia</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
18 <i>Donacia obscura</i> Gyllenhal, 1813	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-
19 <i>Macrolea appendiculata</i> (Panzer, 1794)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-
20 <i>Phyllotreta</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
21 <i>Plateumaris</i> sp.	4	4	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
COCCINELLIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22 <i>Coccidula rufa</i> (Herbst, 1783)	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
23 <i>Coccidula rufa</i> / <i>scutellata</i> (Herbst, 1783)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
CURCULIONIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24 <i>Ceutorhynchinae</i>	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
25 <i>Limmobaris</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
26 <i>Limmobaris pilistriata</i> (Goeze, 1777)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
27 <i>Trachyphloeus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
28 <i>Xyleborus saxeseni</i> (Ratzeburg, 1837)	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

(suite sur la page suivante)

Familles et espèces	Zone 5		Zone 4		Zone 3			Zone 2		Zone 1									
	BERN 90 - 100	BERN 100 - 110	BERN 110 - 120	BERN 120 - 130	BERN 130 - 140	BERN 140 - 150	BERN 150 - 160	BERN 160 - 170	BERN 170 - 180	BERN 180 - 190	BERN 190 - 200	BERN 200 - 210	BERN 210 - 220	BERN 220 - 230	BERN 230 - 240	BERN 260 - 270	BERN 270 - 280	BERN 280 - 290	BERN 290 - 300
DYTISCIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
29 <i>Agabus / Ilybius</i>	1	-	-	-	-	-	1	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-
30 <i>Agabus arcticus</i> (Paykull, 1798)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1
31 <i>Bidessus</i>	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32 <i>Colymbetes fuscus</i> (Linnaeus, 1758)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
33 <i>Dytiscidae</i> indet.	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
34 <i>Hydroporus</i> spp.	2	6	3	1	-	-	-	-	-	-	-	1	-	1	-	-	-	-	-
35 <i>Hydrovatus cuspidatus</i> (Kunze, 1818)	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
36 <i>Hygrotus inaequalis</i> (Fabricius, 1776)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	1	-	-	-
37 <i>Graphoderus</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
38 <i>Guignotus pusillus</i> (Fabricius, 1781)	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DRYOPIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
39 <i>Dryops</i>	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ELATERIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
40 <i>Adelocera murina</i> (Linnaeus, 1758)	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
41 <i>Elateridae</i> indet.	-	-	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
42 <i>Selatosomus aeneus</i> (Linnaeus, 1758)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
GYRINIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
43 <i>Gyrinus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1
HYDRAENIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
44 <i>Hydraena</i>	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
45 <i>Limnebius</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HYDROPHILIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
46 <i>Anacaena</i> sp.	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
47 <i>Berosus</i> cf. <i>luridus</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
48 <i>Cercyon</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
49 <i>Chaetarthria</i> sp.	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
50 <i>Coelostoma orbiculare</i> (Fabricius, 1775)	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
51 <i>Enochrus</i> sp.	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	1	-	-
52 <i>Enochrus</i> s.g. <i>Methydrus</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
53 <i>Helochares</i>	3	1	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
54 <i>Helophorus</i> sp.	3	1	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-
55 <i>Helophorus aquaticus</i> (Linnaeus, 1758)	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
56 <i>Hydrobius fuscipes</i> (Linnaeus, 1758)	-	-	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	1	-	-	1	1	-
57 <i>Laccobius</i>	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
LIMNICHIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
58 <i>Limnichus</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

(suite sur la page suivante)

Familles et espèces	Zone 5		Zone 4		Zone 3				Zone 2		Zone 1								
	BERN 90 - 100	BERN 100 - 110	BERN 110 - 120	BERN 120 - 130	BERN 130 - 140	BERN 140 - 150	BERN 150 - 160	BERN 160 - 170	BERN 170 - 180	BERN 180 - 190	BERN 190 - 200	BERN 200 - 210	BERN 210 - 220	BERN 220 - 230	BERN 230 - 240	BERN 260 - 270	BERN 270 - 280	BERN 280 - 290	BERN 290 - 300
NITIDULIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
59 <i>Meligethes sp.</i>	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PHALACRIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
60 <i>Phalacrus caricis</i> (Marsham, 1802)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
SCARABAEIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
61 <i>Aphodius sp.</i>	-	1	2	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
62 <i>Cetonia</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
63 <i>Melolontha melolontha</i> (Linnaeus, 1758)	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
64 <i>Onthophagus sp.</i>	1	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
65 <i>Phyllopertha horticola</i> (Linnaeus, 1758)	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SCIRTIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
66 <i>Helodidae indet.</i>	8	12	4	2	-	-	-	-	-	-	-	4	4	6	-	-	1	-	-
SILPHIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
67 <i>Xylodrepa quadripunctata</i> (Schreber, 1759)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
SPHINDIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
68 <i>Aspidiphorus orbiculatus</i> (Gyllenhal, 1808)	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
STAPHYLINIDAE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
69 <i>Acidota crenata</i> (Fabricius, 1793)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
70 <i>Aleocharinae</i>	2	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	4	-	1	-	-	-
71 <i>Bryaxis sp.</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
72 <i>Carpelimus</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
73 <i>Euasthetus laeviusculus</i> Mannerheim, 1844	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
74 <i>Lathrobium sp.</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	1	-	-	-	-	-
75 <i>Olophrum consimile</i> (Gyllenhal, 1810)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
76 <i>Oxytelus</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
77 <i>Oxytelus rugosus</i> (Fabricius, 1775)	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
78 <i>Oxytelus tetracarinated</i> (Block, 1799)	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
79 <i>Pselaphus heisei</i> Herbst, 1792	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-
80 <i>Quedius</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
81 <i>Quedius cinctus</i> (Paykull, 1790)	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
82 <i>Quedius / Philonthus</i>	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	1	-	-	-
83 <i>Stenus spp.</i>	3	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-
84 <i>Tachyporus</i>	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
85 <i>Xantholinus s.l.</i>	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

(suite sur la page suivante)

**Annexe 8 : Troussier, 2013. Mémoire de Master 2
Recherche**



ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT



Spécialité : GERINAT

Parcours : Recherche

Année : 2012-2013

**2000 ANS D'ARCHIVES HYDROLOGIQUES DECRYPTÉES A LA
LOUPE DANS LE LAC D'ALLOS.**

**ÉTUDE DE LA SEDIMENTATION LACUSTRE EN LAMES MINCES ET
VALORISATION DES RECHERCHES PALEOENVIRONNEMENTALES**

TROUSSIER Tiané

Structure d'accueil : Institut Méditerranéen de Biodiversité et d'Ecologie marine et
continentale

Responsable de Stage : MIRAMON Cécile et BRISSET Elodie

Charte anti-plagiat

Je soussigné, TROUSSIER Tiané, étudiante en seconde année de master SET spécialité GERINAT à Aix-Marseille Université,

Atteste sur l'honneur que le présent mémoire a été écrit de mes mains, que ce travail est personnel et que toutes les sources d'informations externes et les citations d'auteurs ont été mentionnées conformément aux usages en vigueur (Nom de l'auteur, nom de l'article, éditeur, lieu d'édition, année, page).

Je certifie par ailleurs que je n'ai ni contrefait, ni falsifié, ni copié l'œuvre d'autrui afin de la faire passer pour mien.

Fait à Aix-en-Provence, le 13 juin 2013 .

Signature :

Résumé

Ce travail propose une étude du sédiment lacustre finement laminé en lames minces au lac d'Allos (Massif du Mercantour). L'accumulation sédimentaire du lac est majoritairement constituée de dépôts détritiques issus des crues des torrents du bassin versant lors d'épisodes orageux. Ils correspondent à des dépôts instantanés. Le deuxième type de dépôt correspond aux dépôts organiques continus qui reflètent l'activité biologique du lac. L'identification des faciès sédimentaires a permis de réaliser un comptage des lamines de crues permettant ainsi d'établir une chronologie des fréquences et des intensités des événements hydrologiques depuis 2000 ans. Les résultats obtenus ont permis d'établir une chronologie des fréquences de crues. Trois périodes majeures de fréquences plus élevées se détachent de 200 à 850 cal AD, de 1200 à 1600 cal AD et de 1850 à aujourd'hui. De plus, ce travail a permis de calculer le taux de sédimentation organique permettant d'établir plus précisément le modèle d'âge en prenant en compte uniquement l'activité continue du lac. L'activité organique augmente à deux périodes de 850 à 1200 cal AD et pour la période récente de 1850 à aujourd'hui.

Abstract

Smear-slides sedimentological analysis provides a study of finely laminated lake sediment at Allos Lake (Mercantour highlands). Lacustrine sediment accumulation is mainly constituted by detrital deposit from torrent floods of the catchment area during storm. They correspond to instantaneous deposit. The second type of deposit corresponds to organic matter deposit which reflects continuous and biological activity of Allos Lake. Designation of sedimentary features allows counting the laminae of floods and setting up a chronology of frequencies and intensity of hydrologic events since 2000 years. Results allow a frequencies chronology. Three periods with high frequencies appear from 200 to 850 cal AD, from 1200 to 1600 cal AD and from 1850 at today. Furthermore, this study allows to calculate biological sedimentation rate and then to establish more precisely ages scale based only on biological activity of the Lake. Biological activity increase from 850 to 1200 cal AD and from 1850 at today.

Results obtained allow to establish a detailed chronology of environmental changes.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Cécile MIRAMONT (IMBE) et Elodie BRISSET (CEREGE-IMBE) qui m'ont permis de réaliser ce stage. Je vous remercie pour toute l'aide que vous m'avez apporté tout au long du stage. Vos conseils, directives et réflexions m'ont été d'une grande aide pour cerner le sujet et réaliser ce mémoire. J'ai apprécié vous rencontrer et travailler avec vous.

Merci Cécile de m'avoir emmené en ski de rando au lac d'Allos c'était une grande première assez physique mais la vue à l'arrivée en valait la peine ! C'était magnifique.

Merci Elodie de toutes tes bonnes idées et surtout de ta patience à me réexpliquer les choses jusqu'à ce que je comprenne. Bonne chance pour la fin.

J'ai apprécié les découvertes culinaires et les repas avec l'équipe !

Merci à Takeshi NAKAGAWA pour le développement du logiciel Peak Counter qui m'a été très utile pour compter les lamines.

Je remercie Christian MARCHAL pour le prêt de la loupe binoculaire.

Je tiens aussi à remercier le Parc du Mercantour.

Un remerciement à Julien RAVAUX qui a sacrifié quelques journées et soirées de surf (;-)) pour m'apprendre les techniques de bases d'illustrator.

Un grand merci à mes parents qui ont soutenus mes études.

Et pour finir, ma dernière pensée mais non la moindre est pour JM qui me soutient et m'encourage depuis la licence...

1 Introduction générale, contexte scientifique et problématique

Les milieux montagnards, du fait des forts contrastes orographiques, **sont particulièrement sensibles aux risques naturels et en particulier aux risques de crues torrentielles**. Ces phénomènes sont exacerbés dans les montagnes des Alpes françaises du Sud soumises à un régime de précipitation à tendance méditerranéenne (irrégularité, intensité et agressivité des précipitations orageuses) et fragilisées par l'ancienneté de l'occupation humaine (défrichements et pâturages).

Les travaux prédictifs des climatologues montrent que, dans le contexte du changement climatique actuel, **les épisodes de fortes précipitations devraient devenir plus fréquents au cours du XXI^e siècle**, en particulier en zone méditerranéenne, ce qui devrait entraîner des risques de crues plus importants (IPPC, 2007 ; Giorgi et Lionello, 2008).

Les conséquences d'une augmentation de l'occurrence des extrêmes hydrologiques peuvent entraîner des inondations, des sécheresses et des dégâts matériels. Les sociétés humaines étant fortement liées à l'eau (disponibilité en eau potable, consommation en eau pour l'agriculture et l'industrie, localisation des habitations proche des cours d'eaux), il est nécessaire de pouvoir prévenir les risques liés aux extrêmes hydrologiques.

Afin d'étudier l'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues et les facteurs responsables de leur déclenchement (précipitations extrêmes, défrichements), il est nécessaire de replacer la période actuelle dans un **continuum temporel plus large**. Cependant, les données instrumentales ne remontent pas plus loin que le début du XX^e siècle, en particulier dans les régions de montagnes faiblement documentées par les archives écrites. Pour pallier au manque de données il est possible d'utiliser les archives environnementales qui permettent de documenter le milieu montagnard et de remonter dans le temps.

Les lacs creusés par les glaciers aux périodes glaciaires sont nombreux au-dessus de 2000m. **Les sédiments lacustres**, en particulier les sédiments détritiques, sont de bons enregistreurs de l'histoire de l'environnement, du climat et des crues (voir par exemple les travaux de Thorndyraft et al., 1998; Noren et al., 2002; Chapron et al., 2005; Moreno et al., 2008; Giguët-Covex et al., 2011 ; Gilli et al., 2013 Wilhelm et al., 2012 ; Kämpf et al., 2012 ; Czymzik et al., 2012). Ils constituent en effet des archives sédimentaires **continues** de l'histoire de l'environnement depuis la dernière glaciation.

Dans les Alpes du sud, au cœur du Parc Naturel National du Mercantour, **le lac d'Allos** (fig.1) se prête particulièrement bien à l'étude des crues passées. En 2009, une première campagne de carottages courts y a été effectuée. L'observation à l'œil nu des lamines sédimentaires a permis à B. Wilhelm dans sa thèse et ses publications (Wilhelm 2012, Wilhelm et al., 2012) de reconstituer 1400 ans d'histoire des crues dans ce lac. Cependant ce premier travail ne prend pas en compte les lamines sédimentaires d'épaisseur inférieure à 5 mm, rendant ainsi incomplète la reconstitution de la fréquence des crues.

Mon travail de Master 2 s'inscrit à la suite de la seconde campagne de carottage, menée en 2011, qui a permis de prélever l'ensemble de la séquence sédimentaire postglaciaire. Le sédiment a été imprégné de résine et des lames minces ont été fabriquées. Ainsi, à partir de **l'analyse des lames**

minces de sédiment sous la loupe binoculaire, il est devenu possible, à l'échelle des derniers 12 000 ans :

- De **caractériser** précisément les différents **faciès** constituant la séquence lacustre ;
- De reconstituer les **rythmes de sédimentation détritique** dans le lac (histoire des crues) ;
- De reconstituer les **taux de sédimentation organique**.
- De reconstituer les **taux de sédimentation organique** lacustre (productivité autochtone).

Ce travail débouche ainsi sur la reconstitution de l'**histoire du climat** et les variations en fréquence et en intensité des évènements hydrologiques et de leurs extrêmes responsables des crues torrentielles.

De plus, à la demande du Parc du Mercantour et de la Région PACA qui financent ces études et dans le cadre d'un projet professionnel, j'ai intégré un volet de **valorisation** des résultats des travaux scientifiques pluridisciplinaires menés sur le lac d'Allos.

Ce travail s'inscrit dans deux programmes de recherches menés par l'**IMBE** :

- Le programme **LADICIA** « Quand l'homme et le climat façonnent la montagne méridionale. Le Lac d'Allos : une histoire du Détritisme, des Instabilités Climatiques et des Impacts Anthropiques » financé par la Région PACA (dir. C. Miramont) ;
- Le programme **PIT** -Projet d'Intérêt Transfrontalier- « PCR culture et identité dans le Parc du Mercantour » (dir. F. Sumera) ; responsable du lot 1 : F. Guiter.

Ce travail est étroitement associé à la **thèse d'Elodie Brisset**.

La thématique de recherche sur le **risque hydrologique** s'inscrit pleinement dans les thématiques du master GERINAT.



Figure 1 : Le lac d'Allos vu depuis le Mont Pelat, prise de vue en direction du Sud (Miramont, 2013)

2 Le lac d'Allos : localisation et contexte géographique

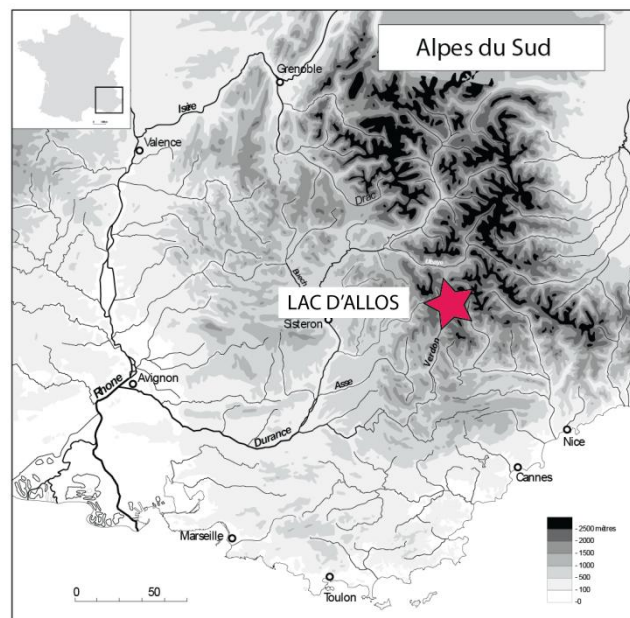


Figure 2 : Localisation du lac d'Allos

Situé dans les Alpes françaises du Sud (Fig2) le lac d'Allos (2230 m NGF, 44°14' N, 6°42'35E), est le plus grand lac naturel d'altitude en Europe : 1 km de long, 700 m de large et 42 m de profondeur.

2.1 Contexte bioclimatique

Le lac d'Allos s'inscrit dans un **contexte bioclimatique des montagnes méditerranéennes**. Aujourd'hui le lac est situé au **sommet de l'étage sub-alpin**, à la limite supérieure de la forêt, l'altitude de cette dernière étant étroitement liée aux **activités agropastorales**. Le bassin versant du lac d'Allos est couvert pour l'essentiel de pelouses alpines pâturées ; au sud, ça et là apparaissent quelques de mélèzes localisés (peu d'arbres persistent au-dessus de 2250m) ; une forêt de jeunes mélèzes en voie d'expansion atteint au nord la zone du verrou (fig. 1).

La région d'Allos est caractérisée par un **régime de précipitations de type méditerranéen à tendance montagnarde**. Le total moyen annuel est de 1152 mm (période 1951-65). Les principales périodes de précipitation se situent en automne pour les mois d'octobre-novembre et au printemps pour les mois de mars à juin (Jorda, 1975, 1976). Durant ces deux périodes les pluies ont un rôle morphologique. En automne, elles sont intenses et violentes et interviennent après une période relativement sèche et ensoleillée au cours de laquelle les pelouses ont eu à souffrir du pâturage des troupeaux d'ovins qui fréquentent encore la plupart des vallons d'altitude (Jorda, 1976). Au printemps, les précipitations s'ajoutent à la fonte des neiges ce qui favorise les phénomènes de torrencialité et de ravinement du bassin versant.

La période d'enneigement dans le bassin versant est évaluée à **8 à 9 mois**, dès 2400m et allant de novembre/décembre à mai/juin. Durant cette même période, le nombre de jours de gel est important.

Ainsi les conditions climatiques qui règnent dans le bassin versant sont favorables à **une intense activité morphogénétique**. Le régime des précipitations sub-méditerranéen favorise l'action des phénomènes de ruissellement et de ravinement.

2.2 Contexte géologique et géomorphologique

La région du lac d'Allos est située à la frontière de deux ensembles litho-structuraux bien individualisés (Jorda, 1976) : **les grès d'Annot autochtones** et la nappe de **charriage de l'Ubaye-Embrunais** («unités sub-briançonnaises») (fig. 3). La dépression du lac **d'Allos a une origine mixte**. C'est à la fois une **cuvette structurale**, mais c'est aussi une **cuvette de dissolution karstique** développée dans les calcaires et cale-schistes du Crétacé-Paléocène. Enfin, elle possède aussi une **origine glaciaire** : elle correspond à un cirque glaciaire bloqué en arrière d'un verrou rocheux (poudingues polygéniques lutétiens allochtones) creusé par les glaciers quaternaires. Les versants sont aujourd'hui tapissés des dépôts abandonnés par les glaciers lors de leur disparition au cours du Tardiglaciaire (fig. 4).

Au sud, le substrat rocheux est composé de grès d'Annot autochtones horizontaux au SE (les Tours du lac), **sensibles à la macrogélivation** engendrant des formes de glaciers rocheux. Le long de l'accident majeur SSW-NNE, les calcaires et **les marnes** de la nappe de charriage **sont verticalisés** et érodés par des ravinements qui fournissent **une charge sédimentaire** importante au lac. Au nord, le verrou glaciaire s'inscrit dans les poudingues polygéniques plus résistants.

Les versants, érodés par le glacier, sont recouverts de **dépôts glaciaires** (moraines), de glaciers rocheux au pied des Tours du lac ainsi que d'éboulis à proximité des versants (Fig. 4 et planche photo)

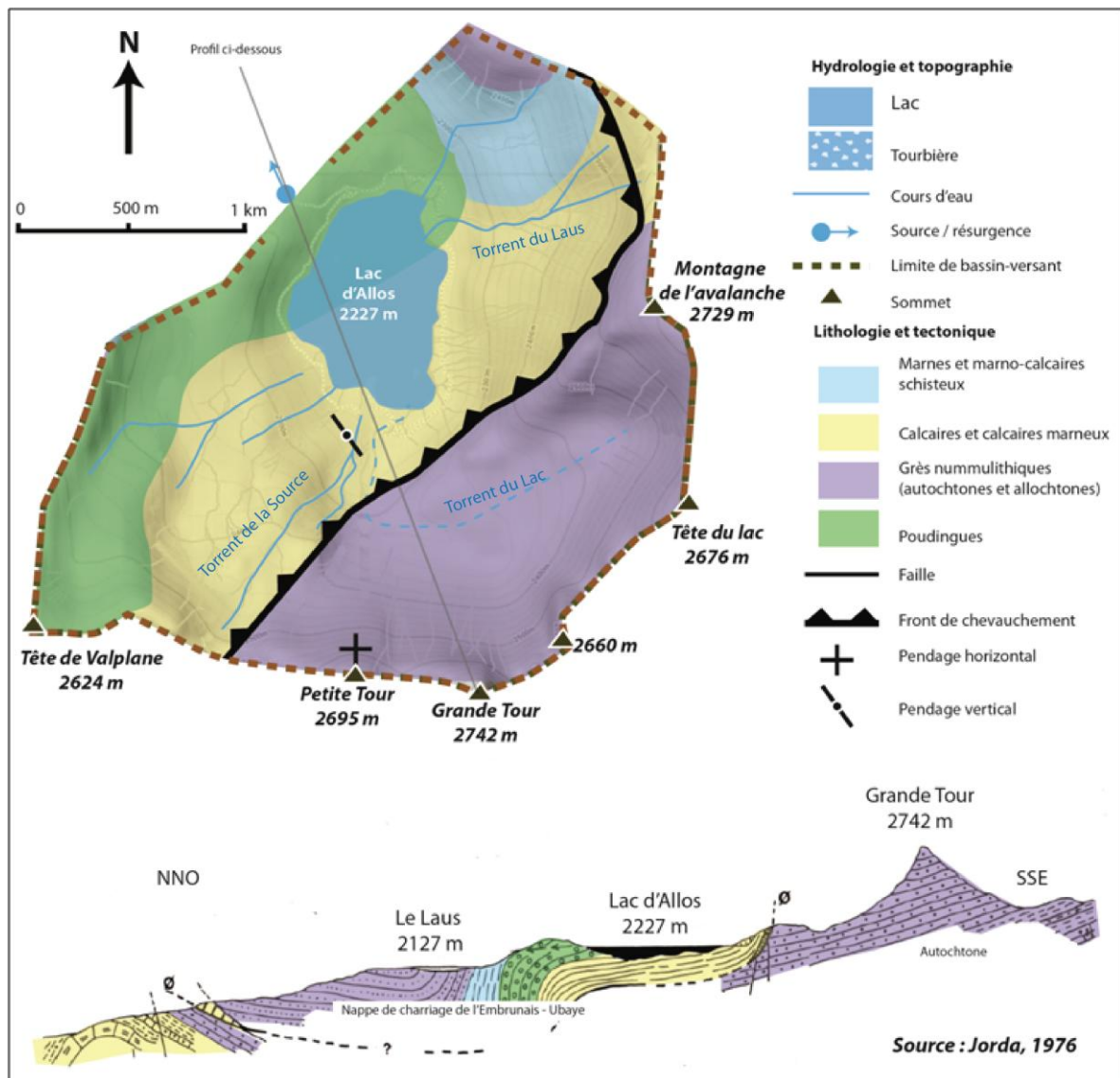


Figure 3 : Contexte lithostructural de la dépression du lac d'Allos (Miramont et al., 201

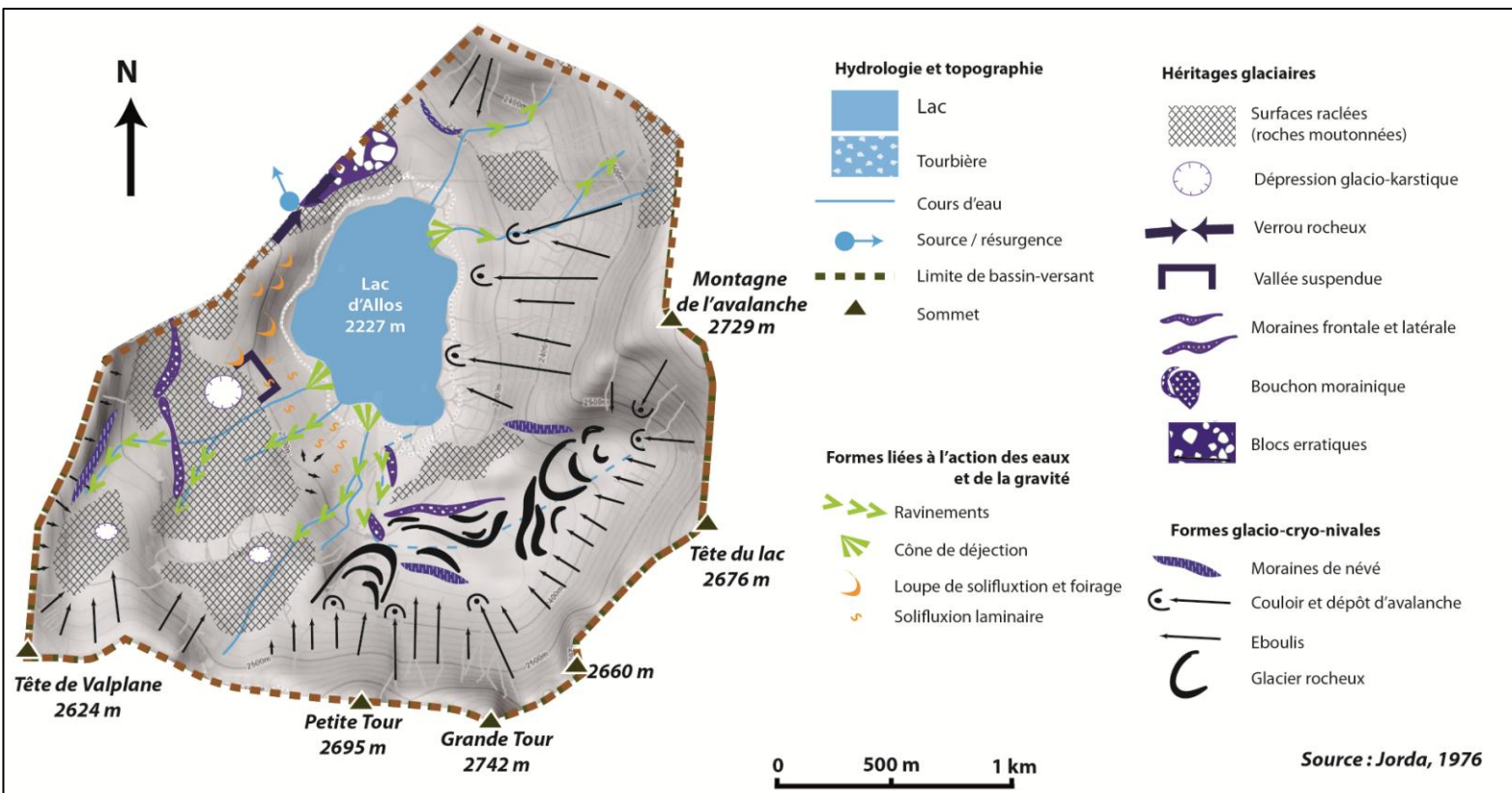


Figure 4 : Contexte géomorphologique du lac d'Allos (Miramont et al., 2013)



Planche photo : A) Eboulis alimentant le glacier rocheux en aval et ligne de crêtes des Tours du Lac qui (limite Sud du bassin versant), prise de vue Sud Sud-Est ; B) Pelouse alpine et végétation éparse, prise de vue direction Ouest. Photo Elodie Brisset mission de terrain juillet 2012.

Des campagnes de prospections bathymétriques et sismiques (Wilhelm et al., 2012) ont montré que le lac est constitué de deux bassins (fig. 5) : un bassin perché au Nord (20m) et un bassin profond au Sud (40m). Les contrastes lithologiques expliquent vraisemblablement l'existence de ces 2 bassins.

Le bassin profond fait l'objet de cette étude car c'est dans celui-ci qu'a été réalisé le carottage étudié.

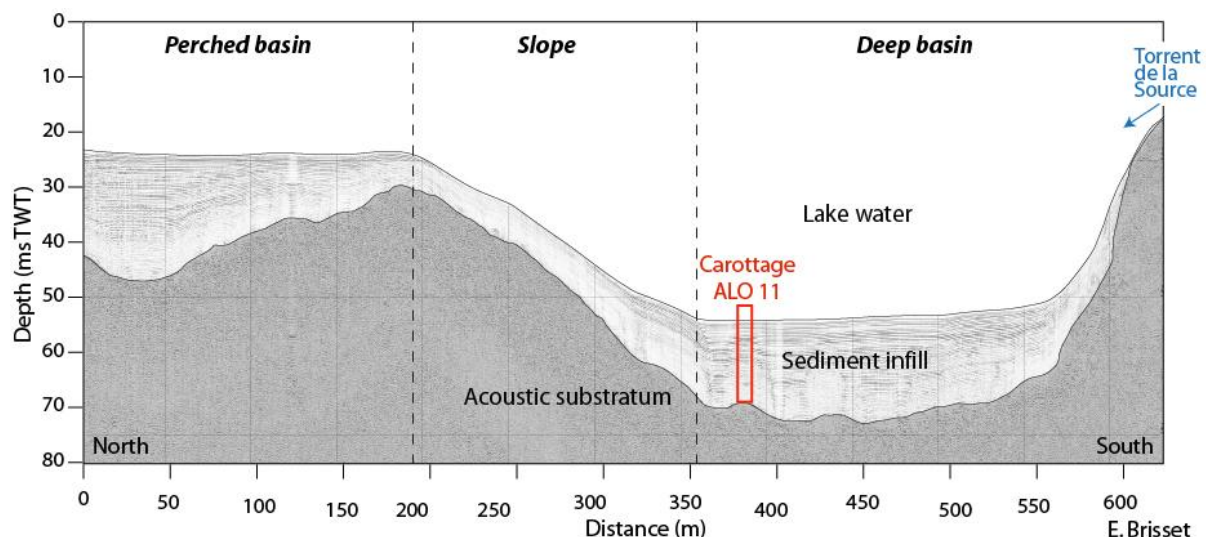


Figure 5 : Profil sismique du lac d'Allos (Wilhelm et al., 2012)

Le lac est alimenté par plusieurs torrents. Au Nord, le torrent du Laus qui alimente le bassin perché. Au Sud les torrents du Lac et de la Source qui alimentent le bassin profond. Le torrent du Lac possède le plus grand bassin versant. Il est alimenté en permanence par le glacier rocheux. Mais, du fait qu'il est inscrit dans les grès d'Annot macrogélifs il n'apporte pas de charge sédimentaire jusqu'au lac. Le matériel qu'il charrie est constitué de blocs grossiers provenant des éboulis amont. Le fond du torrent est pavé de gros blocs. Ainsi, ce torrent n'a pas construit de delta du fait du matériel grossier et d'une pente faible. En revanche, le torrent de la Source a construit un delta important à son embouchure : il draine un bassin versant inscrit dans les calcaires et les marnes ravinées sensibles à l'érosion (fig. 6) Le profil topographique du torrent de la Source montre une pente importante au niveau de la ravine (45%, fig. 7) ce qui favorise le transit du matériel détritique depuis la zone source (la ravine marneuse) à la zone puits (le delta). Durant les événements pluviométriques de forte intensité et/ou de durée importante, la ravine marneuse peut fournir d'importantes quantités de matériel détritique au bassin profond. (Wilhelm 2012) montre que les sédiments deltaïques sont constitués d'une fraction fine d'argiles et de silts fins à moyens. Les analyses granulométriques faites sur la fraction inférieure à 1 mm montrent un premier mode à 0,3 μm et ensuite une répartition de la granulométrie de 5 à 50 μm .

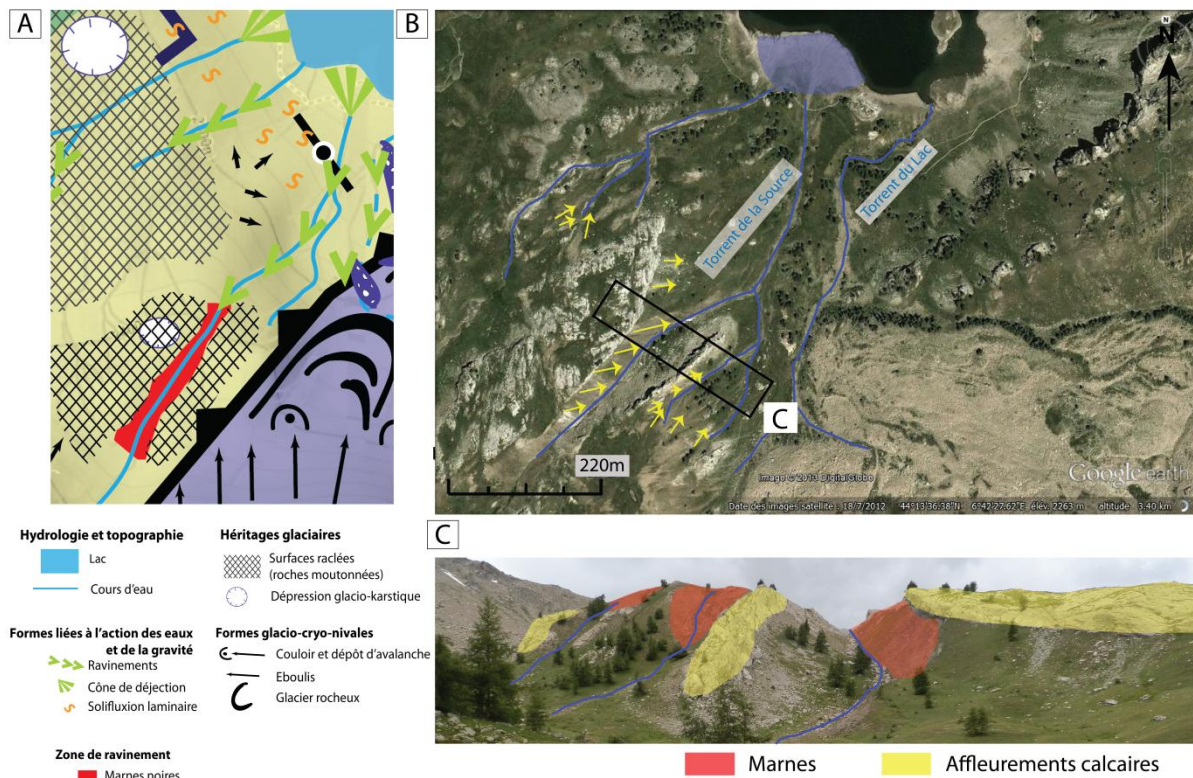


Figure 6 : A) Détail de la ravine du torrent de la Source ; B) Photo aérienne de la ravine du torrent de la Source ; C) Panorama de la ravine marneuse du torrent de la Source

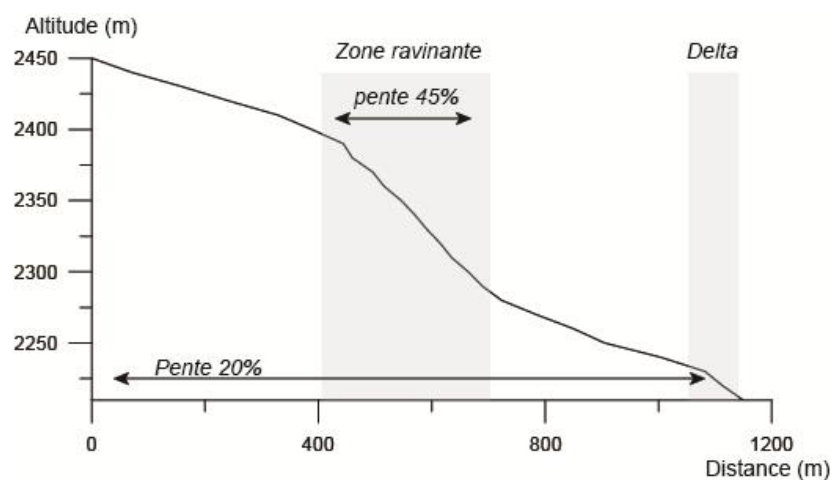


Figure 7 : Profil topographique du torrent de la Source

2.3 Les processus de mise en place des dépôts lacustres

Au lac d'Allos la sédimentation qui domine est la **sédimentation détritique** (granulo-classée, dépôts de crue ; Wilhelm, 2012) c'est-à-dire l'apport par les torrents du matériel des versants au lac lors d'épisodes de **précipitations morphogènes**. Mais comment se forment au fond du lac les lamines grano-décroissantes ?

Durant un épisode de crue du torrent de la Source, la fraction la plus dense est apportée au fond du lac par un courant de fond : le courant d'underflow (fig. 8).

Le courant d'underflow se crée quand l'affluent du lac, ici le torrent de la Source, déverse ses eaux de crues et le matériel qu'elles contiennent dans le lac. Celles-ci sont suffisamment denses pour **tapisser le fond** du lac. Le courant d'underflow est à l'origine des dépôts lacustres dans le bassin profond à l'inverse des courants d'inferflow et d'overflow qui sont moins denses qui restent à la surface ou dans la colonne d'eau provoquant uniquement de la décantation.

Lors de l'acheminement par le courant du matériel au fond du lac, **le profil de vitesse** n'est pas le même à la base qu'au sommet (fig. 8B). Il s'effectue un **classement des grains**. Les grains les plus grossiers (sables) sont à la base du courant et les moins grossiers (silt) au sommet. La fraction la moins dense est composée des grains les plus fins (argiles) et forme un panache turbide moins dense qui suit le sillon du courant d'underflow et qui vient se décanter par la suite formant la partie supérieure fine des dépôts de crues (fig.8A).

Une lamine détritique est donc composée de la fraction dense granulo-décroissante à sa base et de la fraction fine à son sommet. Il n'y a pas de limite distincte entre la base et le sommet mais une progression de la décroissance des grains.

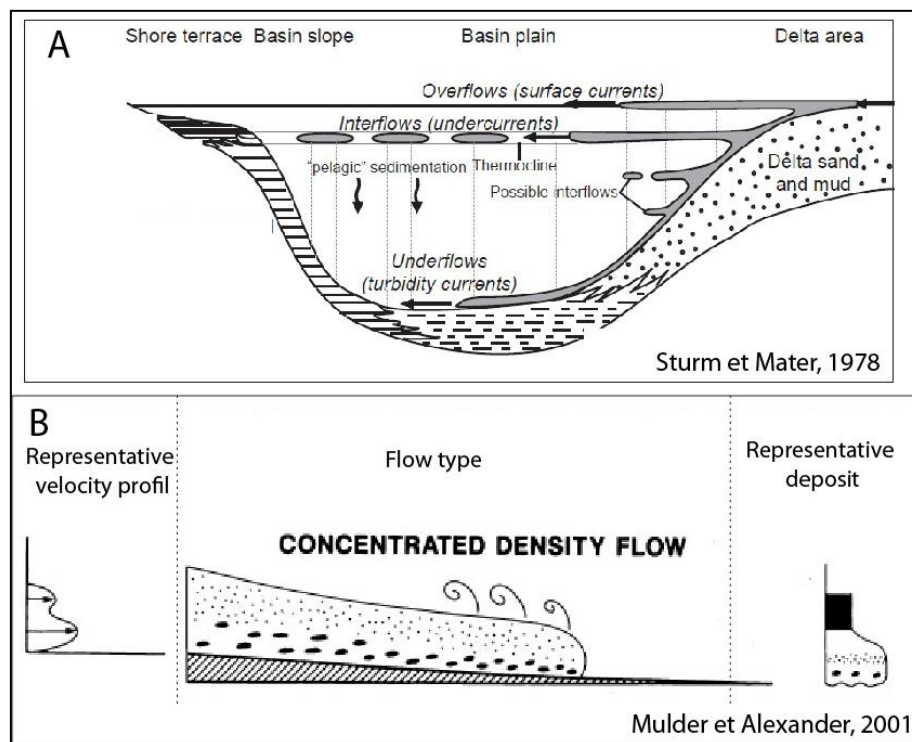


Figure 8 : A) Modèle de distribution d'un panache turbide dans un lac stratifié (Sturm and Matter, 1978) ; B) Modèle de type de flux, profil de vitesse et dépôts correspondant.

3 Contexte scientifique et matériel étudié

Le lac d'Allos a fait l'objet de plusieurs campagnes de carottage en 2009 et 2011.

3.1 Les carottes courtes

Une **première campagne** de carottages courts a été menée en 2009 par les chercheurs du laboratoire EDYTEM. Wilhelm (2012) et Wilhelm et al (2012) ont montré que le sédiment constituant les 2 mètres supérieurs du **remplissage lacustre était finement laminé** et que les couches de sédiments supérieures à 5 mm d'épaisseur correspondaient à des dépôts de crue apportés par les torrents. A partir de la mesure de l'épaisseur des dépôts de crue et d'un modèle d'âge fondé sur 4 datations ^{14}C , sur la mesure de radioéléments (^{210}Pb et ^{137}Cs) et sur des données paléomagnétiques, les auteurs fournissent une chronologie des crues depuis 1400 ans. Cependant ce travail ne prend pas en compte les lamines inférieures à 5 mm. La détermination de la fréquence des crues est donc incomplète. Il était donc nécessaire d'améliorer la chronologie des crues par un comptage de toutes les lamines, même les plus fines.

L'objectif de mon travail est d'améliorer la chronologie des crues par un comptage exhaustif des lamines. Pour cela le comptage des lamines n'est possible qu'à l'aide de lames minces qui fournissent une information à haute résolution (fig. 9). De plus le carottage ALO11 (présenté ci-dessous) est plus profond que les carottages courts précédents et permet de ce fait de **remonter plus loin dans le temps.**

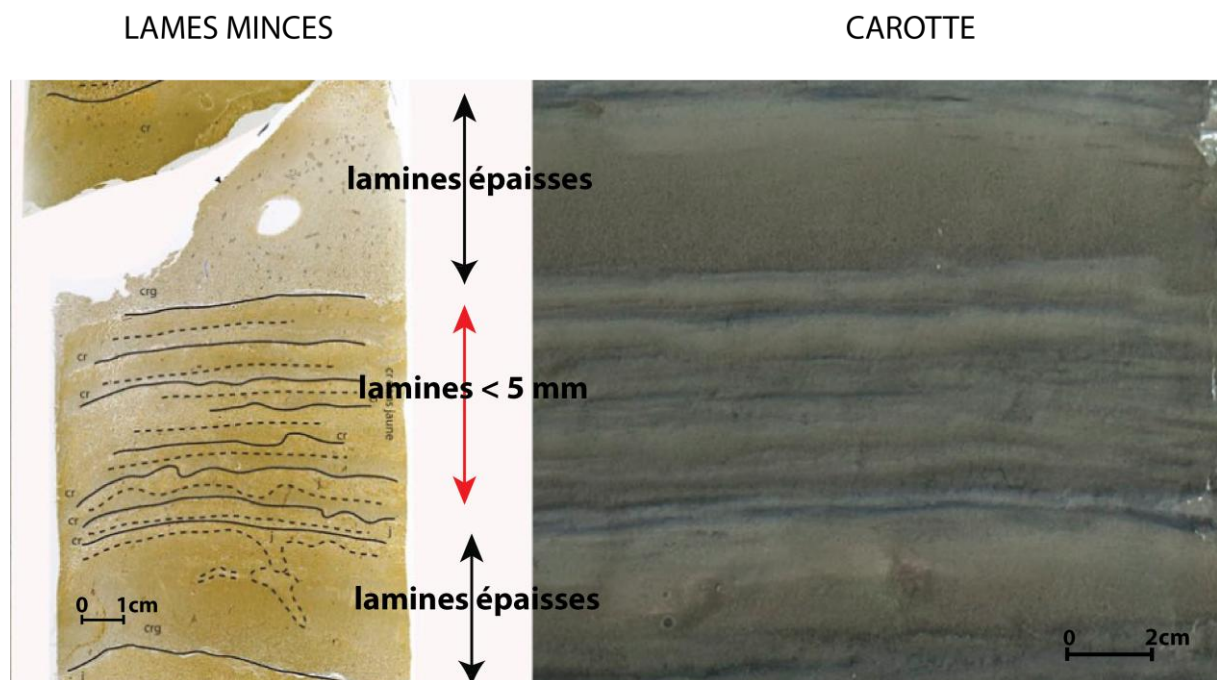


Figure 9 : Observation à haute résolution permise par les lames minces

3.2 Le carottage long

Une **seconde campagne** de carottage a été conduite en 2011 dans le cadre des projets PIT Mercantour et LADICIA. La bonne corrélation des 6 carottes courtes (Wilhelm, 2012) prélevées dans

le bassin profond avait montré que la sédimentation est homogène et impliquait que n'importe quel site de carottage dans la zone profonde permet d'obtenir une carotte représentative de l'activité du torrent de la Source. **Le carottage** a donc été réalisé au centre du **bassin profond**, de façon à obtenir un enregistrement intégrateur des changements de l'environnement sur les versants. Le carottage a été réalisé à l'aide d'un carottier à percussion UWITEC et d'une barge UWITEC gonflable. Une carotte pilote et trois prélèvements parallèles ont été effectués afin d'obtenir une série stratigraphique complète à partir de sections chevauchantes. L'ensemble du remplissage lacustre a pu être prélevé, le carottage ayant atteint les graviers glaciaires recouvrant le substrat. Les différentes sections ont été méticuleusement corrélées entre elles grâce à l'observation des successions de lamines caractéristiques (fig. 10). **Une carotte composite, ALO11, de 14,5 mètres a été obtenue sur la partie supérieure de laquelle nous avons travaillé.** Comme attendu, les 2 mètres supérieurs d'ALO11 ont pu parfaitement corrélés à la carotte courte ALO09P2 décrite par Wilhelm (2012).

Le carottage a été fait avec des tubes de 90 mm de diamètre jusqu'à 7,5 mètres environ. Puis, le sédiment devenant argileux et collant, il a fallu utiliser des tubes de 63 mm. Le sédiment prélevé dans ces tubes est fortement déformé (pistonage) ne permettant pas une bonne résolution d'analyse en lame mince. Ainsi, seuls les 7,5 m supérieurs (environ 7500 ans d'histoire) sont utilisables pour l'étude en lames minces. Dans le cadre de cette étude, seuls les 4 mètres supérieurs (environ 2000 ans d'histoire) ont pu être étudiés à la suite d'un retard important dans la fabrication des lames indépendamment de notre volonté.

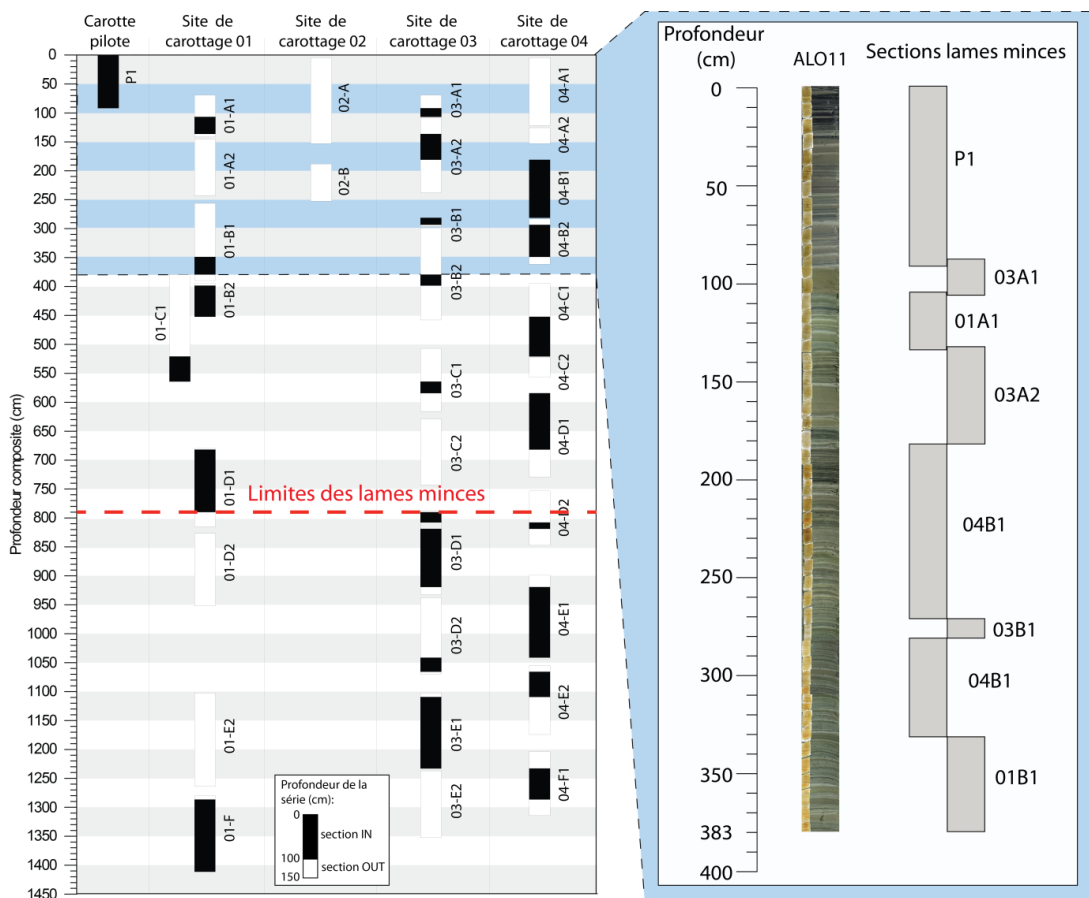


Figure 10 : Organisation des carottages. En noir les parties choisies pour établir la profondeur et créer la carotte composite ALO11. Et un zoom sur les parties supérieures de 0 à 3,83 m sur lesquelles ont été étudiées les lames minces pour cette étude.

Dans le cadre de la thèse d'E. Brisset, des analyses géochimiques ont été menées associées à des analyses polliniques (travail en cours). **Le modèle d'âge** a été réalisé à partir de **21 datations au ¹⁴C** (fig. 11). Dans le cadre de la thèse de B. Wilhelm (2012), la partie supérieure de la carotte a fait l'objet de datation par les isotopes du **Plomb et du Césium**. Wilhelm a aussi choisi de caler le modèle pour la partie supérieure de la carotte par rapport aux archives de débordements et de crues des cours d'eau. **Dans notre étude, nous n'avons pas les points liés aux archives afin d'éviter un raisonnement circulaire.**

Les premiers résultats des analyses ont révélé plusieurs unités :

- **A la base de la carotte** : dépôts de fonte fluvio glaciaires ; puis la sédimentation lacustre laminée témoignant de la formation du lac commence au moins à partir de 12000 cal BP (base de la séquence est encore mal datée) ;
- **De 12000 à 8000 cal BP** : le remplissage lacustre est finement laminé, constitué par l'érosion des farines glaciaire (taux de sédimentation élevés) ;
- **De 8000 à 1800 cal BP** : le taux de sédimentation diminue, le sédiment laminé prend une couleur plus verdâtre (augmentation de la matière organique), corrélativement au développement de la végétation (en particulier une sapinière qui entoure le lac) ;
- **A partir de 1800 cal BP** : les lamines détritiques de type « crues » deviennent plus épaisses (augmentation des taux de sédimentation) témoignant d'apports détritiques plus importants. Ce changement peut s'expliquer par une augmentation du matériel disponible sur les versants: les sols et le substrat ne sont plus protégés par la végétation qui est défrichée pour le pâturage (présence de pollen d'anthropisation et d'espèces liées aux milieux ouverts). Au sein de cette période, le Petit d'Optimum climatique Médiéval (POM) se distingue par des lamines plus sombres très chargées en matière organique ;
- **enfin, depuis 1900** : le sédiment devient une gyttia noire. Ce changement est corrélatif de l'installation du refuge/restaurant au bord du lac (rejet massif d'eaux usées), de l'intensification des activités de pêche (empoisonnement annuel) et du réchauffement climatique récent.

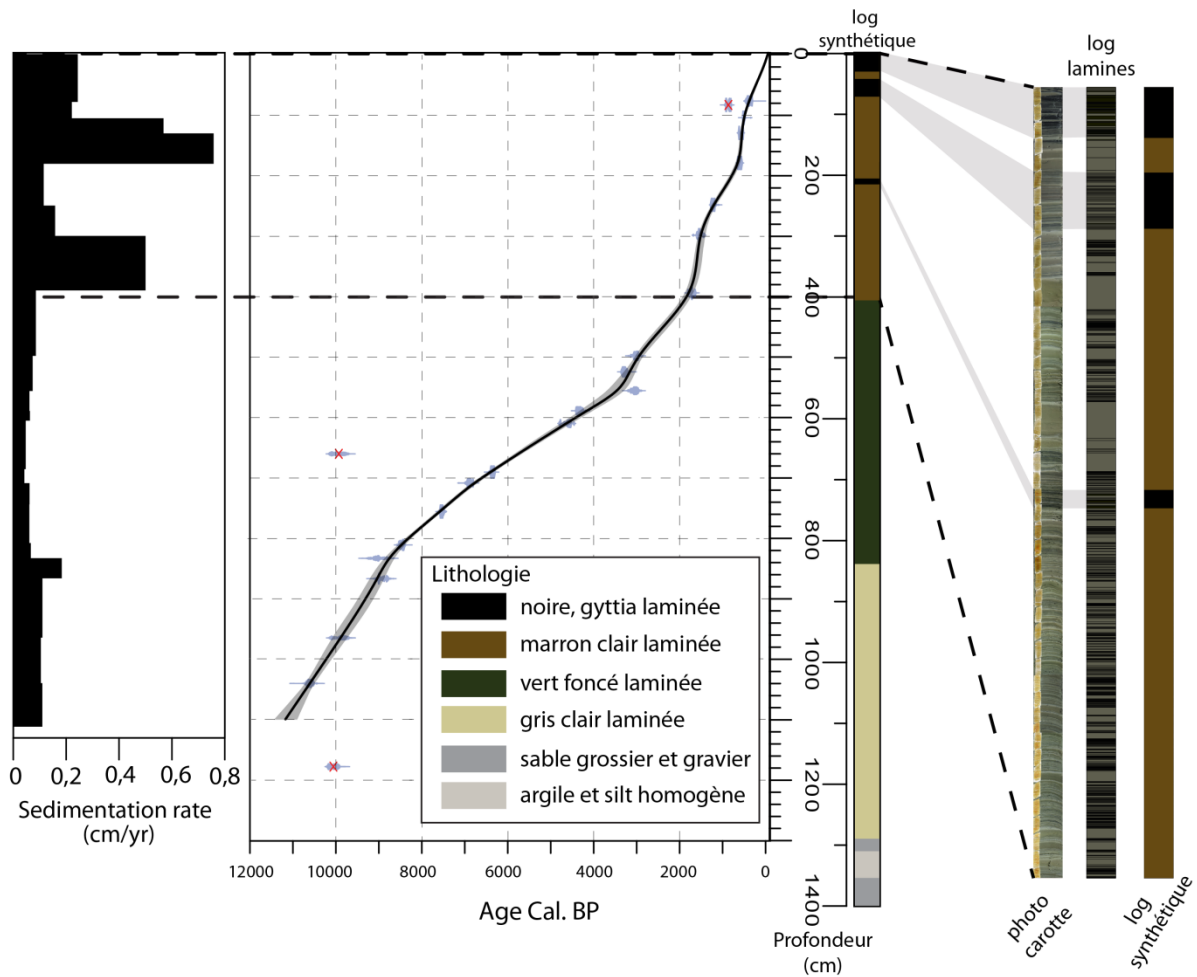


Figure 11 : Modèle d'âge et taux de sédimentation pour l'ensemble de la carotte et zoom sur la partie supérieure étudiée de 0 à 3,83 m

Notons que la partie d'ALO11 que nous étudions ici correspond à une période de crise sédimentaire majeure.

4 Méthode

4.1 La fabrication des lames minces

La fabrication des lames minces a été faite par le laboratoire MK Factory en Allemagne (Michal Köhler).

Le sédiment lacustre prélevé en carottage a été ré-échantillonné en U-channels, découpé en blocs et imprégné de résine. Le bloc est ensuite débité en fine plaquette (0,5cm) d'échantillon rigidifié. Il est ensuite collé sur un support (une lame) pour être finalement aminci jusqu'à 25 μ m (Cubizolle, 2009).

Les lames ont été coupées en biais et se chevauchent de 2 cm (théoriquement). Ainsi il n'y a pas de problème de raccordement. La fabrication des lames minces est complexe et il peut avoir par endroit un problème de craquelures des lames. Cependant l'information de la lamination est conservée.

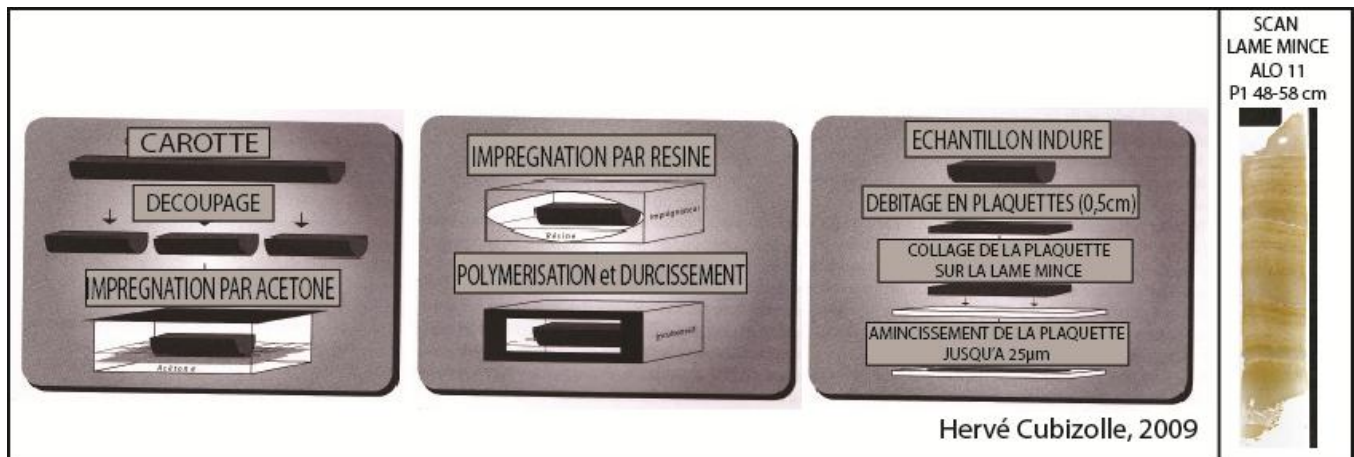


Figure 12 : Procédé de fabrication des lames minces

4.2 Analyse des faciès

4.2.1 Caractérisation des faciès

La **caractérisation des faciès** a été réalisée à l'aide d'une **binoculaire** permettant le grossissement visuel de la lame mince ($\times 50$), et de la bibliographie correspondant à la problématique des lames minces (Giguët-Covex, 2012). Des observations ont été faites au MEB (Brisset, thèse en cours) et ont permis de contraindre la définition des différents faciès.

Les faciès ont été déterminés selon les critères d'observations suivant :

- **La taille des grains** (sables fins, limons, argiles)
- **L'organisation des grains** (sédiment granoclassé ou pas, traces de dioturbation)
- **La nature du sédiment** (rapport entre la fraction détritique et organique)
- **La présence d'éléments particuliers** : diatomées, macrorestes, etc....

Ces critères d'observations ont permis d'aboutir à une caractérisation/classification des différents faciès qui sera présentée dans la partie de résultats.

4.2.2 Délimitation des faciès

Les lames minces ont été scannées à haute résolution (2300ppp). Le scan sert de support à la délimitation des faciès sous le logiciel illustrator. La délimitation se fait à l'aide des observations faites à la loupe binoculaire.

Pour chaque lame mince il a été réalisé :

- Une **première lecture** sous la loupe pour délimiter les faciès ;
- Une **deuxième lecture indépendante** (faite par Olga Kaeuffer) pour confirmer ou effectuer une correction si nécessaire ;
- Une **troisième lecture** de vérification ;

4.2.3 Assemblage des lames minces et corrélation avec la photographie de la carotte

Une fois la délimitation des faciès faites sur les scans des lames minces, les images sont mises bout à bout et corrélées visuellement avec la photographie de la carotte pour vérifier la correspondance entre l'image et les lames minces (fig.13).

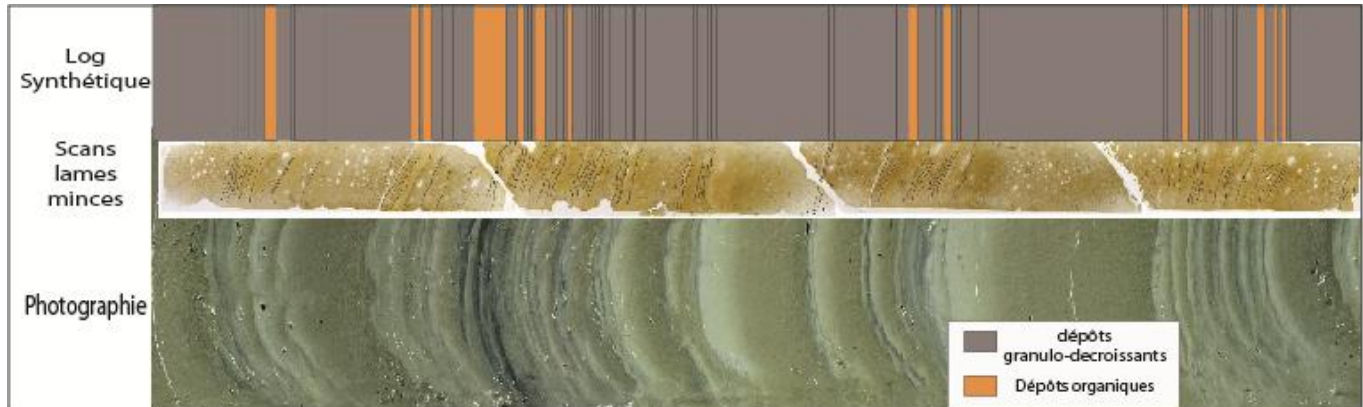


Figure 13 : Corrélation scans lame mince et photographie de la carotte et log synthétique

4.3 Comptage des lamines avec Peak Counter

Les mesures d'épaisseurs des lamines ont été réalisées avec le logiciel **Peak Counter** (Nakagawa 2012 ; <http://dendro.naruto-u.ac.jp/~nakagawa/>). Ce logiciel nécessite :

- **une image jpeg** (correspondant à l'assemblage des scans des lames minces) avec la photographie de la carotte (fig. 13) ;
- **un document Excel** dont le nombre de lignes correspond au nombre de pixels de l'image jpeg.

Ensuite la délimitation des faciès peut être effectuée en posant des **repères à chaque limites** de lamines. Il est possible d'attribuer à chaque faciès un repère différent. **Pour finir Peak Counter effectue la mesure en pixel entre deux repères** (fig.14). Les épaisseurs des lamines sont mesurées en fonction de la profondeur.

Le comptage des lamines a été fait par section de carotte que nous avons ensuite rassemblées.

Peak Counter fournit en sortie un document Excel pour chaque section. C'est avec ces documents que toutes les analyses ont été faites.

ALO11-01 B1

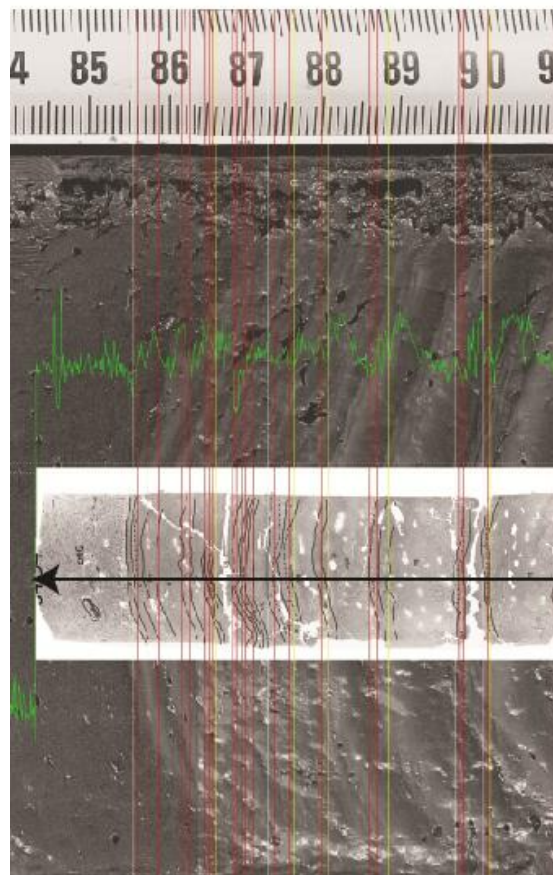


Figure 14 : Comptage des lamines avec Peak Counter. En couleur les repères des faciès. La flèche indique le sens de comptage.

4.4 Traitement des données

4.4.1 Mise bout à bout et conversion

Les documents obtenus avec Peak Counter nécessitent d'être assemblés pour avoir un comptage en continu.

Les mesures d'épaisseurs en **pixels sont converties en centimètres** pour pouvoir être reportés à la profondeur en centimètres de la carotte. (Formules en annexe)
Cette opération est réalisée pour chaque section de carotte de façon à éviter les erreurs dues aux variations d'échelles des prises de vue initiales et aux déformations des lamines.

5 Résultats

5.1 Lithotypes et faciès sédimentaires

L'observation des lames minces a permis de déterminer différents faciès sédimentaires dans la carotte. Leur enchainement (séquence de dépôt) permet de définir des lithotypes caractéristiques.

5.1.1 Lithotype A : faciès organique

Le faciès organique que seules les lames minces permettent de décrire avec précision, se présente sous la forme de dépôts non **organisés riches en matière organique** amorphe rougeâtre héritée de la pédogénèse et en matière organique algale riche en débris végétaux. Ces faciès correspondent à la

sédimentation continue du lac en dehors des apports détritiques. Ces couches sont parfois **riches en frustules de diatomées géantes** (fig. 15). Ces faciès sont légendés « j » car la matière organique rend leur couleur jaunâtre.

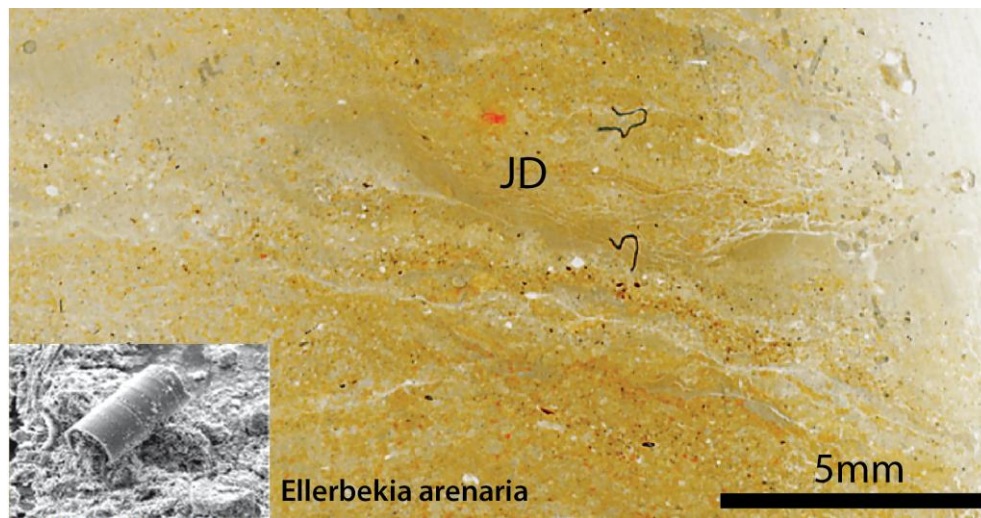


Figure 15 : Lithotype B comprenant avec des diatomées. Diatomées prises en photo au MEB (Ellerbekia arenaria, détermination Rosine Cartier)

5.1.2 Faciès détritiques (lithotype B et C)

5.1.2.1 Lithotype B (Graded detrital layer)

Le lithotype B correspond à des dépôts grano-décroissants infra-millimétriques à pluricentimétriques.

Wilhelm (2012) a réalisé des analyses granulométriques nous aident à caractériser les faciès de ce lithotype (fig. 16). La séquence de dépôts est caractérisée par l'enchaînement de trois faciès :

- **La base**, dont le contact avec les dépôts antérieurs est **parfois érosif**, est composée de **sables fins ou de limons** (modes à 30 μm) avec des distributions relativement symétriques (asymétrie de 0.9) et grano-classés (Kurtosis à 0.25 μm , fig. 17) ;
- **Un faciès de transition** est caractérisé par une **diminution progressive de la proportion de sables fins au profit des silts** (mode principal à 6 μm). Les grains sont progressivement moins bien classés (fig. 18);
- **le sommet est constitué d'argile**. Le grain moyen chute à environ 2 μm . Les distributions granulométriques sont fortement asymétriques vers les fines (fig. 17).

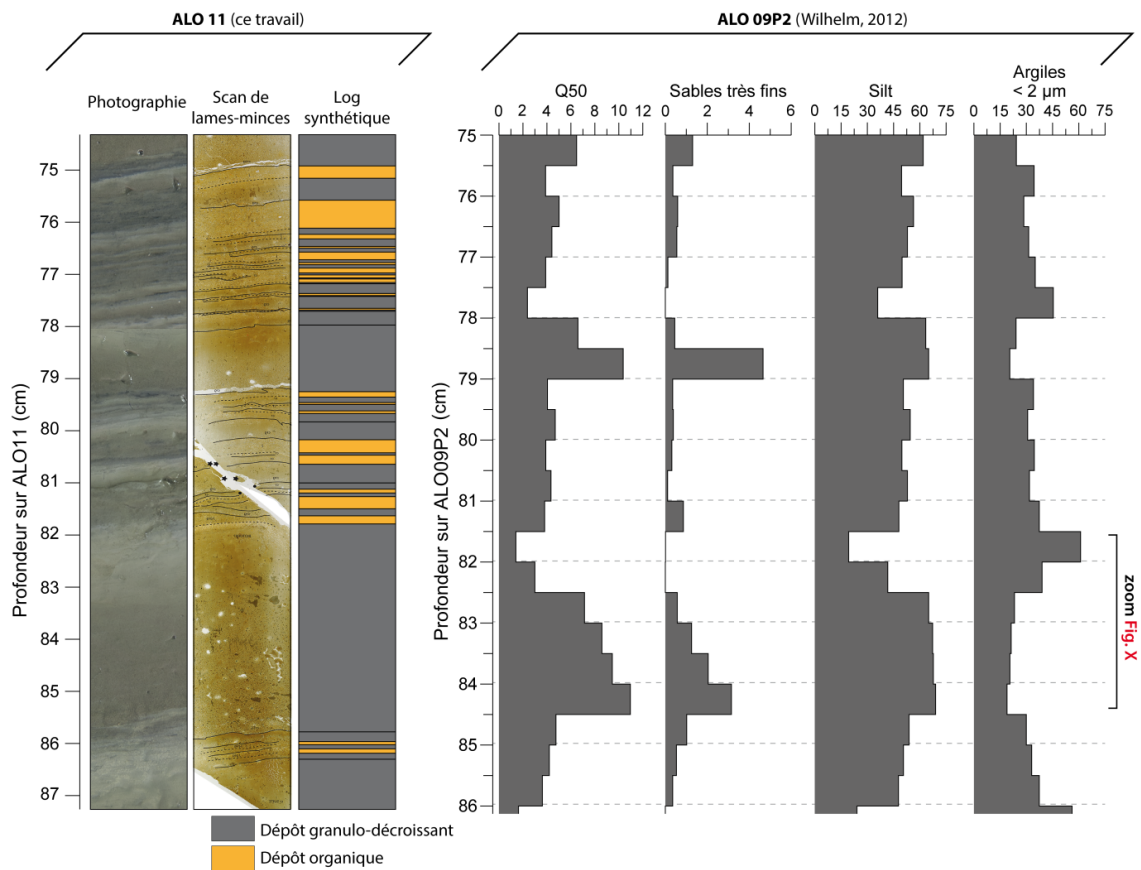


Figure 16 : Corrélation de la carotte ALO 11 avec les analyses granulométrique d'ALO 09P2 (Wilhelm, 2012)

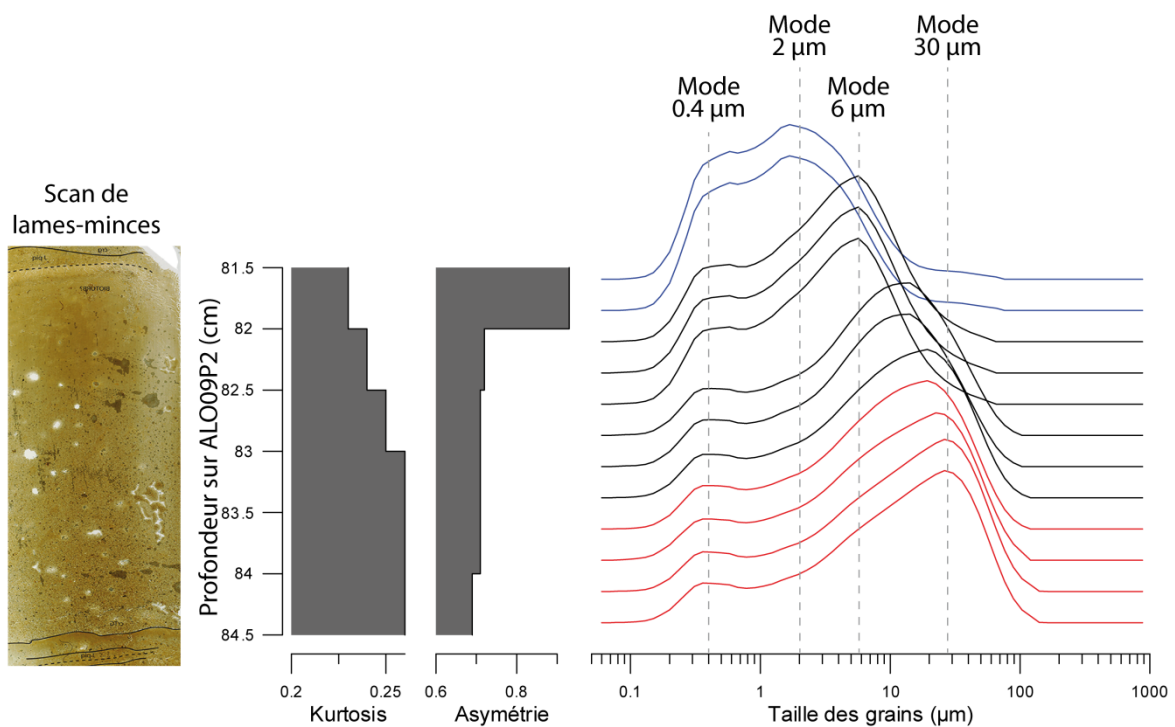


Figure 17 : Corrélation d'une lamine (ALO11) et de la granulométrie correspondante (ALO 09P2, Wilhelm, 2012)

Les analyses granulométriques de Wilhelm (2012) ont été réalisées sur les dépôts les plus épais (> 5mm). **Les observations en lames minces montrent que le même enchaînement de faciès caractérise les lamines millimétriques à infra millimétriques.**

Dans la portion de la carotte étudiée, **ce lithotype peut atteindre des épaisseurs variant de 300 µm à 17 cm d'épaisseur.**

Ces dépôts sont caractéristiques des évènements de précipitation permettant l'érosion des versants. Ils correspondent à des **dépôts de crue (ou dépôts instantanés)** dont la mise en place se fait par un courant d'underflow (cf. 2.3). Bien qu'ils ne représentent que des épisodes instantanés, ils constituent **l'essentiel du volume des dépôts** lacustres sédimentés au fond du lac d'Allos.

Dans ce lithotype, nous avons défini 3 classes de dépôts grano-décroissant :

- **Lithotype B1** : Les dépôts à base fine (silteuse)- légendés « Cr » ;
- **Lithotype B2** : les dépôts à base plus grossière (silts grossiers), contenant de nombreux débris végétaux légendés « CrG » ;
- **Lithotype B3** : les dépôts à base très grossière (sables fins avec de très nombreux débris végétaux) légendés « CrTG » ;

La détermination de ces classes granulométrique a été réalisée à partir d'un référentiel visuel (fig.19)

Selon les sections de carottes considérées, l'organisation des lithotypes A et B peut être différente :

- Des lamines de crue (lithotype B) peuvent alterner régulièrement avec les lamines organiques du lithotype A (fig. 18C) évoquant un fonctionnement saisonnier ;
- Des lamines de crue peuvent se succéder régulièrement sans que n'apparaisse de lamine organique (fig. 18A);
- Dans les lamines organiques, des « fantômes » de lamines de crue infra-millimétriques sont parfois encore discernables bien qu'ils soient partiellement effacés par les processus de bioturbation (fig. 18B).

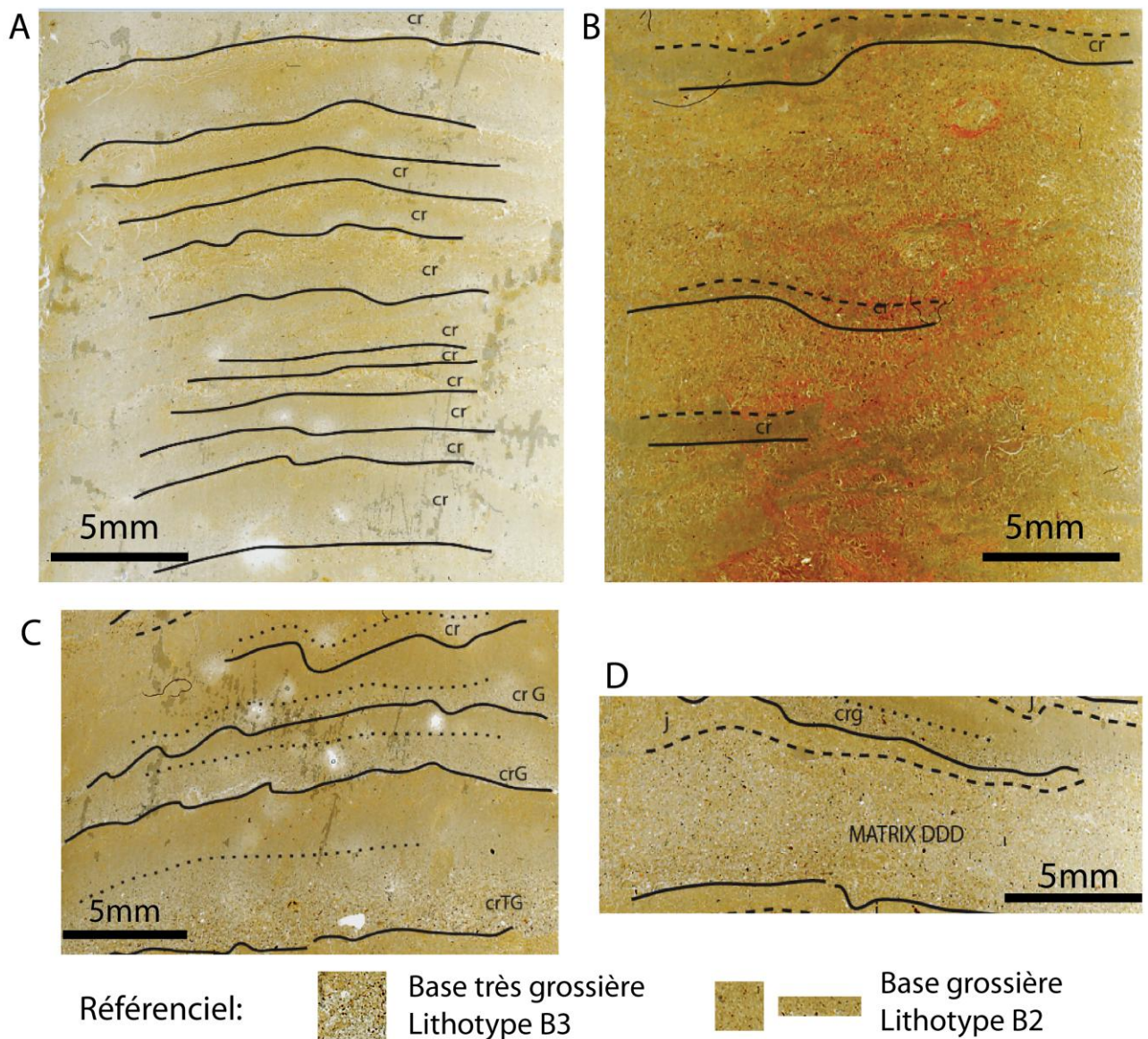


Figure 18 : A) Succession de lamines de lithotype B ; B) Fantôme de lamine de lithotype B dans un dépôt de lithotype A ; C) Alternance régulière des lithotypes B et A. Noter la base érosive des lamines du lithotype B et D) lamine lithotype C. Les traits pleins noirs représentent la base des lamines du lithotype B ; les traits pointillés représentent la base des lamines du lithotype A ; les points représentent la base du faciès argileux sommital du lithotype B

5.1.2.2 Lithotype C (Matrix-supported layer)

Ce faciès de type correspond à des dépôts argilo-silteux hétérométriques non triés (fig.18D). Ces dépôts peuvent comporter à leur sommet une lamine silto-argileuse caractéristique de processus de décantation mais celle-ci n'est pas toujours bien représentée. **Ces dépôts sont attribués par les auteurs à des remaniements gravitaires (slumps) qui affectent les berges sous-lacustres.** Lorsqu'on s'éloigne de la zone effondrée, les auteurs montrent une transition latérale de ce faciès vers le lithotype B (Waldmann et al., 2010 ; Czymzik, 2010). Ces dépôts sont très peu fréquents dans la carotte et ne sont pas significatifs en terme de changements paléo-environnementaux.

5.1.3 Une sédimentation laminée non varvée

Au total nos observations montrent que la sédimentation est **laminée mais non varvée**. En effet, il est **impossible de distinguer une rythmicité annuelle des dépôts** : les varves sont généralement marquées par la présence d'une couche d'argile de décantation correspondant à la période hivernale. Ici il est impossible de différencier cette couche des faciès de décantation des dépôts de crue. De plus il est tout à fait possible que plusieurs crues interviennent durant une même année.

Nous avons observé que la base des passées de crues pouvait être ravinante. Ainsi, il est possible que **certaines crues aient érodé les lamines inférieures**. **Cependant la bonne corrélation des carottes courtes faites dans différentes zones du bassin profond laisse à penser que les processus d'érosion à la base des crues sont relativement limités.**

5.2 Mesure de l'épaisseur des lamines

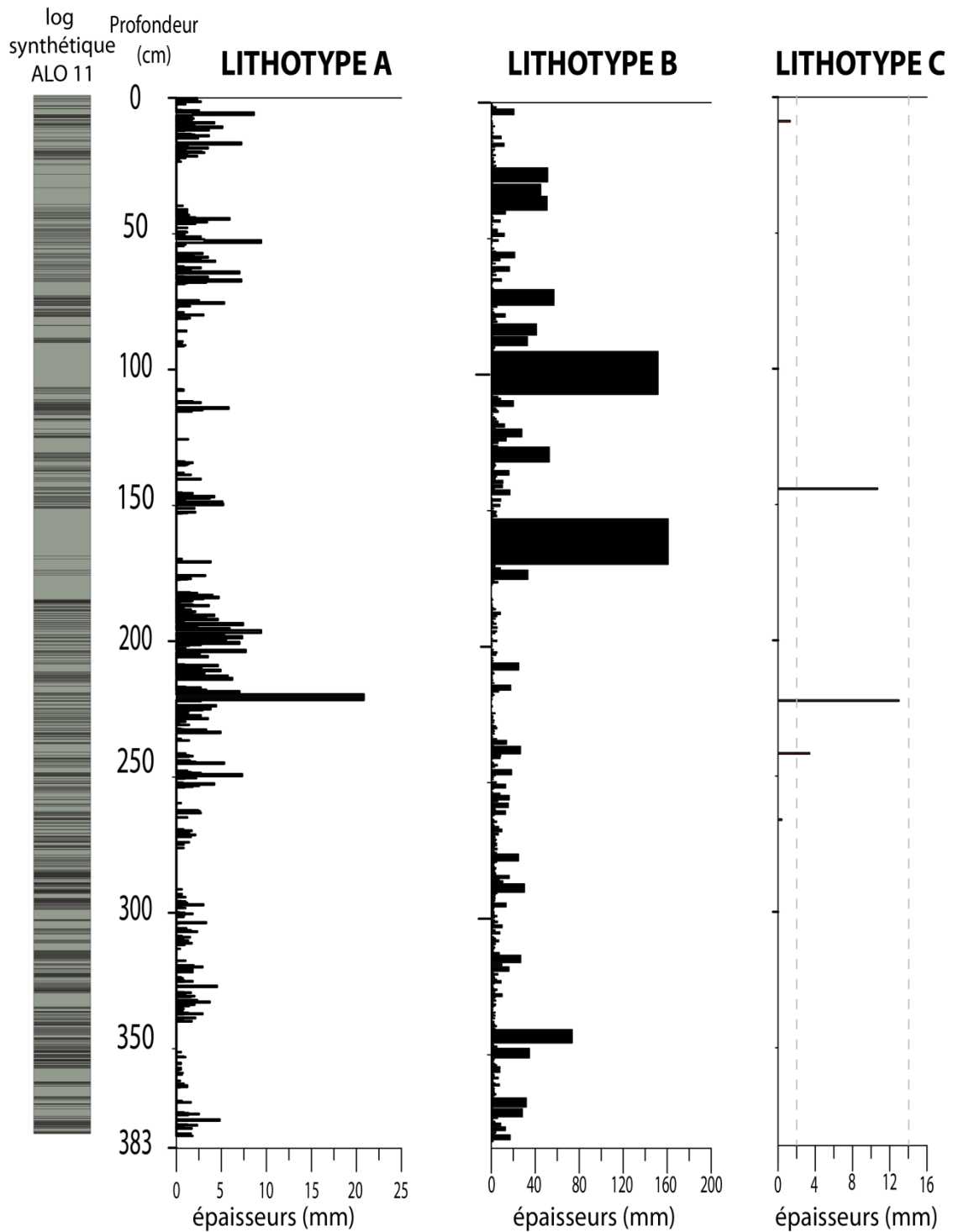


Figure 19 : Log synthétique et épaisseurs des lamines par lithotype

5.2.1 Lithotype A

Le **lithotype organique** est présent tout au long de la série avec des épaisseurs comprises entre 0,1 et 20,8mm (fig. 20). Seul 6% des lamines de ce lithotype sont supérieures à 5 mm ; **94 %** d'entre elles

sont **inférieures à 5mm**. La lamine la plus épaisse se situe à 220 cm de profondeur et mesure 2 cm. Elle représente la valeur maximum dans la distribution des épaisseurs (fig. 19).

La courbe des variations des épaisseurs montre qu'à certaines profondeurs les dépôts sont plus nombreux. **De 0 à 25 cm, de 40 à 90 cm et de 170 à 250 cm les dépôts sont plus nombreux et relativement plus épais** (fig. 19)

5.2.2 Lithotype B

Les dépôts détritiques sont présents tout au long de la série. Les épaisseurs mesurées montrent des dépôts aux épaisseurs très variables, de moins d'un millimètre à plusieurs centimètres ; **la valeur maximale est de 161 mm d'épaisseur** (fig. 19 et 20).

Les lamines inférieures à 5mm représentent 89% du total de ces dépôts, soit l'information dominante. **Les lamines supérieures à 5 mm comptabilisés par Wilhelm et al., 2012) ne représentent que 11 % du total des lamines de crues.**

La distribution des épaisseurs des lamines selon la granulométrie de leur base (fig. 20) montre un lien entre l'épaisseur et la granulométrie des lamines :

- **le lithotype B1 (base fine silteuse)** correspond aux épaisseurs les plus fines majoritairement inférieures à 2,5 mm (environs 90 % des dépôts du lithotype B);
- **Le lithotype B2 (base silteuse grossière)** a des épaisseurs comprises pour la moitié d'entre elles entre 2,5 et 7 mm (espace interquartile).
- **La moitié des lamines du lithotype B3 (base grossière silto-sableuse)** a des épaisseurs comprises entre 12,5 mm et 40 mm. **La médiane est d'environ 20 mm d'épaisseur** et la distribution est dissymétrique montrant que les dépôts très grossiers sont les dépôts les plus épais, **avec 2 valeurs extrêmes de 150 et 161 mm** (fig. 19 et 20).

Tout au long de la série on observe que les dépôts les plus épais se trouvent (fig. 19) :

- De 20 à 40 cm de profondeur, 3 dépôts sont épais compris entre 40 et 60 mm.
- De 70 à 75 cm de profondeur, un dépôt épais de 50mm compris entre des dépôts très fin.
- De 80 à 90 cm de profondeur, deux dépôts de 50mm se succèdent
- A environs de 100 cm de profondeur, la mesure des épaisseurs montre un dépôt épais de 150 mm.
- A 154 cm de profondeur est enregistrée la crue la plus épaisse de la série avec une épaisseur de 161 mm.
- A 340 cm de profondeur, une lamine est d'environ 80 mm.

Ainsi, nos résultats confirment la relation établie par Wilhelm (2012) à partir des analyses granulométriques réalisées sur une carotte courte. Il montre la co-variation de la granulométrie (Q90_{max}) et de l'épaisseur des lamines, avec une relation de type exponentielle (fig. 21)

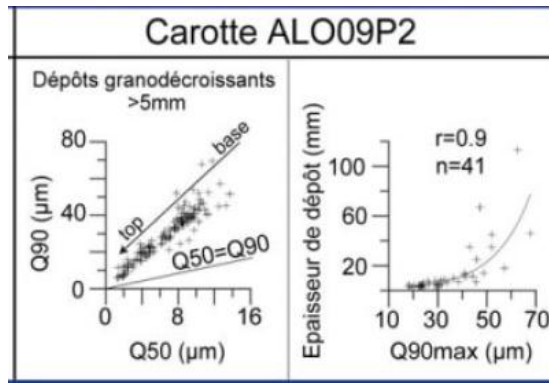


Figure 21 : Report des analyses granulométriques des dépôts de crue dans un diagramme de type Passega (Q50-Q90) et comparaison de l'épaisseur des dépôts avec leur Q90max (valeur maximale du Q90 pour un dépôt ; Wilhelm, 2012)

5.2.3 Lithotype C

Ce lithotype est le moins représenté, il correspond à 5 dépôts sur l'ensemble de la série. Ces dépôts sont de l'ordre de l'infra-millimétrique pour 0,4 mm (266 cm de profondeur) à centimétrique avec 1,3 cm (222cm de profondeur) pour la valeur la plus élevée (fig. 19 et 20).

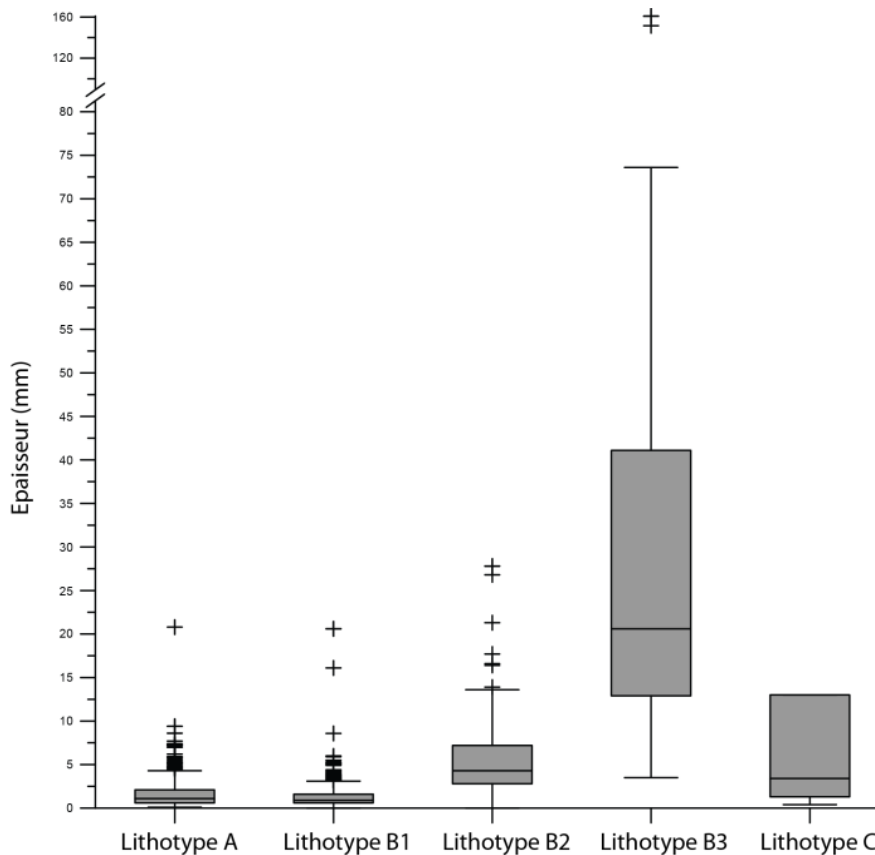


Figure 20 : Boxplot par lithotype. La barre correspond à la médiane, la boîte correspond à 50% de l'information, les moustaches correspondent au max et minimum et les croix correspondent aux valeurs extrêmes.

5.3 Taux de sédimentation et modèle d'âge

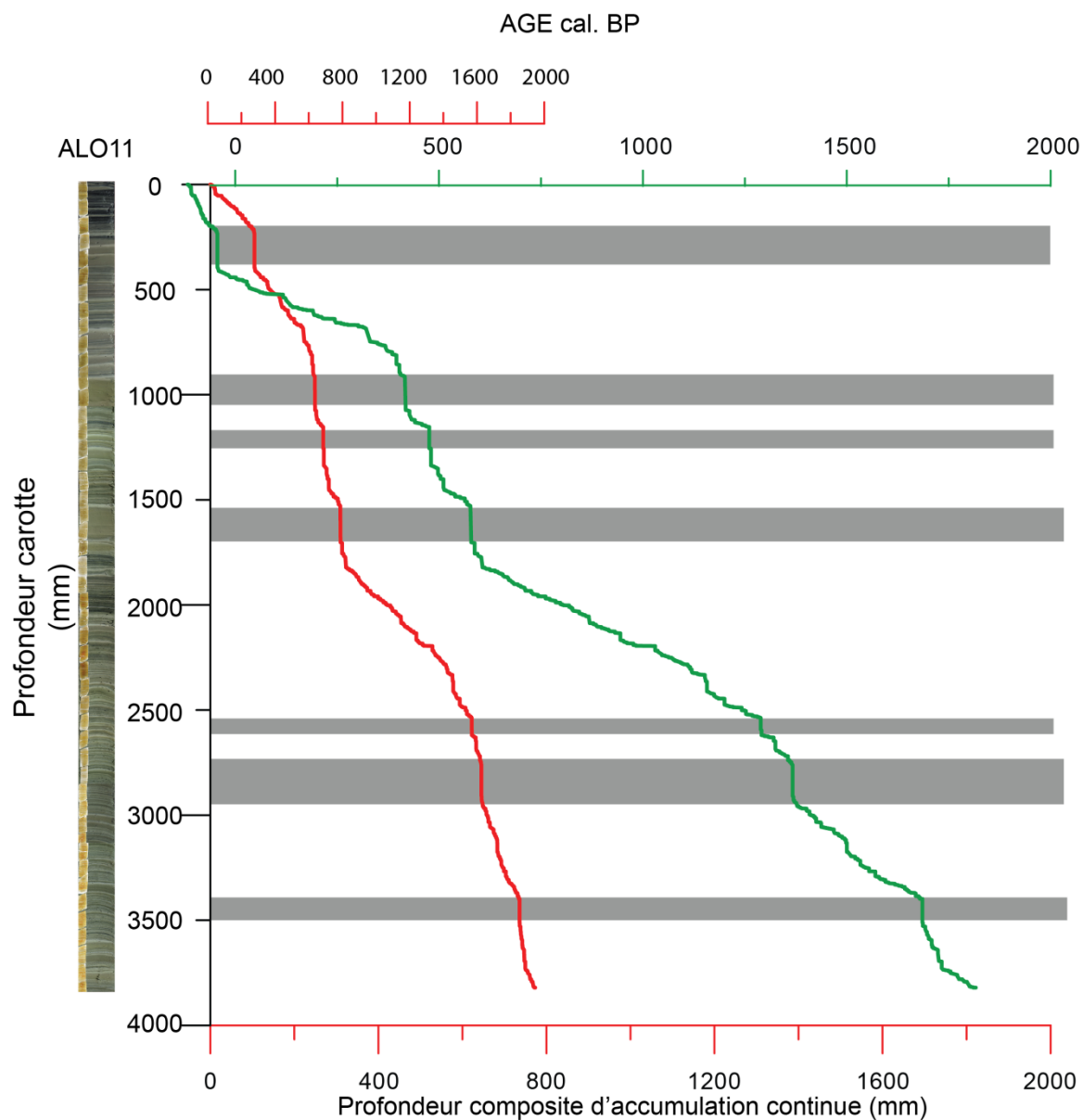


Figure 22 : Modèle d'Age et accumulation continue. En vert : les Age cal. BP ; en rouge : la profondeur composite d'accumulation continue (lithotype A)

Les épaisseurs des lamines ont été intégrées au modèle des 4 mètres supérieurs de la carotte ALO11 (chapitre 3.2).

L'analyse des faciès a montré qu'il existe à la fois des dépôts organiques correspondant à la sédimentation continue (lithotype A) et des lamines déposées de façon instantanée (lithotype B). **Le calcul d'un modèle d'âge classique (une courbe lissée) entre les calages chronologiques est donc inadapté à ce type de sédimentation. Ainsi, nous avons donc choisi de recalculer le modèle d'âge en enlevant les dépôts instantanés (fig. 22) (Blaauw, 2010 ; module Clam et interpolation de type spline).**

La figure 22 présente ainsi deux courbes :

- **La courbe verte représente** la profondeur du sédiment total par rapport à l'âge (en années cal. BP). On observe des paliers verticaux (représentés en gris) qui représentent les dépôts instantanés dans le temps (lithotype B).
- **La courbe rouge** représente la profondeur de la sédimentation organique seulement (épaisseur totale du sédiment à laquelle on soustrait les dépôts instantanés) par rapport à la profondeur réelle de la carotte et aux âges ^{14}C . **Elle illustre donc la « nouvelle » échelle des profondeurs calculée uniquement sur les dépôts continus** (lithotype A). La profondeur cumulée du sédiment lacustre de type continu, sans les dépôts instantanés, est donc de 777 mm au lieu de 3830 mm pour le total des dépôts. Ce sédiment couvre les 1882 dernières années, débutant ainsi à 1822 cal BP (68 cal AD).

Le taux de sédimentation a ensuite été calculé sur l'accumulation continue. Il est en moyenne de 0,5 mm/an (fig. 23). Deux pics se distinguent :

- de 0 à 30 cm (1900 cal AD à aujourd'hui) avec un maximum de 2,28 mm/an à 8 cm ;
- et de 125 à 225 cm (1200 cal AD à 1550) avec un maximum centré sur 1400 cal AD (0,5 mm/an).

Le minimum est à 0,29 mm/an, centré sur les années allant de 1300 à 1700 cal AD. La période entre 600 et 1150 cal AD est également marqué par des taux de sédimentation faibles de l'ordre de 0,4 mm/an.

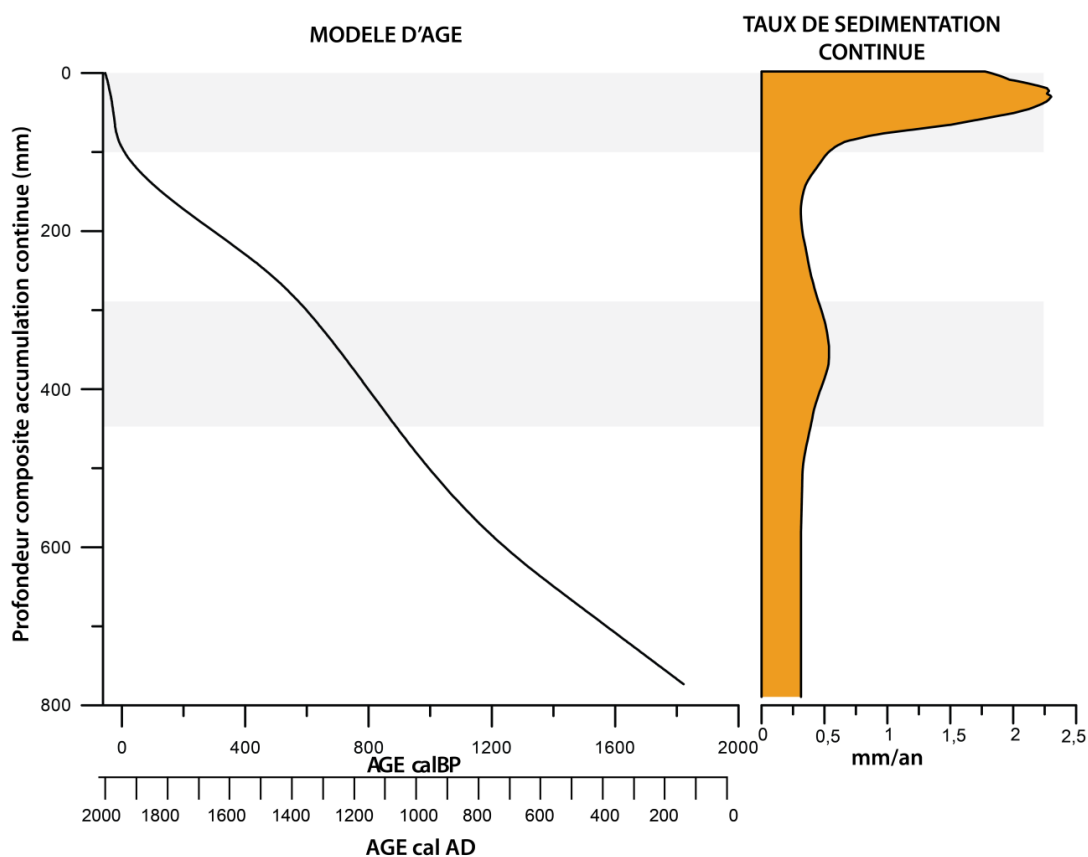


Figure 23 : Taux de sédimentation dans les dépôts organiques (calculé sur le total des lamines du lithotype A).

5.4 Les fréquences des crues

L'étude des fréquences des lamines de crues a été faite pour le total des dépôts détritiques et pour chaque classe de litho-type. Elle comptabilise le nombre de dépôts de crue par période de 31 ans. Cette tranche de temps est celle couramment utilisée pour analyser les données climatiques. Elle a été retenue ici pour permettre la comparaison des données sédimentaires et climatiques.

Les résultats obtenus montrent que les 3 courbes (Lithotype B1, B2, B3) sont covariantes (fig.24). Trois périodes marquées par un nombre d'évènements plus important que le reste de la série se distinguent (au-delà de la médiane à 0,3 et du 3^{ème} quartile à 0,7 ; fig.24) :

- De 200 à 850 cal AD, les fréquences de crues sont élevées. La fréquence totale atteint des valeurs maximales vers 250 et 575 cal AD avec près de 3 crues/an. L'information est portée par les trois lithotypes, aussi bien les crues fines, grossière que très grossières sont présentes à cette période. La fréquence le lithotype B3 est très importante lors du pic à 550 cal AD.
- De 1600 à 1200 cal AD, la fréquence totale est élevée et atteint un maximum de 2 crues/ans. L'information des fréquences totales est portée par les trois lithotypes (B1 :fin-normal ; B2 :grossier ; B3 : très grossier). Le pic est porté par le lithotype B1 avec un pic à 1,2 évènement par an.
- Depuis les environs de 1900 cal AD à aujourd'hui, la fréquence totale est élevée avec un maximum de 1,6 évènement par an. Les crues les plus fréquentes sont celles des lithotype B1 principalement et B3 dans une moindre mesure.

Le reste de la série est dominée par un nombre d'évènements plus faible avec des valeurs pour la majorité inférieures à 0,4 crues/an. L'information est portée par la fréquence des évènements du lithotype B1. Le lithotype B2 est très peu représenté et le lithotype B3 est quasi inexistant.

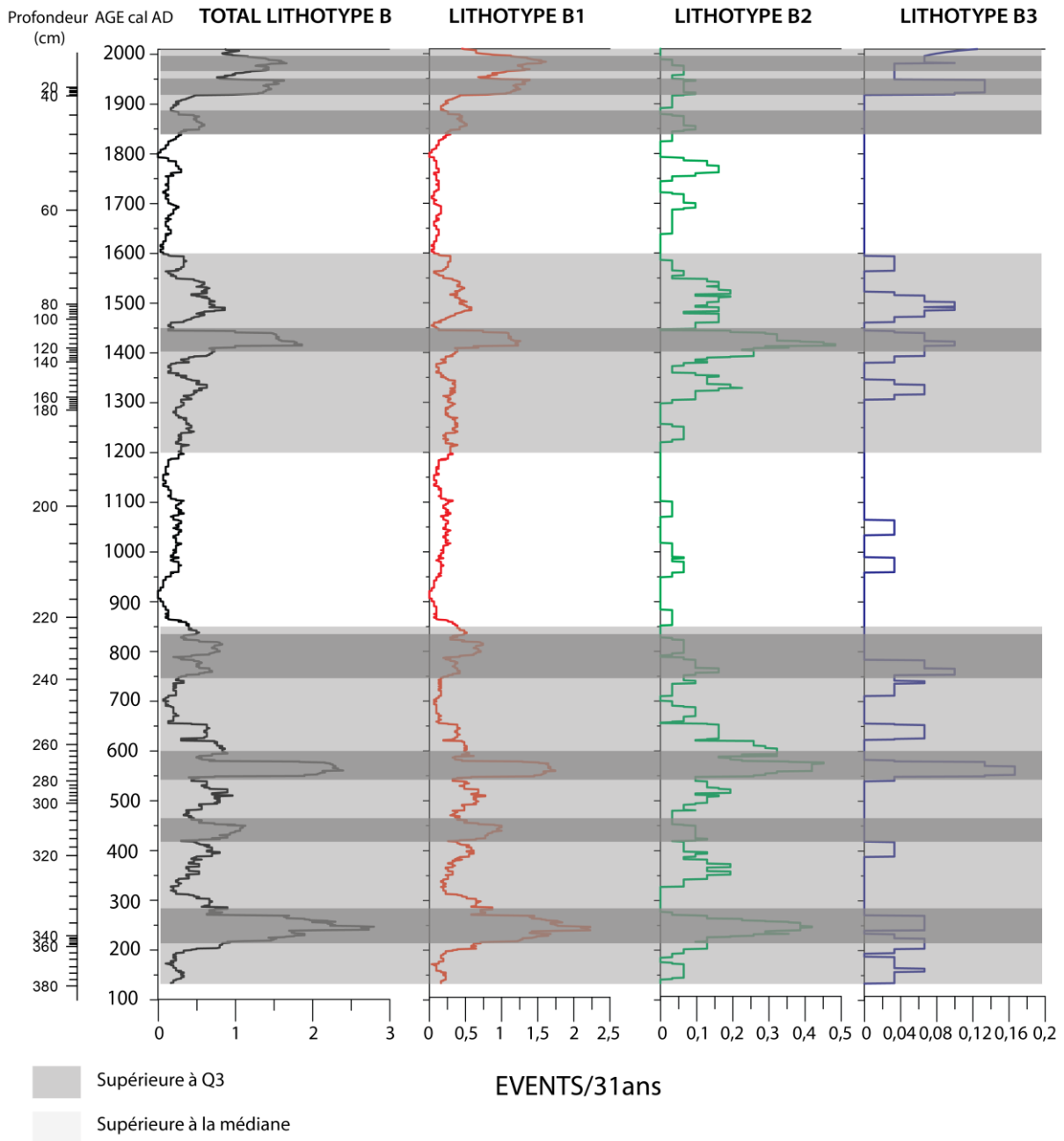


Figure 24 : Fréquences des dépôts détritiques (lithotype B)

5.5 Analyse en composante principale

Afin de résumer l'information contenue dans toutes nos données, une ACP a été réalisée sur l'ensemble des données obtenues : épaisseurs et fréquences des lamines de chaque lithotype et taux de sédimentation organique.

La première composante de l'ACP est la seule qui porte suffisamment d'information pour être commentée. Elle résume à 33% de l'information contenue dans la matrice de données. **L'élongation du nuage de points est portée par les fréquences des lithotype B et B1 en particulier** (fig. 25 et 26). La fréquence des dépôts détritiques à base fine est fortement corrélée avec les fréquences totales et

par le taux de sédimentation. Le reste des variables (les épaisseurs par lithotype et fréquences des lithotypes restant) n'explique pas la répartition du nuage de points. De plus l'information qui tire la répartition est contenue entre 0 et 200 cm de profondeur.

Ainsi, l'ACP montre qu'entre 0 et 2 mètres de profondeur, les taux de sédimentation sont forts corrélativement de fortes fréquences des dépôts de crues, en particulier des crues à base épaisse.

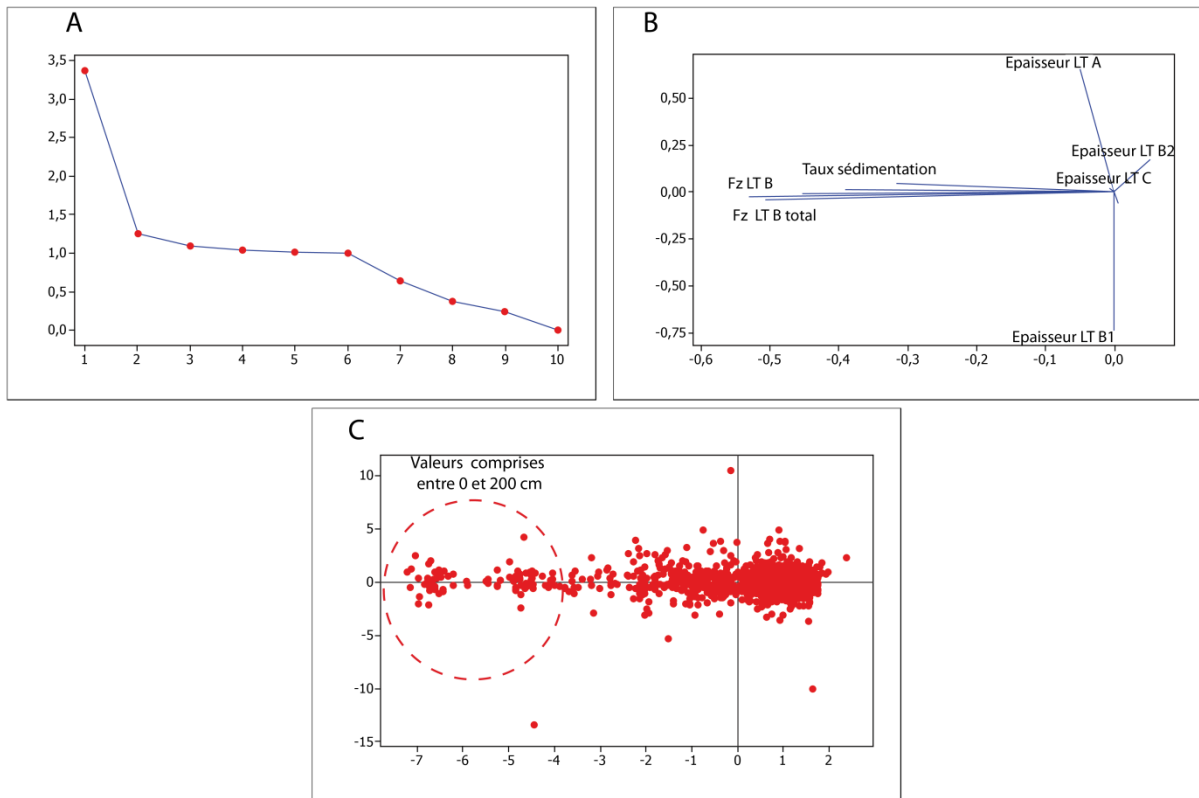


Figure 25 : Analyse en composante principale. A) Diagramme des valeurs propres ; B) Composante 1 et 2 dans l'espace des variables ; C) Composante 1 et 2 dans l'espace des échantillons

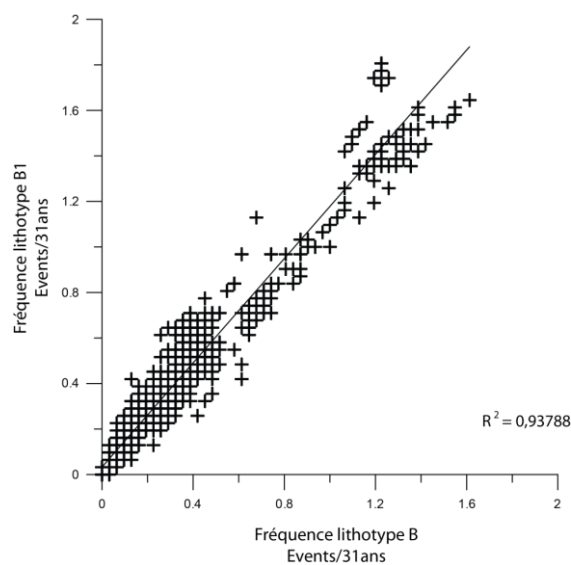


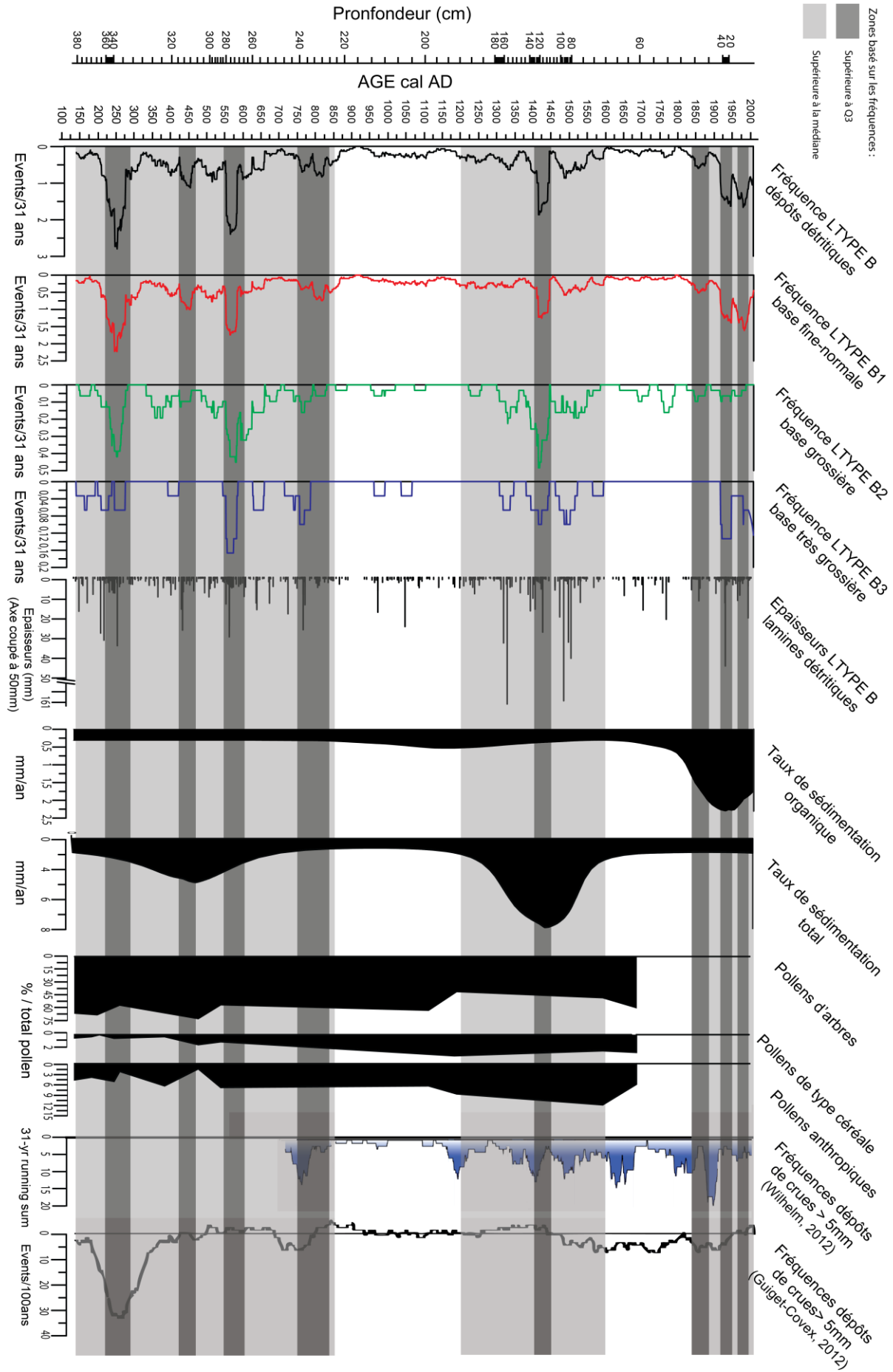
Figure 26 : Régression linéaire. Corrélation entre les fréquences totales du lithotype B et la fréquence du lithotype B1

6 Interprétation et discussion

L'ensemble de nos résultats sont présentés sur la figure 27.

Nous comparons d'une part la fréquence totale des crues, la fréquence des crues en fonction de la granulométrie de leur base, les variations d'épaisseur, les taux de sédimentation global et le taux de sédimentation organique, avec d'autre part les premières données polliniques fournies par F. Guiter et Y. Poher sur la carotte ALO11 (travaux en cours), et les chronologies de crues obtenues précédemment par Wilhelm (2012) sur le lac d'Allos et par Guiguet-Covex et al. (2012) sur le lac d'Anterne.

Les limites chronologiques définies sont dépendantes de la précision du modèle d'âge. Rappelons que celui-ci repose sur 4 dates radiocarbone et que la marge d'erreur est estimée à +/- 62 années (1 sigma) autour des bornes temporelles indiquées.



b

Figure 27 : Synthèse des résultats regroupant les fréquences des crues (lithotype B), le taux de sédimentation calculé sur les lamines organiques (lithotype A) et le taux de sédimentation total calculé sur le total des dépôts.

6.1 Éléments d'interprétation

Les épaisseurs et les fréquences des crues peuvent être interprétées de différentes manières :

- La fréquence des crues retrace la fréquence des épisodes orageux morphogènes ;
- Les épaisseurs des crues peuvent être expliquées par l'intensité des épisodes orageux et/ou par la quantité de matériel disponible sur les versants ;
- Le taux de sédimentation organique reflète la productivité lacustre. Il peut être expliqué par les températures plus élevées et/ou par une disponibilité en nutriments au sein du lac ;

Dans d'autres lacs d'altitude, les auteurs (Giguet-Covex et al., 2012) ont montré que les fréquences élevées des dépôts de crues correspondent à des périodes plus froides et que l'intensité plus élevée (épaisseurs importante et granulométrie grossière) correspondent à des orages d'été de période chaude. A Allos, Wilhelm a montré que les fréquences élevées des crues (lamines supérieures à 5mm) sont concordantes avec des intensités élevées.

6.2 Interprétation chronologique

Les variations des taux de sédimentation à l'échelle de l'ensemble du carottage montre que la partie de la carotte étudiée (environs 100 cal AD à aujourd'hui) représente globalement une phase de crise sédimentaire par rapport aux périodes antérieures (fig. 11). Au sein de de cette phase de crise, nos résultats permettent de mettre en valeur 5 périodes (fig. 27). Le découpage des périodes est basé sur la courbe de la fréquence des crues (n° de courbe). Les limites des périodes sont définies en fonction de la médiane (0,26) et du 3° quartile (0,48) de la série des fréquences des crues.

6.2.1 Période 1 : 200-850 cal AD.

Durant cette période les fréquences de crues sont importantes avec quelques pics de très fortes fréquences en particulier vers 250, 450, 575 et 825 cal AD. Cette fréquence élevée des lamines de crues (quelle que soient leur granulométrie) s'accompagne d'une augmentation drastique des taux de sédimentation dans le lac (4,6 mm/an). Les lamines ont des épaisseurs moyennes pluricentimétriques. Le taux de sédimentation organique est faible (0,2 mm/an).

L'ensemble de ces données reflète une recrudescence des précipitations orageuses responsables d'apports détritiques importants dans le lac.

Les indices polliniques montrent qu'à cette période le couvert végétal est largement dégradé. Le pollen lié à l'anthropisation augmente lors de cette période qui recouvre par ailleurs la dégradation climatique bien connue de l'Antiquité Tardive (Magny et Richard, 1992 ; Magny, 1995). **Ainsi les forçages naturels et anthropiques semblent s'ajouter pour engendrer cette crise érosive et sédimentaire.**

6.2.2 Période 2 : 850-1200 cal AD.

Cette période correspond à des fréquences des crues faibles par rapport aux périodes qui l'encadrent. Les lames sont millimétriques à infra-millimétriques. Le taux de sédimentation diminue, et indépendamment, le taux de sédimentation de la matière organique indique un pic de productivité à cette période (0,5mm/an). Ces résultats plaident en faveur de précipitations moindres et peu agressives, et d'une augmentation des températures et/ou des apports de nutriments dans le lac. Ces données retracent bien la période de l'optimum climatique de l'an Mil.

A cette période les indices polliniques d'anthropisation sont nombreux, bien que seuls 2 points de mesures soient disponibles. Les analyses réalisées dans une autre carotte (ALO09P2) par F. Guiter (in Wilhelm et al. 2012) montrent un maximum d'anthropisation à cette période. Les analyses en cours sur ALO11 viendront confirmer ou non ces données.

Au total, malgré une pression anthropique importante, le milieu conserve une certaine stabilité, qui semble avant tout liée à l'amélioration climatique du Moyen Age.

6.2.3 Période 3 : 1200-1600 cal AD.

Cette période montre une recrudescence de la fréquence des crues et dans un même temps l'augmentation des épaisseurs des dépôts (qui atteignent leurs valeurs maximum) associées à une très forte augmentation du taux de sédimentation (qui dépasse 5mm/an) et une diminution du taux de sédimentation organique. Le premier des dépôts les plus épais apparaît vers de 1350 cal AD. Il est suivi par un pic de très haute fréquence des dépôts de crue dans la première partie du 15^e siècle.

Ces données évoquent une recrudescence des précipitations orageuses responsables d'apports détritiques importants dans le lac qui sont très probablement liées à au début de la dégradation climatique du Petit Age Glaciaire (PAG) très bien documentée régionalement (Pichard, 2000 ; Miramont et al 2009). Les textes d'archives reflètent en particulier l'aggravation de la dégradation climatique à la charnière qui apparaît autour des années 1350 ; cet épisode semble se distinguer ici dans l'archive lacustre. Les précipitations en automne et celles de printemps couplées à la fonte des neiges peuvent être moteurs de dépôts plus épais. Les phénomènes de gélifraction à cette période ont pu contribuer à fournir du matériel détritique.

A cette période, les indices polliniques d'anthropisation se multiplient. La démographie s'accroît (Baratier, 1961). **Il est vraisemblable que la pression anthropique ait contribué à aggraver les effets de la dégradation climatique du PAG.**

6.2.4 Période 4 : 1600-1850 cal AD.

Cette période est marquée par une diminution relative des fréquences de crues et de leur épaisseur. Les crues à base très grossière disparaissent, seules persistent les crues à base grossière. Le taux de sédimentation diminue et s'amorce une légère augmentation de la productivité lacustre. Ces données évoquent des précipitations plus rares, moins intenses et moins agressives, et/ou un épuisement des stocks sédimentaires.

Ce résultat est surprenant car cette période correspond à une phase d'anthropisation intense (maximum démographique dans les vallées alpines, surcharge pastorale, Douguedroit, 1976 ; Sclaffert, 1926, 1933, 1934 ; Miramont et al., 2009) et à la fin du PAG à des années connues pour être marquées par des crues dans les rivières et les torrents particulièrement nombreuses. Il est possible que cette période constitue **une phase d'accalmie au sein du PAG** mais que les incertitudes liées au modèle d'âge surestiment sa durée. Elle pourrait par exemple correspondre aux années 1800-1840 qui sont bien reconnues dans les archives écrites et instrumentales comme des décennies sèches (Miramont et al., 2009) ; ou alors, cette période 4 pourrait correspondre aux années 1690-1750 reconnues comme une période relativement chaudes (Pichard, 2000).

6.2.5 Période 5 : 1850 cal AD à aujourd'hui.

Les fréquences de crues augmentent ainsi que leurs épaisseurs ; le taux de sédimentation reste soutenu aux alentours de 2 mm/an mais largement inférieur néanmoins à celui de la période 3. Le taux de sédimentation lacustre augmente massivement pour atteindre des valeurs exceptionnelles de plus de 2 mm/an.

Ces données évoquent **des précipitations fréquentes** mais très peu érosives et donc vraisemblablement **peu intenses**.

La faiblesse relative des taux de sédimentation pourrait être expliquée par :

- Un **épuisement des stocks sédimentaires** ;
- La **déprise pastorale** : les données historiques et les travaux d'Etienne et al (2012) montrent en effet la réduction du nombre de troupeaux en montagne à partir du début du 20^e siècle. Mais les photos d'époque montrent que les paysages sont encore complètement déboisés à la fin du 19^{ème} siècle (fig. 28). Néanmoins, il est possible que les pelouses se soient rapidement cicatrisées et aient acquis très tôt un rôle protecteur vis-à-vis de l'érosion.

L'augmentation de la productivité lacustre pourrait être expliquée par :

- Le **réchauffement climatique** du 20^e siècle ;
- **l'implantation du refuge-restaurant** au bord du lac et aux rejets des eaux usées ;
- à l'intensification des activités de **pêche** (empoissonnement régulier du lac).



Figure 28 : Lac d'Allos vers 1880. Archive départementale de Digne fournis par J. Vallauri

6.3 Comparaison avec d'autres enregistrements hydrologiques

Nos données permettent d'affiner et de prolonger la première chronologie mise en place par Wilhelm et al. à Allos. Pour la période récente on observe des différences notoires entre nos résultats et la chronologie précédente avec en particulier un nombre de crues repérées beaucoup plus important que précédemment.

Globalement, les grandes périodes reconnues à Allos s'accordent assez bien avec les données obtenues dans les Alpes du nord dans le lac d'Anterne (Guiguet-Covex et al., 2012). La crise détritique reconnue pour la période 1 semble reconnue à Anterne, avec les mêmes pulsations entre 200 et 300 cal AD et un pic vers 750-850. L'accalmie du Petit Optimum de l'an Mil que nous observons est aussi repéré au lac d'Anterne. Pour finir la crise environnementale contemporaine du PAG est enregistrée dans deux archives lacustres.

Au Lac Petit (2220m, Massif du Mercantour, Brisset et al., 2012), c'est à partir de 500 cal AD que l'environnement de lac se dégrade massivement (disparition définitive des arbres, apport détritiques continus) c'est-à-dire au milieu de la période 1 établie à Allos. Cependant, les variations fines du détritisme telles que nous avons pu les repère à Allos ne sont pas détectable là bas.

Des synchronismes évidents apparaissent entre nos résultats et les travaux menés en géomorphologie fluviale dans les Alpes du Sud et la Provence et même plus largement les Alpes du Nord (Jorda, 1985, 1992 ; Miramont, 1998 ; Vérot-Bourrély et al., 1999 ; Guilbert X. et Miramont C.,

1997 ; Peiry et al., 1994, Pichard 1995). Les rivières enregistrent bien une phase d'intense activité alluviale lors de l'Antiquité tardive (avec 2 pics dans la vallée du Rhône, centrés comme à Allos sur la période 100-300 puis 300-500 cal AD). Les environs de l'An Mil apparaissent comme une phase de calme hydro-sédimentaire et d'incision des cours d'eau. Le Petit Age Glaciaire, à partir des années 1350, est bien repéré par une crise hydro-sédimentaire majeure dans tous les organismes fluviaux. Enfin, le 20^e siècle correspond à une raréfaction des crues et à une incision des rivières en particulier sous l'effet des aménagements.

Les travaux récents sur les lacs d'altitude alpins soulignent, comme à Allos, des dysfonctionnements des écosystèmes depuis un siècle environ (Giguet-Covex et al., 2012). La dégradation des écosystèmes est marquée par une augmentation de la matière organique, du soufre (marquant des conditions anoxiques), la disparition de certains assemblages de chironomes (en particulier perte des taxons sensibles aux conditions d'oxygénation). L'origine de ces changements n'est pas évidente à déterminer : changement climatique, introduction de poissons, rejet d'eaux usées, ...

7 Conclusion

Ce travail montre la pertinence de l'exploitation en lames minces des enregistrements sédimentaires lacustres par l'étude des lamines inférieures à 5 mm. Au lac d'Allos, elles constituent 89% de la lamination totale. Nos résultats montrent la fiabilité de la technique de comptage et la précision de la donnée obtenue. Dans un premier temps, le comptage des lamines a permis de repérer des dépôts organique et de ce fait de calculer la productivité lacustre. Cette donnée n'est généralement pas accessible dans les lacs dominés par des sédiments détritiques. C'est ainsi une information nouvelle qui apporte des données précieuses, permet d'améliorer le modèle d'âge et la connaissance de l'évolution de l'environnement à Allos. Dans un second temps, l'étude de la fréquence et de l'épaisseur des dépôts détritiques dominants a permis d'établir la fréquence des évènements hydrologiques (crues). Ces résultats ont permis d'établir la chronologie des évènements de précipitation et de mettre en valeur les périodes d'extrêmes hydrologiques. De ce fait, l'ensemble des résultats a permis de proposer une chronologie de l'évolution des paléoenvironnements au lac d'Allos.

Globalement sur l'ensemble de l'enregistrement, le moteur principal de l'évolution environnementale apparaît être climatique ; le facteur anthropique n'est pas à négliger : il fait office de facteur aggravant. Le 20^{ème} siècle s'individualise comme une période exceptionnelle, où les facteurs climatique et anthropique se cumulent pour conduire aux changements environnementaux sans précédent.

Ce travail a permis d'ouvrir de nouvelles perspectives de recherches. L'étude du sédiment en lames minces selon la méthode mise en place dans ce travail va être poursuivie jusqu'à environ 7000 cal BP.

Bibliographie

Chapron, E., Arnaud, F., Noël, H., Revel, M., Desmet, M., Perdereau, L., 2005. Rhone river flood deposits in Lake Le Bourget: a proxy for Holocene environmental changes in the NW Alps, France. *Boreas* 34, 404-416.

Czymzik M., Dulski P., Plessen B., Von Grafenstein U., Naumann R., Brauer A. 2009. A 450 year record of spring-summer flood layers in annually laminated sediments from Lake Ammersee (southern Germany). *Water resources research*.

Giorgi, F. Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change* 63: 90–104.

Douguedroit A., 1976. *Les paysages forestiers de Haute Provence et des Alpes Maritimes*, Edisud, Aix en Provence, 550 p.

Gilli, A., Anselmetti, F.S., Glur, L., Wirth, S.B., 2013. Lake sediments as archives of recurrence rates and intensities of past flood events. *Adv. Glob. Change Res.* 47, 225-242.

Giguet-Covex C., Arnaud F., Wilhelm B., Sabatier P., Millet L., Vernaux V., Perga M.E., Chalmin E., Cottin N., Naffrechoux E., Reyss J.-L. , 2011. Observatoire et rétro-observatoire de l'état écologique des plans d'eau d'altitude. Rapport Agence de l'eau 2011. Action n° 19 du Programme 2010 au titre de l'accord cadre Agence de l'Eau ZABR, 90p.

Giguet-Covex C., Arnaud F., Enters D., Poulénard J., Millet L., Francus P., David F., Rey P.-J., Wilhelm B., Delannoy J.-J. 2011. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3,5 ka in northwestern French Alps (Lake Anterne). *Quaternary Research*.

Giguet-Covex C., 2010. Contribution des sédiments laminés lacustres à l'étude des changements environnementaux Holocène. Approche couplée sédimentologique/géochimique à haute résolution. Application à deux lacs nord-alpins. Université de Savoie. 335.

Guilbert X., Miramont C., 1997. Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogénèse fluviale en moyenne Durance (France du Sud-Est), éomorphologie : relief, processus, environnement, 3 (3-4), 325-337.

IPCC, Kostaschuck, R.A., MacDonald, G.M. (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2007) *Climate change 2007—the physical science basis*. Cambridge University Press, Cambridge.

Jorda, M., 1975. Les montagnes du Haut Verdon, étude géomorphologique. *Méditerranée* 1. 37-57.

Jorda, M., 1976. La région du lac d'Allos, *Méditerranée* 3. 49-62.

Jorda M ; 1985. La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Cahiers ligures de la Préhistoire et de la Protohistoire*, 2, 11-28.

Jorda M ; 1992. Morphogenèse et fluctuations climatiques dans les Alpes françaises du Sud de l'Age du Bronze au Haut Moyen Age. *Les nouvelles de l'archéologie*, 50, 14-20.

Kämpf, L., Brauer, A., Dulski, P., Feger, K.-H., Jacob, F. & Klemm, E. (2012): Sediment imprint of the severe 2002 summer flood in the Lehmühle reservoir, eastern Erzgebirge (Germany). – *E&G Quaternary Science Journal*, 61 (1): 3–15. DOI: 10.3285/eg.61.1.01

MAGNY M., et RICHARD H., 1992. Essai de synthèse. Vers une courbe de l'évolution du climat entre 500 BC et 500 AD. *Les nouvelles de l'archéologie*, 50 hiver 92, pp.58-60.

MAGNY M., 1995. Une histoire du climat. Des derniers mammouths au siècle de l'automobile, Paris, France, Errance, 176 p.

Miramont, C., Guiter, F., Brisset, E., Cartier, R., Poher, Y., Ponel, P., Troussier, T., KAEUFFER, O., 2013 : LADICIA : Quand l'homme et le climat façonnent la montagne méridionale. Le Lac d'Allos : une histoire du Détritisme, des Instabilités Climatiques et des Impacts Anthropiques. Rapport d'étude. Région PACA.

Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Rico, M., 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *J. Paleolimnol.* 40, 943-961.

MULDER, T., and ALEXANDER, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits *Sedimentology* 48, 269-299.

Noren, A.J., Bierman, P.R., Steig, E.J., Lini, A., Southon, J., 2002. Millennial-scale storminess variability in the northeastern United States during the Holocene epoch. *Nature* 419, 821-824.

Pichard G., 1995. Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique, Méditerranée, 82, 105-116

Peiry J.-L., Salvador P.-G., Nougier F., 1994. L'incision des rivières dans les Alpes françaises du nord : état de la question. *Revue de Géographie de Lyon*, 1994/1, 47–56.

Scalffert T., 1933. A propos du déboisement dans les Alpes du Sud. *Annales de Géographie*, 266-277.

Scalffert T., 1934. A propos du déboisement dans les Alpes du Sud. *Annales de Géographie*, 350-360.

Scalffert T., 1926. Un aspect de la vie économique dans les montagnes des Alpes du Sud : la surcharge pastorale. *Bulletin AGF*, Paris.

Sturm M., Matter A., 1978. Turbidite and varves in Lake Brienz in Switzerland, deposition of clastic detritus by density currents. In: *Sp. Publ. Int. Ass. Sediment.* 2: 147-168.

Thorndycraft, V., Hu, Y., Oldfield, F., Crooks, P.R.J., Appleby, P.G., 1998. Individual flood events detected in the recent sediments of the Petit Lac d'Annecy, eastern France. *Holocene* 8, 741-746.

Vérot-Bourrély A. , Hélène Bruneton , Gilles Arnaud-Fassetta , Pierre-Gil Salvador , Jean-Paul Bravard , Jean-François Berger , Mireille Provansal, 1999. Le régime du Rhône dans l'Antiquité et au Haut Moyen Age, *Gallia*, 56, 13-32

Waldmann, N., Anselmetti, F. S., Ariztegui, D., Austin, Jr, J. A., Pirouz, M., Moy, C. M. and Dunbar, R. (2011), Holocene mass-wasting events in Lago Fagnano, Tierra del Fuego (54°S): implications for paleoseismicity of the Magallanes-Fagnano transform fault. *Basin Research*, 23: 171–190. doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00489.x

Wilhelm, B., 2012. Reconstitution sédimentologique des extrêmes hydrologiques au cours du dernier millénaire dans les Alpes françaises. Relations avec les changements climatiques. Université de Grenoble. 322.

Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J-R., Guiter, F., Malet, E., Reyss, J-L., Tachikawa, K., Bard, E., Delannoy, J-J., 2012 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms *Quaternary Research* 78, 1–12.

ANNEXE

- Conversion pixels – mm/cm

Pour chaque section d'assemblage lames minces –photographie de la carotte (4.2.3, fig. ci dessous), la taille de chaque pixel a été calculée :

Le nombre de millimètres réels (mesurés à l'aide de la graduation de la photo) est divisé par le nombre de pixels correspondants.

Pax exemple pour la section 03-B1, 240 mm sont représentés par 3582 pixels.

$$\text{Coefficient pour 03-B1 } 1\text{px} = \frac{240}{3582} = 0,06700168\text{mm}$$

Le coefficient est multiplié aux rangs des pixels pour chaque section et permettre de trouver la profondeur réel du comptage des lamines. La profondeur obtenue est exprimée en dixième de millimètre.

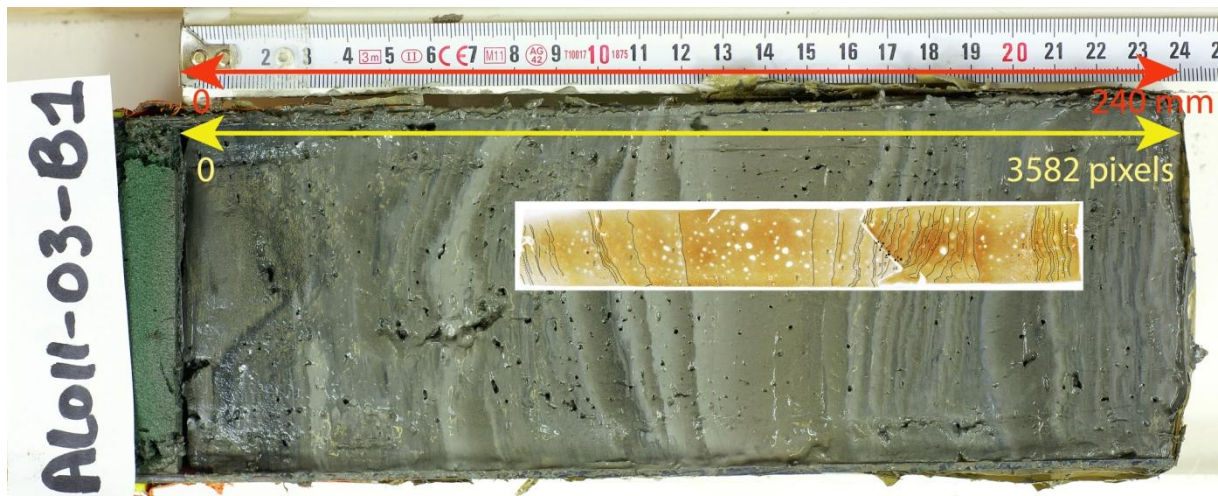


Figure : Photographie de la carotte 03-B1 et assemblage lame mince

- Dans le cadre de ce stage, il a aussi été réalisé un travail de valorisation de l'étude plus largement mené au lac d'Allos. Ici est présenté un poster de communication à l'attention du Parc du Mercantour pour pouvoir présenter les travaux des scientifiques à l'ensemble de la population d'Allos, aux guides et promeneurs qui se rendent au lac.

Table des figures

Figure 1 : Le lac d’Allos vu depuis le Mont Pelat, prise de vue en direction du Sud (Miramontet al., 2013)	7
Figure 2 : Localisation du lac d’Allos	7
Figure 3 : Contexte lithostructural de la dépression du lac d’Allos (Miramont et al., 2013)	9
Figure 4 : Contexte géomorphologique du lac d’Allos (Miramont et al., 2013)	10
Figure 5: Profil sismique du lac d’Allos (Wilhelm et al., 2012)	11
Figure 6 : A) Détail de la ravine du torrent de la Source ; B) Photo aérienne de la ravine du torrent de la Source ; C) Panorama de la ravine marneuse du torrent de la Source	12
Figure 7 : Profil topographique du torrent de la Source	12
Figure 8 : A) Modèle de distribution d’un panache turbide dans un lac stratifié (Sturm and Matter, 1978) ; B) Modèle de type de flux, profil de vitesse et dépôts correspondant	13
Figure 9 : Observation à haute résolution permise par les lames minces	14
Figure 10: Organisation des carottages. En noir les partie choisie pour établir la profondeur et créer la carotte composite ALO11. Et un zoom sur les parties supérieures de 0 à 3,83 m sur lesquelles ont été étudiées les lames minces pour cette étude	15
Figure 11 : Modèle d’âge et taux de sédimentation pour l’ensemble de la carotte et zoom sur la partie supérieure étudié de 0 à 3,83 m	17
Figure 12 : Procédé de fabrication des lames minces	18
Figure 13 : Corrélacion scans lame mince et photographie de la carotte et log synthétique	19
Figure 14 : Comptage des lamines avec Peak Counter. En couleur les repères des faciès. La flèche indique le sens de comptage	20
Figure 15: Lithotype B comprenant des diatomées. Diatomées prises en photo au MEB (<i>Ellerbekia arenaria</i> determination Rosine Cartier)	21
Figure 16 : Corrélacion de la carotte ALO 11 avec les analyses granulométrique d’ALO 09P2 (Wilhelm, 2012)	22
Figure 17: Corrélacion d’une lamine (ALO11) et de la granulométrie correspondante (ALO 09P2, Wilhelm, 2012)	22
Figure 18 : A) Succession de lamines de lithotype B ; B) Fantôme de lamine de lithotype B dans un dépôt de lithotype A ; C) Alternance régulière des lithotypes B et A. Noter la base érosive des lamines du lithotype B et D) lamine lithotype C. Les traits pleins noirs représentent la base des lamines du lithotype B ; les traits pointillés représentent la base des lamines du lithotype A ; les points représentent la base du faciès argileux sommital du lithotype B	24
Figure 19: Log synthétique et épaisseurs des lamines par lithotype	26
Figure 20: Boxplot par lithotype. La barre correspond à la médiane, la boîte correspond à 50% de l’information, les moustaches correspondent au max et minimum et les croix correspondent aux valeurs extrêmes.	28
Figure 21 : Report des analyses granulométriques des dépôts de crue dans un diagramme de type Passega (Q50-Q90) et comparaison de l’épaisseur des dépôts avec leur Q90max (valeur maximale du Q90 pour un dépôt ; Wilhelm, 2012)	Erreur ! Signet non défini.

Figure 22: Modèle d'Age et accumulation continue. En vert : les Age cal. BP ; en rouge : la profondeur composite d'accumulation continue (lithotype A)	29
Figure 23: Taux de sédimentation dans les dépôts organiques (calculé sur le total des lamines du lithotype A).....	30
Figure 24 : Fréquences des dépôts détritiques (lithotype B)	32
Figure 25 : Analyse en composante principale. A) Diagramme des valeurs propres ; B) Composante 1 et 2 dans l'espace des variables ; C) Composante 1 et 2 dans l'espace des échantillons.....	33
Figure 26: Régression linéaire. Corrélation entre les fréquences totales du lithotype B et la fréquence du lithotype B1	33
Figure 27 : Synthèse des résultats regroupant les fréquences des crues (lithotype B), le taux de sédimentation calculé sur les lamines organiques (lithotype A) et le taux de sédimentation total calculé sur le total des dépôts.	36
Figure 28 : Lac d'Allos vers 1880. Archive départementale de Digne fournis par J. Vallauri	39

Sommaire

Résumé	3
1 Introduction générale, contexte scientifique et problématique	5
2 Le lac d'Allos : localisation et contexte géographique	7
2.1 Contexte bioclimatique	8
2.2 Contexte géologique et géomorphologique	8
2.3 Les processus de mise en place des dépôts lacustres	12
3 Contexte scientifique et matériel étudié.....	14
3.1 Les carottes courtes.....	14
3.2 Le carottage long.....	14
4 Méthode.....	17
4.1 La fabrication des lames minces	17
4.2 Analyse des faciès.....	18
4.2.1 Caractérisation des faciès	18
4.2.2 Délimitation des faciès.....	18
4.2.3 Assemblage des lames minces et corrélation avec la photographie de la carotte.....	19
4.3 Comptage des lamines avec Peak Counter	19
4.4 Traitement des données.....	20
4.4.1 Mise bout à bout et conversion.....	20
5 Résultats.....	20
5.1 Lithotypes et faciès sédimentaires.....	20
5.1.1 Lithotype A : faciès organique	20
5.1.2 Faciès détritiques (lithotype B et C).....	21
5.1.3 Une sédimentation laminée non varvée.....	25
5.2 Mesure de l'épaisseur des lamines	26
5.2.1 Lithotype A	26
5.2.2 Lithotype B	27
5.2.3 Lithotype C	28
5.3 Taux de sédimentation et modèle d'âge	29
5.4 Les fréquences des crues	31
5.5 Analyse en composante principale.....	32
6 Interprétation et discussion.....	34

6.1	Eléments d'interprétation.....	36
6.2	Interprétation chronologique	36
6.2.1	Période 1 : 200-850 cal AD.	36
6.2.2	Période 2 : 850-1200 cal AD.	37
6.2.3	Période 3 : 1200-1600 cal AD.	37
6.2.4	Période 4 : 1600-1850 cal AD.	37
6.2.5	Période 5 : 1850 cal AD à aujourd'hui.....	38
6.3	Comparaison avec d'autres enregistrements hydrologiques	39
7	Conclusion	40
	Bibliographie	42
	ANNEXE	45

**Annexe 9 : Brisset et al., 2014. Article publié dans la revue
CATENA**



Contents lists available at ScienceDirect

Catena

journal homepage: www.elsevier.com/locate/catena

Sediment budget quantification of a sub-Alpine river catchment since the end of the last glaciation

Elodie Brisset^{a,b,*}, Cécile Miramont^a, Edward J. Anthony^{b,1}, Hélène Bruneton^b, Thierry Rosique^c, Olivier Sivan^d

^a Institut Méditerranéen de Biodiversité et d'Ecologie marine et continentale (IMBE), UMR-7263 CNRS, Aix-Marseille University, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France

^b Aix-Marseille University, Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) UM 34, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France

^c Laboratoire Image, Ville, Environnement (LIVE), ERL 7230, Faculté de géographie et d'aménagement, Strasbourg University, 3 rue de l'Argonne, 67083 Strasbourg, France

^d Inrap Méditerranée, UMR 7264, 105 rue Serpentine, ZA les Jalassières, 13510 Eguilles, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 10 December 2012

Received in revised form 5 July 2013

Accepted 8 August 2013

Keywords:

River sediment budget

Source-to-sink

Catchment erosion rate

Badlands

Holocene

Mediterranean mountain landscape

ABSTRACT

Changes in sediment budget and quantification of sediment fluxes of a small (5.3 km²) Mediterranean sub-Alpine river catchment (Charanc catchment, Southern French Alps, 44°30'44N/5°51'55E) are estimated for the last 20,000 years using a GIS-based approach and 3D palaeotopographic reconstructions. Following field surveys, a high-resolution morphometric map was established. Ten ¹⁴C ages of sub-fossil trees and charcoal beds were compiled. All datasets were integrated into a Geographic Information System. We computed three palaeosurfaces by masking the Digital Elevation Model of the current topography, and calculated the sediment budget of the catchment. Estimations of specific hillslope erosion, sedimentation and export rates highlight the evolution of the catchment and its sensitivity to variations in the ratio of sediment load to stream discharge. Between 20,000 and 14,500 cal. BP, sediment that was eroded (37 million m³) within the Charanc catchment was entirely exported. A change to a sedimentation regime commenced at around 14,500 cal. BP. Between 9000 cal. BP and 7000 cal. BP, footslopes were buried by fan-shaped deposits at a rate of 6700 m³/yr. Since 7000 cal. BP, the overall morphogenetic regime has been one of vertical incision. 73% of the material eroded over the last 14,500 years (14 million m³) was stored in fan-shaped deposits. At the present time, 46% of this volume (6 million m³) is still stored in the catchment. 8 million m³ of sediments have thus been exported out of the Charanc catchment since 14,500 cal. BP. Annual specific erosion rates on marly slopes are estimated at: (1) 98 to 111 t/ha/yr for the period 20,000–14,500 cal. BP, which is comparable to present rates measured on denudated marls in the Southern French Alps, under a probably climate-driven erosion regime, and (2) 17 to 20 t/ha/yr since 14,500 cal. BP, a reduction in erosion rate that may have been favoured by a more extensively wooded landscape.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Soil erosion and sediment deposition have strongly determined Mediterranean mountain landscape development during the Holocene, especially in erosion-sensitive areas characterised by a marly sub-stratum. Widespread rill erosion processes have progressively shaped these landscapes, generating large-scale development of badlands and corresponding high sediment yields in valleys (Bryan and Yair, 1982). Studies aimed at quantifying such sediment yields have generally been conducted using geomorphic and sedimentary data (e.g., Torri et al., 2000), including in the Mediterranean basin (Gallart et al.,

2002). Nadal-Romero et al. (2011) recently showed the high variability of sediment yield in Mediterranean catchments and the complex relationship between such yield and catchment size. They determined yield values ranging from 9.3 t/ha/yr to 475 t/ha/yr. These various studies concern short timescales (days, years or decade), and also show that erosion rates are strongly influenced by climatic and land-use changes. In the present-day context of: (1) global warming, expected to lead to an increase in the frequency and/or intensity of extreme precipitation events liable to generate torrential floods, especially in the Mediterranean region (Giorgi and Lionello, 2008; IPCC et al., 2007), and (2) increase in vegetation cover due to rural exodus, there is a need for contextualising fluvial sediment dynamics within the longer-term Late Pleistocene to Holocene framework.

Only a few studies have attempted to quantify sediment budgets, soil losses and sediment storage over long (centennial or millennial) timescales, mainly because of the difficulty of dating accurately sediment infills, the preservation of which, moreover, may be poor and/or

* Corresponding author at: IMBE/CEREGE Institutes, Aix-Marseille University, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, Bâtiment Villemin, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France. Tel.: +33 4 42 90 84 84.

E-mail address: brisset@cerge.fr (E. Brisset).

¹ Institut Universitaire de France, France.

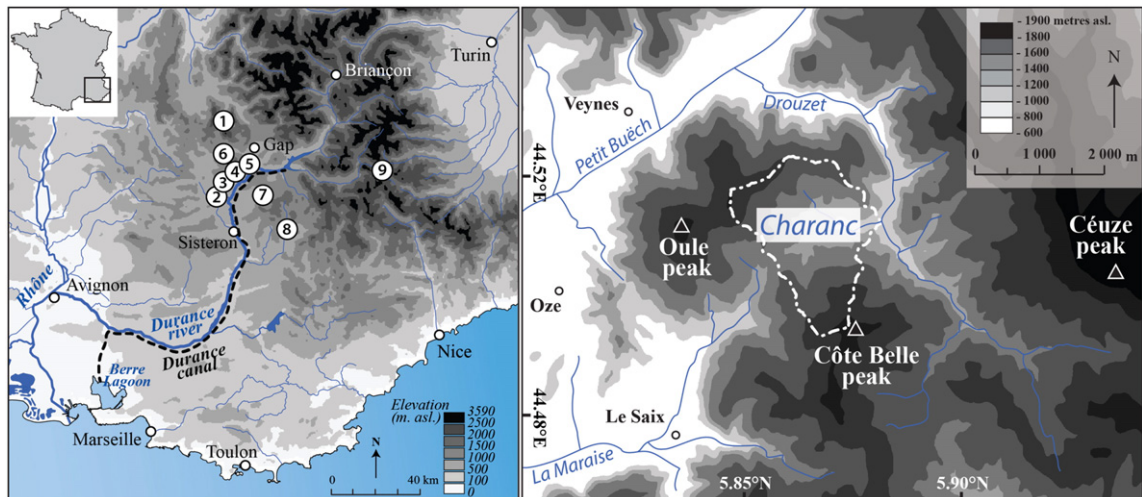


Fig. 1. Location of the study site (1) the Charanc, and sites described in the text in the framework of the regional morphogenetic evolution: (2) Rue, (3) Clachier, (4) Barbiers, (5) Mardaric, (6) Aup, (7) Saignon, (8) Fontarasse, (9) Larche.

discontinuous (e.g., Meade, 1982; Förster and Wunderlich, 2009; Macaire et al., 2002; Notebaert et al., 2009; Verstraeten et al., 2009a,b; Ward et al., 2009; Wolf and Faust, 2013). In the Southern French Alps, the Durance basin (Fig. 1) is a particularly suitable area for such a long-term sediment budget study. It represents a sensitive environment for recording budget changes because of an orographic context dominated by steep slopes, the large extent of easily erodible marls (Callovian–Oxfordian “Black Earths” and Lias marls), and the widespread occurrence

of thick, well-dated Holocene alluvial sedimentary sequences. The steep altitudinal gradients and strong weathering and erosion processes in this sub-Alpine Mediterranean bioclimatic setting result in highly turbid river discharges, especially during torrential or flash floods which represent the greatest natural risk in these mountain environments. Since 1860, the National Forest Bureau has attempted to control erosion by building breakwaters along the gullies and by encouraging reforestation. Despite these actions, sediment transfers within the catchment are

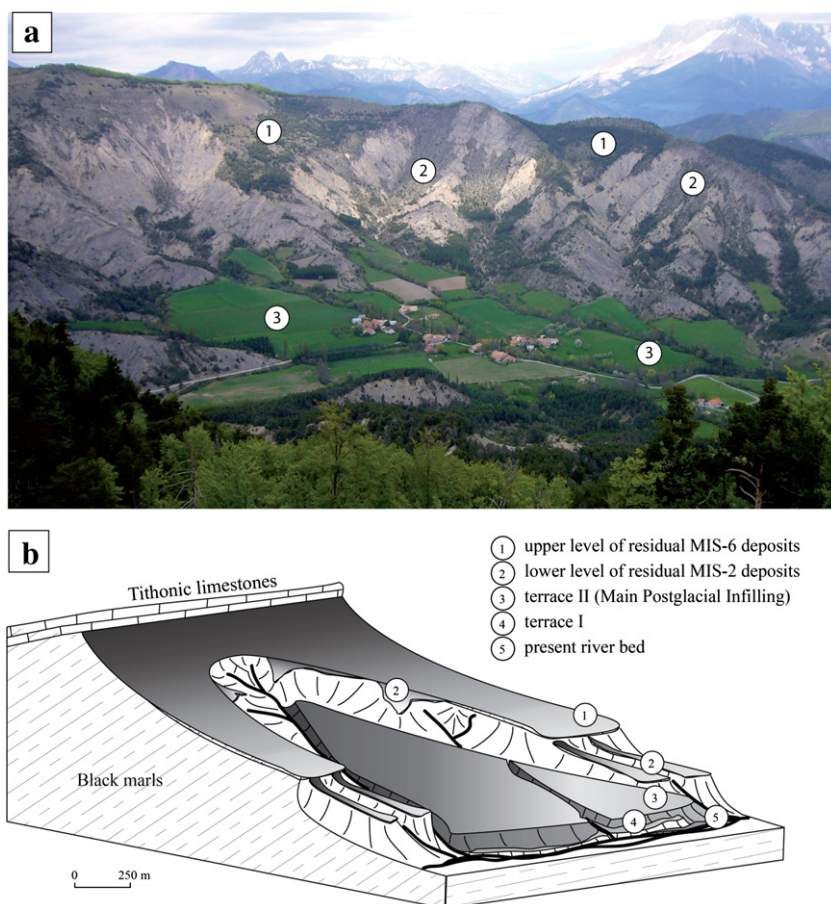


Fig. 2. Geomorphic levels in the Charanc catchment: (a) landscape photograph, (b) conceptual diagram (Gautier, 1992, modified).

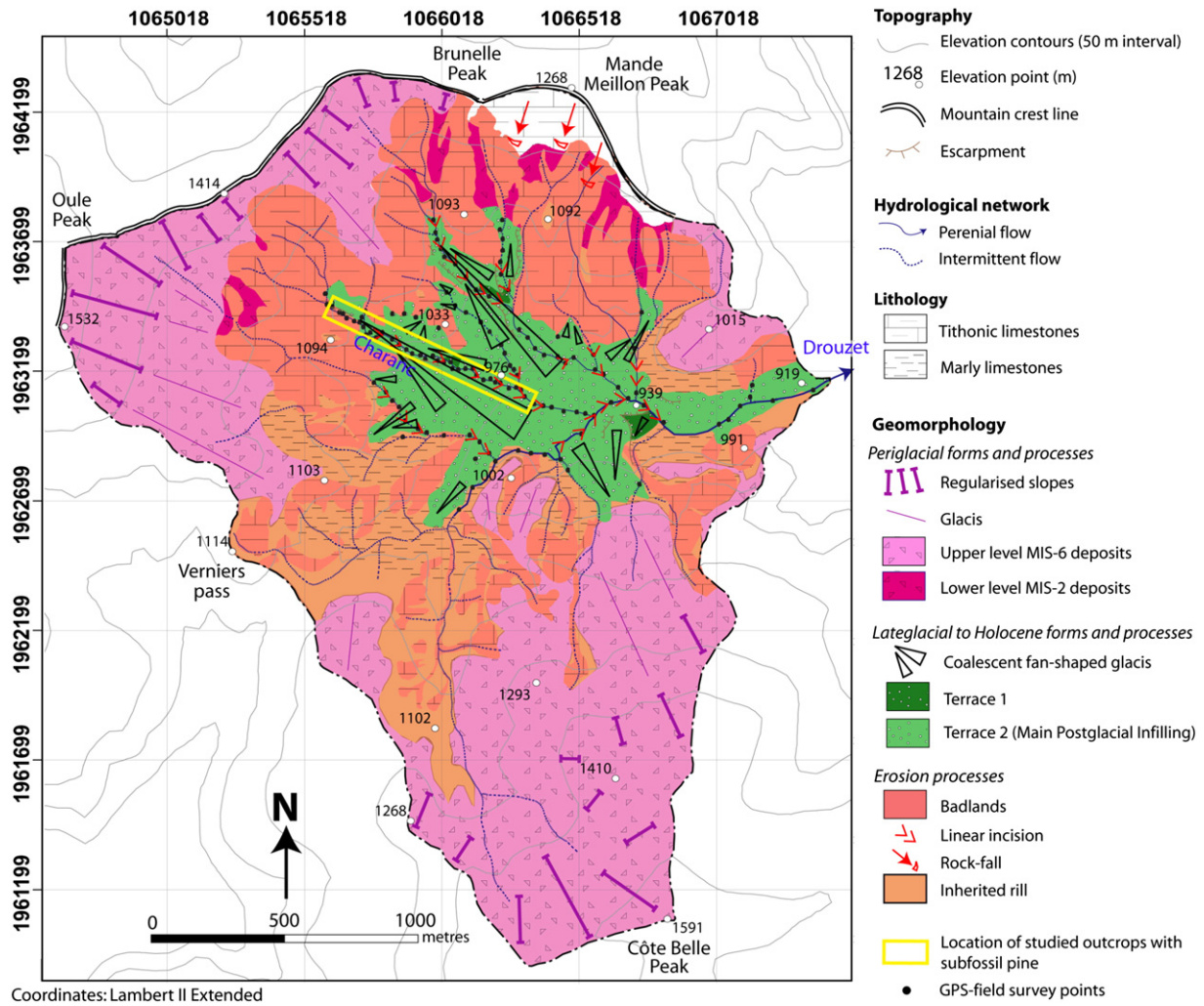


Fig. 3. GIS-integrated geomorphological map of the Charanc catchment.

a threat to the numerous hydropower reservoirs as a result of the rapid rates of infilling of artificial dams and of the Berre Lagoon in the Mediterranean, to which water and sediments from the Durance have been diverted by a canal (Imbert et al., 1999) (Fig. 1).

Although erosion processes represent a crucial problem in the Southern French Alps, sediment budgets have never been considered over long timescales. We present here a multimillennial-scale study of alluvial sediment storage in, and export from, a small river catchment (the Charanc River), one of the numerous small feeder catchments in the Middle Durance basin (Fig. 1). Based on field measurements and data-feed into a Geographic Information System, we analyse the Charanc catchment in order to: (1) identify and map incision and deposition processes over the last 20,000 years, (2) characterise and quantify the sediment budget, and (3) provide an interpretation of the catchment palaeo-environmental evolution.

2. Study site and previous work

The Charanc catchment (5.3 km², 44°30'44N/5°51'55E) is located between two peaks, Oule and Côte Belle (Fig. 1), and ranges in elevation from 500 to 1600 m above sea level. The catchment drains the southern slopes of the former peak and the northern slopes of the latter. These peaks form an inverted relief consisting of synclines of resistant Tithonian limestones overlying “Black Earths” incised by the Charanc

(Figs. 2a, 3). Flow in the Charanc is intermittent and feeds into the Drouzet torrent, a tributary of the Petit Buëch, which, in turn, flows into the Durance River. In the highest part of the Charanc catchment, regularised slopes ranging from 1400 to 1100 m are sparsely vegetated by Scots pines and pubescent oaks interspersed in a shrubby matrix (Fig. 2a). Badlands characterised by sharp and narrow ridges and by numerous deep valley incisions are particularly widespread in the basin. These landforms are particularly common in the “Black Earths” and on south-facing slopes. Downstream, cultivated land and pastures cover most of the valley. Mean annual precipitation in the study area is 800 mm and is concentrated from early October to late May. A pronounced dry season occurs from June to September. Rainfall is very irregularly distributed both inter-annually and throughout the year, falling in torrential high-intensity downpours that favour high erosion rates. Snowfall generally begins in October, and snowmelt ends in late April. Intense freeze–thaw processes on sun-exposed south-facing slopes also contribute to the high sediment yields (Rovera and Robert, 2005).

The marked incision in the Charanc catchment has resulted in the exposure of numerous outcrops (Fig. 4). Previous studies on these outcrops have enabled the reconstruction of geomorphic changes since the Pleistocene (Miramont et al., 2008; Rosique, 1996; Sivan, 2002). These authors identified a palaeo-environment similar to that of dozens of other well-dated sites in the Middle Durance basin (Gautier, 1992;

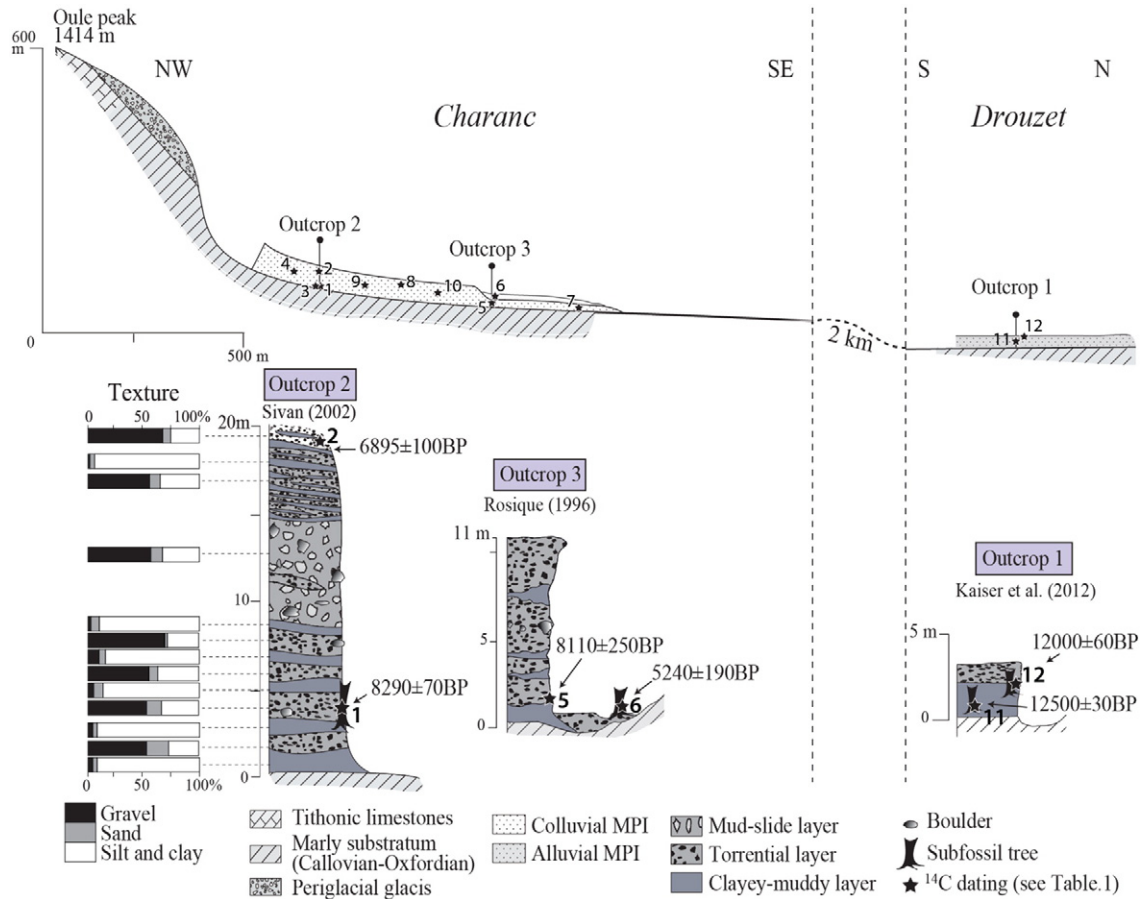


Fig. 4. Longitudinal section through the main valley bottom of the Charanc catchment, synthetic lithostratigraphy, and locations of sub-fossil trees.

Jorda et al., 2002; Magny et al., 2002; Miramont, 1998; Rosique, 1996; Sivan, 2002), and which is a product of the complex erosion–sedimentation history over this period (Fig. 5).

Pleistocene periglacial deposits in the Charanc catchment form two residual levels of glacia (Fig. 2a, b). The upper level is perched 70 m above the valley bottom. It has been attributed to the Riss (MIS-6)

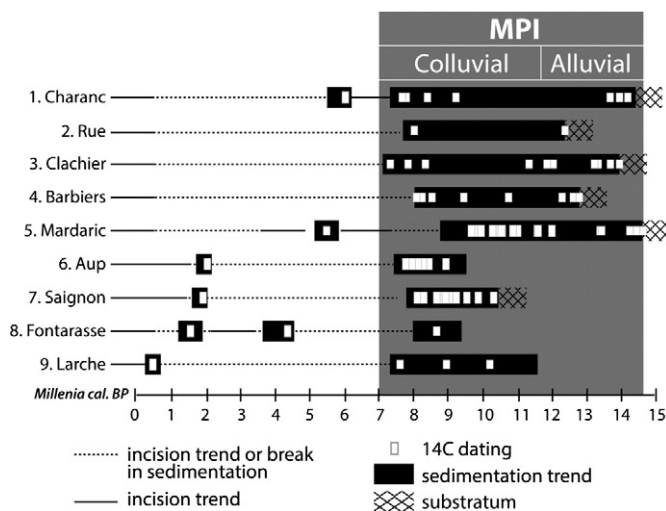


Fig. 5. Review of the morphogenetic evolution of small sub-Alpine catchments in the Southern French Alps from 15,000 cal. BP to Present.

glaciation during the Middle Pleistocene (Rosique, 1996). The lower level is associated with the Pleniglacial phase at the end of the Würm glaciation (MIS-2) around 20,000 cal. BP (Jorda et al., 2000; Rosique, 1996, 1997, 2004). The chronology of these deposits was established by these authors from radiocarbon dating and correlations with alluvial and glacial landforms. The lower, MIS-2 level is situated at a relative elevation of 30 m above the modern streambed and is only preserved as a highly dissected palaeosurface. The two levels of remnant glacia are dissected by rills that are especially well developed on south-facing slopes, where the highly sensitive marly sub-stratum is exposed to marked daily temperature fluctuations.

In the Charanc catchment, as in other similar catchments in the Southern Alps, a major and widespread phase of incision during the earlier part of the Lateglacial (prior to 14,500 cal. BP) led to the deep entrenchment of fluvial systems below the regularised Pleistocene slopes. The end of the Lateglacial and the first half of the Holocene (14,500–7000 cal. BP) incorporate several episodes of colluvial to alluvial sedimentation corresponding to the so-called “Main Postglacial Infilling” (MPI) characteristic of the sub-Alpine landscapes (Jorda et al., 2002). The MPI affected 3rd to 4th order streams and more rarely the larger fluvial systems such as the Petit Buëch and the Durance. Two alluviation sequences are distinguished (Fig. 5).

From 14,500 to 11,800 cal. BP, sedimentation rates are relatively low. The loamy deposits corresponding to this phase are located only in the downstream sectors of the catchments (alluvial MPI). In our study area, these deposits are located downstream of the Drouzet Valley (Fig. 4). They form a 2 m-thick lower alluvial terrace incorporating a pool of sub-fossil Scots pines well dated between 14,400 and 13,600 cal. BP (Kaiser et al., 2012; Sivan and Miramont, 2008).

Table 1
Synthesis of ¹⁴C ages defining the age of the modelled palaeotopography.

Lab. code	Age BP	Error BP (1 sigma)	Years cal. BP (2 sigma)	Dated material	Specie identification	Reference	No. (see Fig. 4)
AA10222	8290	70	9040–9465	Sub-fossil wood	<i>Pinus sylvestris</i> sp.	Sivan (2002)	1
AA10226	6895	100	7580–7930	Charcoal	<i>P. sylvestris</i> sp.	Sivan (2002)	2
AA10224	8145	70	8790–9400	Sub-fossil wood	<i>P. sylvestris</i> sp.	Sivan (2002)	3
AA10223	7685	70	8380–8590	Sub-fossil wood	<i>P. sylvestris</i> sp.	Sivan (2002)	4
LGQ998	8110	250	8435–9530	Charcoal	<i>P. sylvestris</i> sp.	Rosique (1996)	5
LGQ1076	5240	190	5605–6400	Sub-fossil wood	<i>P. sylvestris</i> sp.	Rosique (1996)	6
AA10225	8755	75	9545–10,145	Sub-fossil wood	<i>P. sylvestris</i> sp.	Sivan (2002)	7
LGQ1075	6920	190	7435–8155	Sub-fossil wood	<i>P. sylvestris</i> sp.	Rosique (1996)	8
LGQ1074	7300	210	7690–8515	Sub-fossil wood	<i>P. sylvestris</i> sp.	Rosique (1996)	9
LGQ997	7250	140	7800–8365	Sub-fossil wood	<i>P. sylvestris</i> sp.	Rosique (1996)	10
H 27378	12,500	30	14,220–15,055	Sub-fossil wood	<i>P. sylvestris</i> sp.	Kaiser et al (2012)	11
GrN 26628	12,000	60	13,720–14,020	Sub-fossil wood	<i>P. sylvestris</i> sp.	Sivan (2002)	12

Table 2
Estimation of volume error.

Compartment	Estimated error
From 20,000 to 14,500 cal. BP eroded volume	6.50%
From 14,500 to Present eroded volume	8.10%
From 14,500 to 6000 cal. BP Main Postglacial Infilling	7.30%
Vertical incision post-6000 cal. BP	8.90%

From 11,800 to about 7000 cal. BP, deposition rates increased rapidly, leading to sediment encroachment on the neighbouring hillslopes in the upstream catchment segments (colluvial MPI). This sedimentation phase is dominated by loamy to gravelly material. In the Charanc catchment, these widespread deposits form coalescent fan-shaped glacis (Figs. 2b, 3). This sedimentary infill attains a thickness of up to 30 m on the bordering catchment slopes but tapers out to about 1 m above the bed of the stream just 500 m downstream. Outcrops highlight different sequences of torrential sedimentation representing a succession of flood deposits just above the marly substrate (Fig. 4). The deposits are mainly (60%) composed of calcareous medium to coarse stratified

gravels, the diameter of which ranges from a few centimetres to tens of centimetres. The gravels are poorly sorted, sub-angular, and interbedded with clayey-muddy lenses. The onset of the sedimentation sequence is dated from sub-fossil pines (nos. 1, 3, 5 and 7) at about 9000 cal. BP (Fig. 4 and Table 1). Radiocarbon ages from sub-fossil pines (no. 4 located 10 m above the sub-stratum and from nos. 2 and 8 in the top part of these deposits) show that sedimentation lasted until at least around 7500 cal. BP. The MPI in the Charanc basin was incised thereafter. This down-cutting phase is highlighted by remnants of a 3 m-thick lower terrace found below the surface of the MPI (Fig. 4). This thin terrace contains a sub-fossil tree (no. 6) dated at 5240 ± 190 BP (5600–6400 cal. BP).

Thus, the linear incision phase following the MPI is constrained in the Charanc between the upper part of the MPI at ca. 7500 and the lower terrace at ca. 6000 years cal. BP (Fig. 4). This geomorphic trend is an important change observed in all the tributaries of the Durance River (Fig. 5). Following this major erosion phase, incision has persisted up to the present time in most of the catchments. In some of these catchments, one or more thin alluvial gravel-rich terraces were formed, encased in the MPI. These thin deposits do not attain the prominence of the MPI in the landscape. Considering all the radiocarbon ages obtained in the other sites and the fact that pine no. 2 dated near the top of the

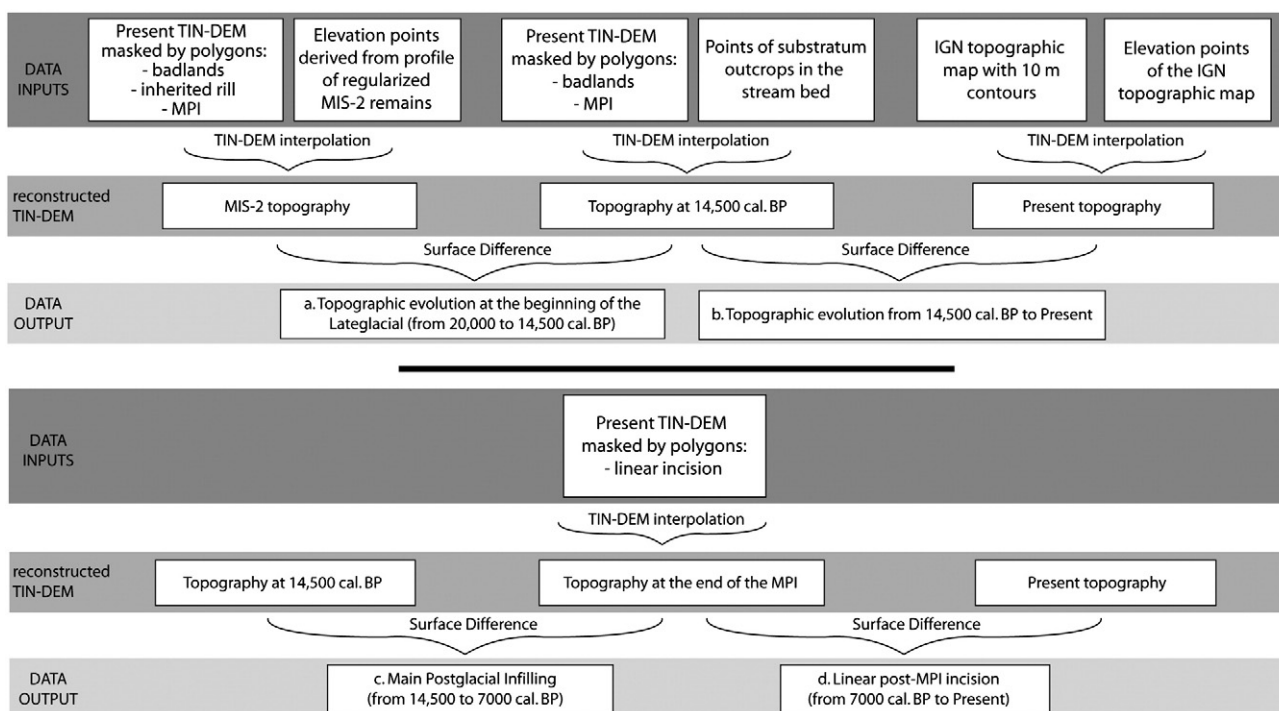


Fig. 6. Flowchart for palaeotopography reconstructions and for calculating the Postglacial sediment budget.

MPI is buried under a 3 m-thick deposit, we have retained a simplified age of 7000 cal. BP for the end of the MPI in the Charanc catchment.

3. Methods

The spatial sediment budget pattern and its quantification were determined through 3D palaeotopographic reconstructions using a GIS compilation of the extensive datasets from surveys conducted by Rosique (1996) and Sivan (2002), topographical maps, aerial photographs, and new field investigations.

3.1. Geomorphic mapping and palaeotopographic modelling

GPS-assisted field investigations were conducted in order to delineate in the field all inherited surfaces of the Charanc catchment. These are symbolised by polygons in the GIS (Fig. 3). Field observations from outcrops were mapped using their x, y, and z coordinates. The topographic data were managed using Spatial Analyst tools in ArcGIS. Triangulated irregular network (TIN-DEM) interpolations were preferred to regular grid methods such as filtering techniques because the TIN-DEM method preserves the original irregular distribution of data nodes plotted in the field (Peucker et al., 1978). Regular grid methods would imply resolving the degree of aggregation of data (an optimal filtering coefficient), which depends on terrain roughness. Such terrain roughness cannot be determined in case of inherited surfaces. Three Digital Elevation Models (DEM) of the catchment palaeotopography were reconstructed at different key-dates of the morphogenetic evolution corresponding to major geomorphic trends recognised in the Charanc catchment and over the entire Durance basin (Fig. 5):

- a TIN-DEM of the topography at the end of the Pleistocene around 20,000 cal. BP (the initial state),
- a TIN-DEM of the topography at 14,500 cal. BP (before the MPI),
- a TIN-DEM of the topography at the end of the MPI at 7000 cal. BP.

Since at each key-date the density of topographic information is not regular in space, accuracy of the reconstructed palaeotopographies varies through time. The accuracy of a reconstructed DEM depends on: (1) the resolution of the modern topography DEM, and (2) the density of field-derived points. The modern topography was constructed by digitising all elevation contours of the map with the highest resolution available for the study area: horizontal and vertical accuracies are respectively 2.5 m and 10 m (1:25,000 topographic map of Serres/Veynes georeferenced in Lambert II Extended, and provided by IGN, 2005). A total of 125 elevation field-points were established to constrain the palaeotopographies, but exclusively for sub-stratum outcrops in the streambed. Hence, palaeotopographic reconstructions are better constrained along the hydrological network than elsewhere in the catchment. When extrapolating elevations points, it is assumed that the erosion and deposition geometry mapped in the field is representative of the whole surface. Based on field geomorphic observations, we defined a reasonable error range of ± 10 m in the elevation of the palaeotopography envelope to calculate the error range of the final volumes (Table 2). The TIN-DEM of the current topography has been converted into a point grid. The final palaeotopography was reconstructed based on the steps described below and synthesised in Fig. 6.

3.1.1. TIN-DEM of the topography at the MIS-2 around 20,000 cal. BP (initial state)

We first modelled the abandonment surface of the periglacial accumulation glacia (attributed to the end of the Pleniglacial period (MIS2)) where the latter have been eroded over the last 20 millennia. The TIN-DEM of the current topography was masked by polygons corresponding to areas of: (1) generalised rill erosion, (2) inherited rill erosion, and (3) the MPI.

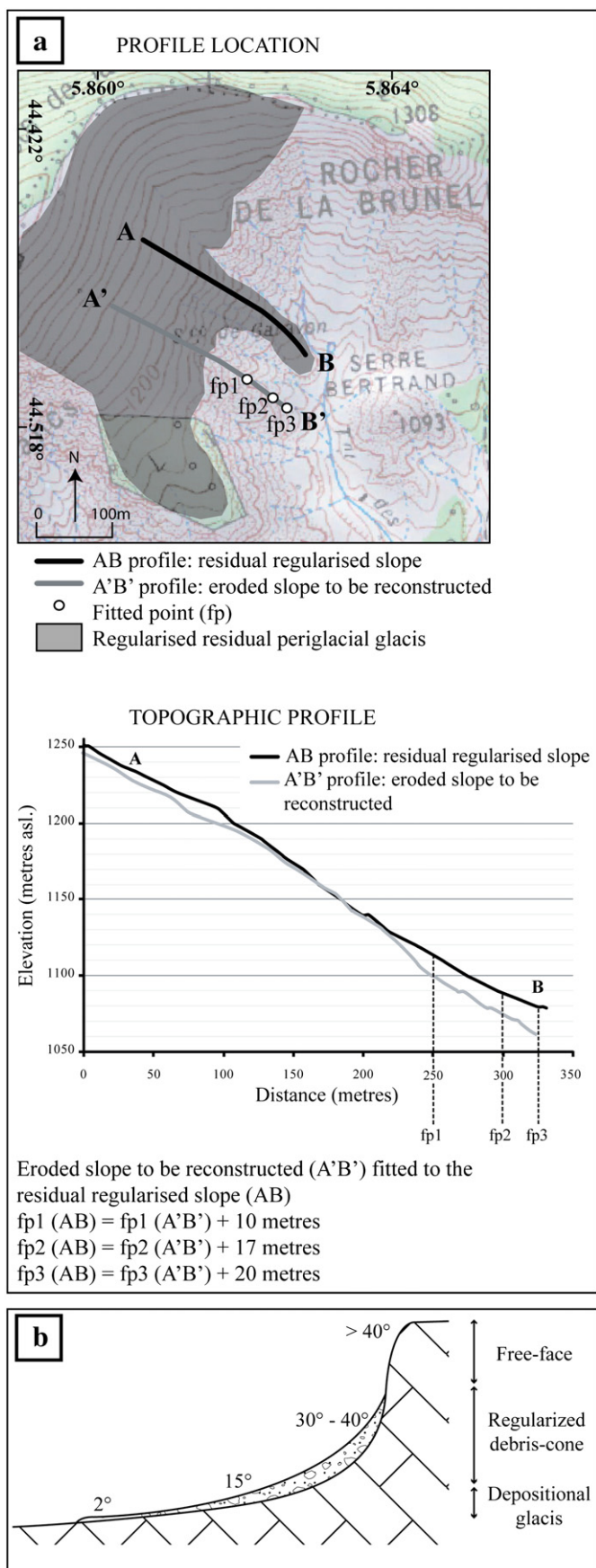


Fig. 7. (a) Regularised slope reconstruction, (b) typical periglacial slope segments according to the King profile (French, 2007).

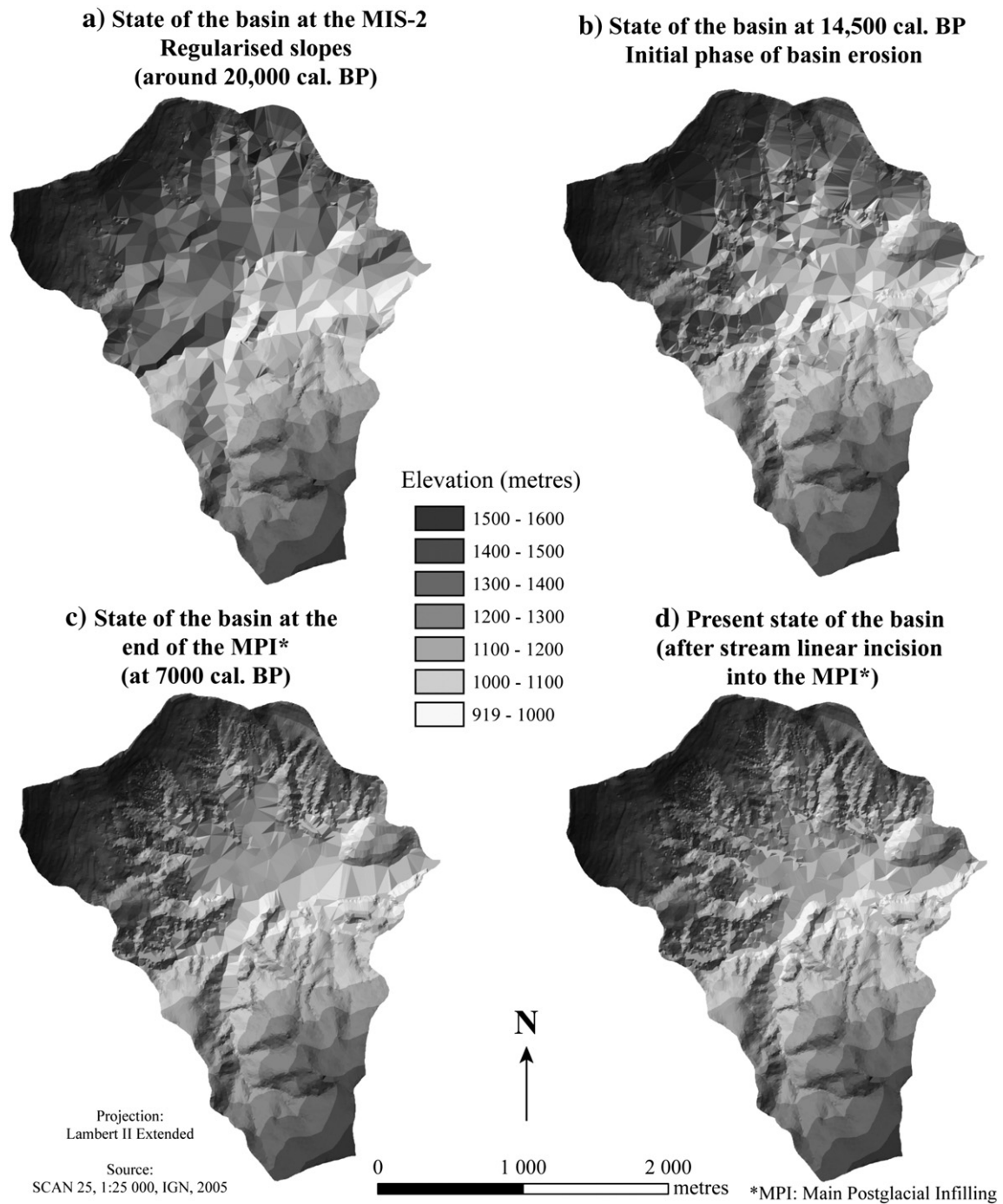


Fig. 8. Digital Elevation Models (DEMs) of three reconstructed (a–c) and the present (d) topographies of the Charanc catchment over the Postglacial period.

The method adopted to reconstruct the eroded regularised slopes involves the following:

- In the upper part of the catchment, profiles cutting through the residual regularised periglacial surface were established and then plotted on a graph with theoretical profiles drawn across the eroded zones as shown in Fig. 7a.
- In the lower part of the catchment, where no residual periglacial deposits are preserved, a set of current topographic profiles were measured for the entire catchment area. Borders of the periglacial remnants were plotted on these profiles and extended down to the valley following the periglacial type profile (King model, French, 2007), the slope of which decreases downstream (Fig. 7b). The

elevation of the valley bottom around 20,000 cal. BP was defined from the intersection of all the profiles.

The points of regularised residual periglacial remnants were then interpolated with the reconstructed points.

3.1.2. TIN-DEM of the topography at 14,500 cal. BP (before the MPI)

This palaeosurface had to be reconstructed in order to replicate the state of the catchment before dismantling of the periglacial slopes at around 14,500 cal. BP. We consider that large-scale incision had already affected the Charanc catchment at this time. The TIN-DEM of the current topography was masked by polygons of the sub-stratum beneath the MPI. The steps to compute this palaeotopography were:

- masking of the TIN–DEM of the topography at the end of the Pleistocene period using the polygon of the MPI surface,
- addition of the elevation points, plotted in the field (GPS-field survey points in Fig. 3), of sub-stratum outcrops in the stream bottom beneath the MPI before re-interpolation.

3.1.3. TIN–DEM of the topography at the end of the MPI

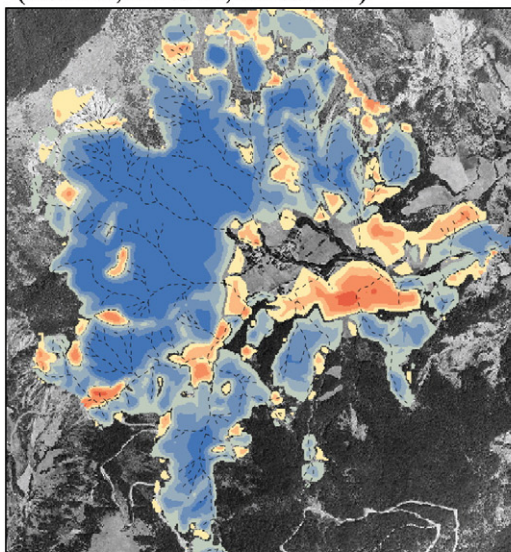
The topography to be reconstructed here corresponded to the MPI abandonment surface prior to the linear incision of the torrential

network. The TIN–DEM of the current topography was masked by polygons corresponding to this incision before the re-interpolation.

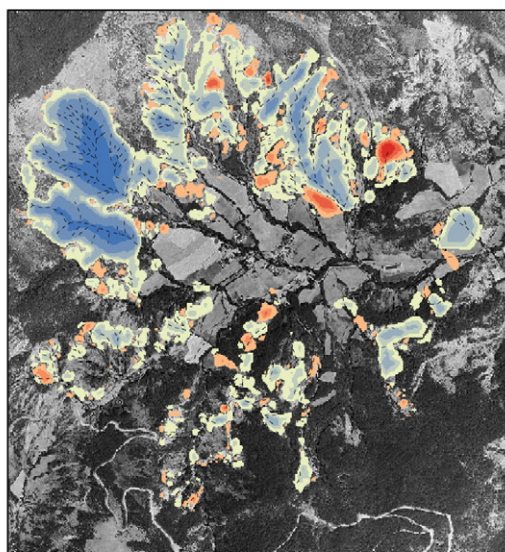
3.2. Quantification of sediment erosion and deposition

The results of elevation subtractions between TIN–DEMs represent the eroded and deposited sediment volumes in cubic metres for each compartment per period. This was obtained using the “Surface Difference” 3D Analyst module, the outputs of which were then mapped as

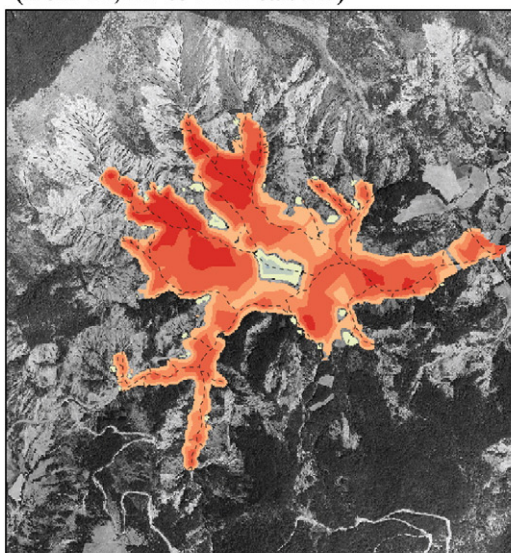
a) Topographic evolution at the beginning of the Lateglacial (from 20,000 to 14,500 cal. BP)



b) Topographic evolution from 14,500 cal. BP to Present



c) Main Postglacial Infilling (from 14,500 to 7000 cal. BP)



d) Linear post-MPI* incision (from 7000 cal. BP to Present)

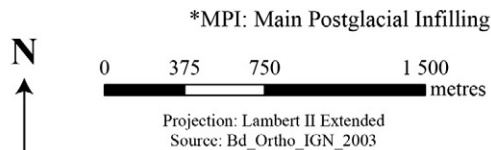
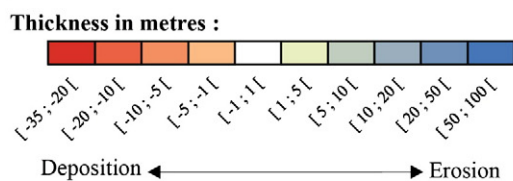
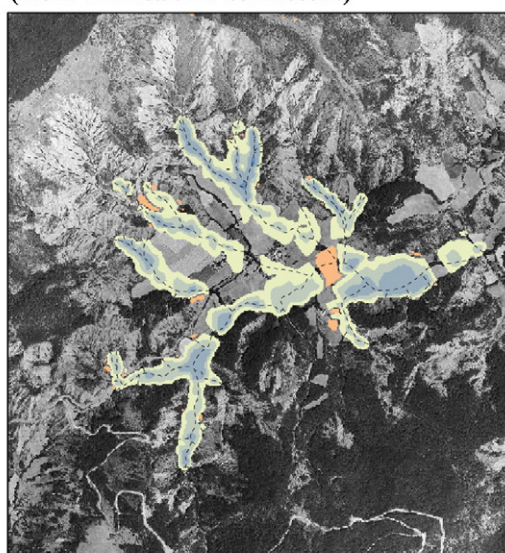


Fig. 9. Spatio-temporal variability of erosion (blue hues) and sedimentation (red hues) in the Charanc catchment derived from DEM differencing.

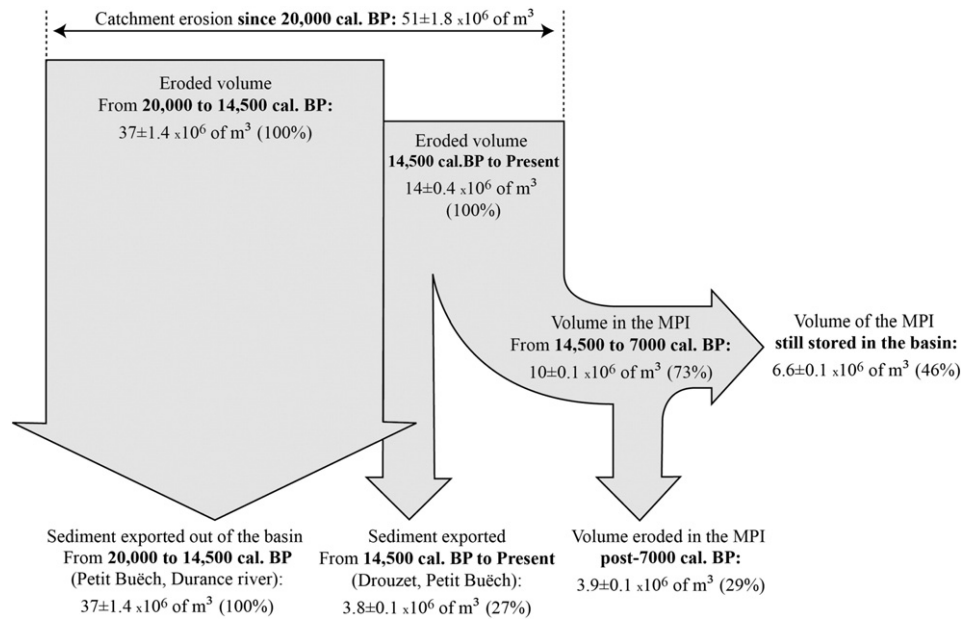


Fig. 10. Postglacial sediment budget of the Charanc catchment. Arrow thickness is proportional to volume.

a raster-DEM of relative surface above and below the initial surface. We will focus on the relative sediment budgets of each compartment rather than the absolute volumes. The quantification of the sediment budget is punctual in time because palaeotopography modelling can only be conducted on a few paleogeomorphic states of the surface characterised as key dates in the field (see Section 2).

4. Results

4.1. Palaeotopographic reconstructions

Fig. 8 presents the four reconstructed palaeotopographies of the Charanc catchment. At the MIS-2 (Fig. 8a), slopes were regularised by thin accumulation glacia covering the sub-stratum. By about 14,500 cal. BP (Fig. 8b), terminations of the MIS-2 glacia had been partially eroded and the sub-stratum cropped out in the valley bottom. Around 7000 cal. BP (Fig. 8c), numerous small watersheds became active correlatively with the MPI phase. At present, these watersheds are well developed and the widespread MPI deposits incised by streams (Fig. 8d).

4.2. Spatial distribution of Postglacial erosion and deposition

Fig. 9a highlights the vast extent of the surfaces affected by erosion processes at the beginning of the Lateglacial period. On the upper part of the catchment, deep steep rills developed, preferentially on south-facing slopes. Fig. 9b depicts the very large extent of rills since the Early Holocene, and also the enlargement of numerous small torrential watersheds. Fig. 9c depicts the footslopes buried by the MPI. Deposits are very thick upstream (between 20 and 35 m) and thickness decreases downstream. Finally, Fig. 9d illustrates the linear incision of the streams that affected the MPI. At present, streams are deeply entrenched in these deposits (10 to 15 m below the MPI surface).

4.3. Sediment budgets

Results of sediment budget calculations with the error margins are synthesised in Fig. 10. Between 20,000 and 14,500 cal. BP, 37 million m³ of sediments were eroded from the hillslopes. This eroded material was totally exported out of the catchment without

intermediate storage. This sediment load did not accumulate in the Drouzet downstream of the Charanc. This entire volume of sediment was exported much further downstream to the trunk valleys of the Petit Buëch and Durance Rivers. Between 14,500 cal. BP and the Present, 14 million m³ of sediment were eroded at the expense of the periglacial glacia remnants and the marly substrate. 73% (i.e., 10 millions of m³) of the eroded material was stored in fan-shaped MPI deposits. At the present time, 6 million m³ of MPI deposits (46% of the eroded volume) are still stored in the catchment. A total of 8 million m³ of sediments (Fig. 10) have thus been exported out of the Charanc catchment since 14,500 years. Of this, about 50% originated from the MPI deposit and the other 50% derived from erosion of the marly slopes. Assuming homogeneity of the eroded material and taking account of the bulk density estimated for the “Black Earths” by Mathys et al. (1996), which corresponds to 2.65 t/m³ from erosion of the marly sub-stratum and 1.3 t/m³ from erosion of a weathered marly deposit, we have estimated the following annual specific erosion rates (Fig. 11):

- on slopes (volume eroded multiplied by 2.65 t/m³): between 98 and 111 t/ha/yr for the period 20,000–14,500 cal. BP and between 17 and 20 t/ha/yr since 14,500 cal. BP.
- within the MPI deposits (volume incised multiplied by 1.3 t/m³): between 3 and 4 t/ha/yr from 7000 cal. BP to Present.

5. Discussion

From around 20,000 to 14,500 cal. BP, the weakly cohesive and easily reworkable periglacial formations that accumulated during the MIS-2 were eroded and the sediment exported out of the catchment (Figs. 9, 10, 11). The high slope sensitivity to erosion processes was probably reinforced as a result of an uneven protection by vegetation (Digerfeldt et al., 1997; Muller et al., 2007). This hypothesis is supported by the computed specific erosion rate for this period (103 t/ha/yr) which is comparable to rates measured in the field on denudated marls in the Middle Durance catchment (ca.100 t/ha/yr, Alary, 1998; Bufalo et al., 1990; Mathys et al., 1996, 2003; Olivry and Hoorelbeck, 1990). A more humid phase in Western Europe associated with the Pleistocene to Lateglacial transition (Harrison and Digerfeldt, 1993; Magny and Ruffaldi, 1995; Reed et al., 2001) was presumably responsible for this massive sediment export. This is in agreement with Vandenberghe (1995), who argued that

at the scale of one glacial/interglacial cycle, major sedimentation influx is primary climatically-driven.

From 14,500 to Present, even though the amount of sediment eroded at the expense of the surrounding hillslopes was only 50% compared to the early Lateglacial period (Fig. 10), the volume of sediment transferred (tens of millions of m³) is very important, thus illustrating the sensitivity of these slopes to erosion. The main sediment supplier was the marly substratum, which was dissected by numerous small gullies. Forest conquest increasingly operated as a protective agent against slope erosion. Sancho et al. (2008) have suggested this forest expansion to explain sediment storage in alluvial valley bottoms in northwestern Spain in the early Holocene. The specific determinations carried out on preserved sub-fossil trees and charcoals buried in the MPI (Rosique, 1994, 1996) indicate the presence of *Pinus sylvestris* type vegetation, *Salix* and *Ericaceae*. Hence, slopes were occupied by sparse open woodlands composed of durably pioneering species that colonised the

often-flooded valley bottoms. Numerous levels of charcoal in the MPI suggest a high frequency of occurrence of fires concomitant with detrital events between 15,000 and 12,500 cal. BP, between 11,800 and 11,200 cal. BP, and between 11,000 and 9700 cal. BP (Boutterin et al., 2008). These episodes of high fire frequency could have maintained soil instability or at least contributed to rapid acceleration of erosion. The driest periods in the western Mediterranean (Jalut et al., 2009) may have promoted triggering of fires of extremely flammable pine forests. Mean specific erosion rates decreased from 103 to 19 t/ha/yr during this period. Field measurements (e.g., Mathys et al., 1996) demonstrate that reductions in erosion rates are correlated with the spatial extent of the vegetation cover.

Between 14,500 and 7000 cal. BP, the spatiotemporal variability of the deposits enables the identification of two periods (Fig. 10). During the Lateglacial, river discharges were high enough to assure downstream export of fine-grained material out of the Charanc catchment to the Drouzet. This sediment transfer could correspond to a favourable phase of regular material precipitation. Footslope storage of eroded material around 9000 cal. BP could indicate a change towards a regime of higher precipitation irregularity. A hypothesis of extremely intense short rain events, capable of generating these widespread deposits on footslopes, may also be invoked. However, sediment transport took place over relatively short distances. As discharge declined and sediment concentration increased, the transport dynamics could have changed quickly to one of deposition. From 7000 cal. BP to Present, the main prevailing geomorphic process has been that of sediment export from the Charanc catchment to larger downstream fluvial sinks. Roughly one-third of the MPI sediment volume has been eroded by streams (Fig. 10). The increase in sediment load and discharge ratio at the origin of the entrenchment of the streams may be interpreted as: (1) a reduction of bedload correlative with the development of forested brownish soils from 7000 cal. BP to 5000 cal. BP (Jorda et al., 2002); (2) an increase in precipitation; but this hypothesis is not supported by the very dry climatic conditions recorded by low lake levels in the southern Alps (Magny et al., 2002; Muller et al., 2012); (3) a change to a more regular precipitation regime with less thunderstorms. The question that may be posed here is whether the deep 10 m incision of the Charanc has generated, or not, over the last 7000 years, a regime torrential enough to be characterised by constant export of incoming sediment.

Between 20,000 cal. BP and the Present, mean specific erosion rates on slopes ranged from 0.17 to 0.21 mm/yr. Obviously, these average values mask significant temporal variability. Intermediate storage deposits such as the MPI, which are quite extensive in the Provence region, have also been notable sediment suppliers since 7000 cal. BP. The 5.2 km² Charanc catchment has supplied around 5 million t of sediments to larger fluvial systems (Fig. 10) and around 8.3 million t of easily re-workable sediment are still available in this catchment, and thus provide an important source to feed the downstream sediment cascade in the future.

6. Conclusion

The study has demonstrated that geomatic GIS-based approaches open up new prospects for field research aimed at reconstructing palaeo-environments. Indeed, palaeotopographic modelling enables consideration of the geometric evolution of river catchments when sediment budget variations are quantified over time and space. The use of such GIS-based techniques coupled with previous radiocarbon age determinations highlighted three main periods in the geomorphic and sediment budget history of the small sub-Alpine Charanc catchment during the course of the Postglacial. Between 20,000 and 14,500 cal. BP, sediment eroded within the catchment was entirely exported downstream to the higher-order Drouzet catchment. A change to a sedimentation regime commenced at around 14,500 cal. BP. Between around 9000 cal. BP and 7000 cal. BP, footslopes were buried by MPI deposits at a rate of 6700 m³/yr.

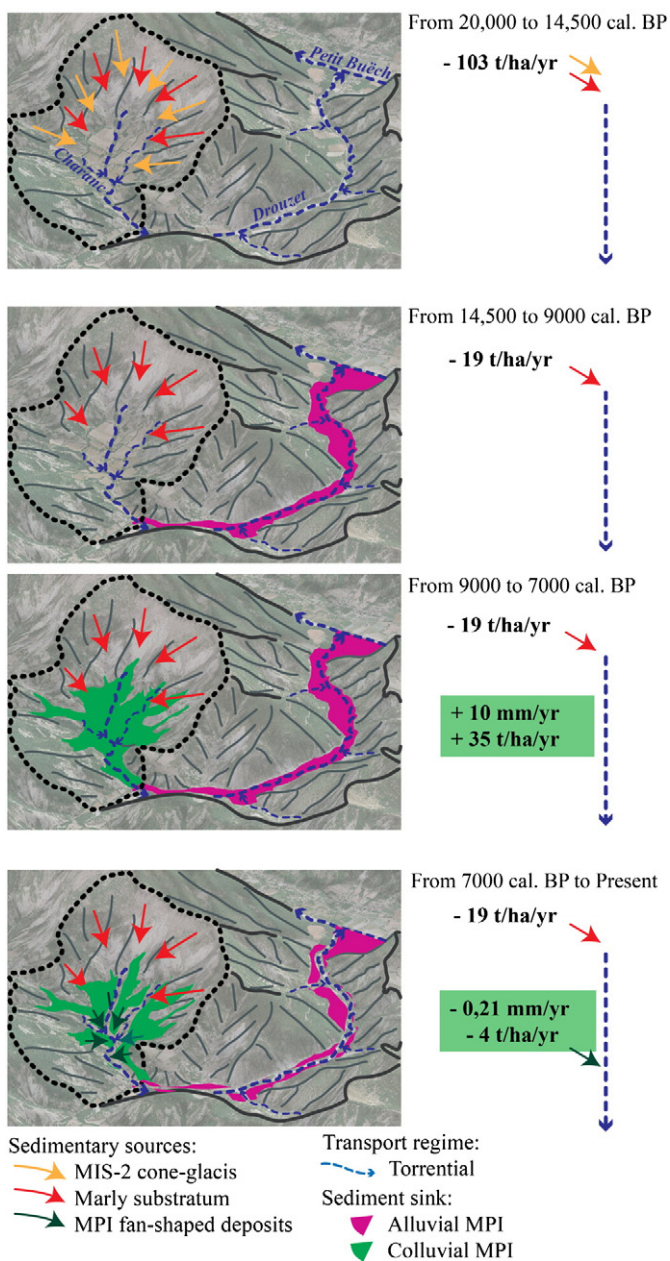


Fig. 11. Spatio-temporal source-to-sink characterisation and computed mean specific erosion and accumulation rates in the Charanc catchment.

Since 7000 cal. BP, the overall morphogenetic regime has been one of vertical incision, and MPI deposits have become a sediment source for downstream export. The sediment budget variations of the Charanc over the last 20,000 years illustrate source-to-sink fluvial sediment dynamics in relatively steep sub-Alpine catchments subject to Mediterranean bioclimatic conditions. Even though the Charanc catchment is only a small feeder catchment, it is representative of a large area of the Durance catchment (almost 14% of the Durance catchment are composed of easily erodible “Black Earths”). This study has contributed to the analysis of the spatio-temporal variability of sediment fluxes from land to ocean, and has highlighted the dynamics of sediment storage and export in the long-term fluvial source-to-sink sediment cascade.

Acknowledgements

We are very grateful to three anonymous reviewers whose salient suggestions have greatly improved the manuscript.

References

- Alary, C., 1998. Mécanismes et bilans de l'érosion dans un bassin versant méditerranéen aménagé: le cas de la Durance (S-E France). (PhD) Aix-Marseille 3 Univ, France (317 pp.).
- Boutterin, C., Miramont, C., Muller, S.D., Valleteau, S., Edouard, J.L., 2008. Le rôle du feu dans l'histoire des paysages sudalpins de moyenne montagne entre 15000 et 7000 ans cal. BP: Approche méthodologique. In: Galop, D. (Ed.), *Paysages et Environnement. De la reconstitution du passé aux modèles prospectifs*, Besançon, pp. 159–169.
- Bryan, R.B., Yair, A., 1982. *Badland Geomorphology and Piping*. Geo Books, Norwich (408 pp.).
- Buřalo, M., Oliveros, C., Quelennec, R.E., 1990. L'érosion mécanique des Terres Noires dans la région du Buëch (Hautes Alpes, France). *Géol. Alpine Mém.* H.S. 15, 15–20.
- Digerfeldt, G., De Beaulieu, J.L., Guiot, J., Mouthon, J., 1997. Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint-Léger, Haute Provence, southeast France. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 136 (1–4), 231–258.
- Förster, H., Wunderlich, J., 2009. Holocene sediment budgets for upland catchments: the problem of landscape model and data availability. *Catena* 77 (2), 143–149.
- French, H.M., 2007. *The Periglacial Environment*, 3rd ed. John Wiley & Sons, Chichester, England (478 pp.).
- Gallart, F., Solé, A., Puigdefàbregas, J., Lázaro, R., 2002. Badland systems in the Mediterranean. In: Bull, J.L., Kirkby, M.J. (Eds.), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels*. Wiley, Chichester, pp. 299–326.
- Gautier, E., 1992. *Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buëch (Alpes du Sud)*. (PhD thesis) Paris-X-Nanterre Univ (439 pp.).
- Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Glob. Planet. Chang.* 63, 90–104.
- Harrison, S.P., Digerfeldt, G., 1993. European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quat. Sci. Rev.* 12 (4), 233–248.
- Imbert, G., Kerambrun, P., Degiovanni, C., 1999. Hydrodynamics and sedimentation patterns linked to anthropogenic inputs into a Mediterranean littoral basin. *C. R. Acad. Sci.* 329 (3), 205–209.
- IPCC, Kostaschuck, R.A., MacDonald, G.M., Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007. *Climate Change 2007 – The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M., Otto, T., 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: climate forcing and human impact. *Quat. Int.* 200 (1–2), 4–18.
- Jorda, M., Rosique, T., Évin, J., 2000. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *C. R. Acad. Sci. (Earth and Planetary Sciences)* 331, 187–193.
- Jorda, M., Miramont, C., Rosique, T., Sivan, O., 2002. Evolution de l'hydrosystème durancien (Alpes du Sud, France) depuis la fin du Pléistocène supérieur. In: Bravard, J.-P., Magny, M. (Eds.), *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, pp. 239–249.
- Kaiser, K.F., Friedrich, M., Miramont, C., Kromer, B., Sgier, M., Schaub, M., Boeren, I., Remmele, S., Talamo, S., Guibal, F., Sivan, O., 2012. Challenging process to make the Lateglacial tree-ring chronologies from Europe absolute – an inventory. *Quat. Sci. Rev.* 36, 78–90.
- Macaire, J.J., Belleli, S., Di-Giovanni, C., De Luca, P., Vissel, L., Bernard, J., 2002. Sediment yield and storage variations in the Negron River catchment (South-Western Parisian basin, France) during the Holocene period. *Earth Surf. Process. Landforms* 27, 991–1009.
- Magny, M., Ruffaldi, P., 1995. Younger Dryas and early Holocene lake level fluctuations in the Jura Mountains, France. *Boreas* 24 (2), 155–172.
- Magny, M., Miramont, C., Sivan, O., 2002. Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 186 (1–2), 47–59.
- Mathys, N., Brochot, S., Meunier, M., 1996. Erosion of the Terres Noires (Black Earth) in the southern French Alps: a contribution to an assessment of mean annual values (Draix experimental catchment areas). *Rev. Géogr. Alpine* 84 (2), 17–27.
- Mathys, N., Brochot, S., Meunier, M., Richard, D., 2003. Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute Provence, France). Calibration of the ETC rainfall–runoff–erosion model. *Catena* 50 (2–4), 527–548.
- Meade, R.H., 1982. Sources, sinks, and storage of river sediments in the Atlantic drainage of the United States. *J. Geol.* 90, 235–252.
- Miramont, C., 1998. *Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance*. (PhD) Aix-Marseille I Univ (286 pp.).
- Miramont, C., Boutterin, C., Sivan, O., Bruneton, H., Mantran, M., 2008. Grandes séquences et principales ruptures morphogéniques en Haute Provence – les complexes sédimentaires des petits organismes torrentiels de moyenne Durance. *Cahiers de Paléoenvironnement – Collection Edytem*, vol. 6 145–154.
- Muller, S.D., Nakagawa, T., De Beaulieu, J.-L., Court-Picon, M., Carcaillet, C., Miramont, C., Roiron, P., Boutterin, C., Ali, A.A., Bruneton, H., 2007. Post-glacial migration of silver fir (*Abies alba* Mill.) in the south-western Alps. *J. Biogeogr.* 34, 876–899.
- Muller, S.D., Miramont, C., Bruneton, H., Carré, M., Sottocornola, M., Court-Picon, M., De Beaulieu, J.L., Nakagawa, T., Schevin, P., 2012. A palaeoecological perspective for the conservation and restoration of wetland plant communities in the central French Alps, with particular emphasis on Alder Carr vegetation. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 171, 124–139.
- Nadal-Romero, E., Martínez-Murillo, J.F., Vanmaercke, M., Poesen, J., 2011. Scale-dependency of sediment yield from badland areas in Mediterranean environments. *Prog. Phys. Geogr.* 35 (3), 297–332.
- Notebaert, B., Verstraeten, G., Rommens, T., Vanmontfort, B., Govers, G., Poesen, J., 2009. Establishing a Holocene sediment budget for the River Dijle. *Catena* 77 (2), 150–163.
- Olivry, J.C., Hoorelbeck, J., 1990. Erodabilité des terres noires de la vallée du Buech (France, Alpes du Sud). *ORSTOM vol. XXV* (1–2), 95–110.
- Peucker, T.K., Fowler, R.J., Little, J.J., Mark, D.M., 1978. The triangulated irregular network. Symposium on DTMS, Am. Soc. of Photogramm./Am. Congr. of Surv. And Mapp., St Louis, Mo (8 pp.).
- Reed, J.M., Stevenson, A.C., Jugglins, S., 2001. A multi-proxy record of Holocene climatic change in southwestern Spain: the Laguna de Medina, Cádiz. *Holocene* 11 (6), 707–719.
- Rosique, T., 1994. Les gisements de bois fossiles conservés dans les formations détritiques tard- et postglaciaires du bassin du Buëch (Hautes Alpes): interprétation géodynamique et paléocologique. *C. R. Acad. Sci., Paris* 319 (II), 373–380.
- Rosique, T., 1996. Morphogenèse et évolution des paléoenvironnements alpins de la fin des temps glaciaires au début de l'Holocène: l'exemple de la moyenne Durance (Alpes françaises du Sud). (PhD) Aix-Marseille I Univ (288 pp.).
- Rosique, T., 1997. Detritism and morphogenesis at the end of Würm in the Southern French Alps (Middle Durance). *Quaternaire* 8 (1), 39–48.
- Rosique, T., 2004. La dernière phase glaciaire de la moyenne Durance (région de Gap à Sisteron): bilan des recherches, dernières conclusions chronologiques. *Méditerranée* 102, 25–36.
- Rovera, G., Robert, Y., 2005. Conditions climatiques hivernales et processus d'érosion périglaciaires dans les badlands marneux de Draix (800 m, Alpes du Sud, France). *Géog. Phys. Quatern.* 59 (1), 31–48.
- Sancho, C., Peña, J.L., Muñoz, A., Benito, G., McDonald, E., Rhodes, E.J., Longares, L.A., 2008. Holocene alluvial morphopedosedimentary record and environmental changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain). *Catena* 73 (3), 225–238.
- Sivan, O., 2002. *Activité érosive et évolution des paléoenvironnements alpins postglaciaires*. (PhD) Étude dendrogeomorphologique des gisements de troncs subfossiles dans les Alpes du Sud. Aix-Marseille I Univ (274 pp.).
- Sivan, O., Miramont, C., 2008. Les variations temporelles et spatiales de la morphogenèse postglaciaire des fonds de vallons sud-alpins. L'exemple du bassin versant du Drouzet (Hautes-Alpes, France). *Quaternaire* 19 (3), 229–238.
- Torri, D., Poesen, J., Calzolari, C., Rodolfi, G., 2000. Badlands in changing environments. (Special Issue) *Catena* 40 (2) (250 pp.).
- Vandenbergh, J., 1995. Timescales, climate and river development. *Quat. Sci. Rev.* 14 (6), 631–638.
- Verstraeten, G., Rommens, T., Peeters, I., Poesen, J., Govers, G., Lang, A., 2009a. A temporarily changing Holocene sediment budget for a loess-covered catchment (central Belgium). *Geomorphology* 108, 24–34.
- Verstraeten, G., Lang, A., Houben, P., 2009b. Human impact on sediment dynamics – quantification and timing. *Catena* 77, 77–80.
- Ward, P., van Ralen, R., Verstraeten, G., Renssen, H., Vandenbergh, J., 2009. The impact of land use and climate change on late Holocene and future suspended sediment yield of the Meuse catchment. *Geomorphology* 103, 389–400.
- Wolf, D., Faust, D., 2013. Holocene sediment fluxes in a fragile loess landscape (Saxony, Germany). *Catena* 103, 87–102.

Abstract

Within the context of increasing demographic pressures and hazards related to climate change, the problems posed by landscape erosion have become particularly crucial. The current management of Mediterranean mountain environments, which are highly exposed to erosion hazards, needs to be supported by a thorough understanding of their susceptibility to these hazards and their long-term trajectories.

A retrospective analysis of environmental trajectories has been conducted from the study of three lacustrine sedimentary archives in the Southern Alps (Lakes Petit, Vens and Allos). This multi-disciplinary study, based on sedimentology, geochemistry and palynology, has enabled characterization of the dynamics of erosion and changes in plant cover over the last 14,000 years.

In Lakes Allos and Vens, the start of the Holocene is marked by the maturing of ecosystems, by chemical weathering of soils and by forest encroachment at higher altitudes. These environmental changes resulted in progressive ecosystem stabilization, followed by a bio-pedological optimum, and subsequently by more open landscapes, and then soil destabilization. These four successive phases have been dated, respectively, at 12,000-8000 cal. BP, 8000-6000 cal. BP, 6000-1900 cal. BP, and 1900 cal. BP to Present. The last of these phases occurred earlier, at 4200 cal. BP, in Lake Petit.

The triggering of soil erosion has systematically been hinged on periods of heavy precipitation affecting landscapes rendered vulnerable, by human societies, to the effects of such perturbations.

Keywords : mountain environment, soil erosion, vegetation dynamics, mining pollution, pastoral activities, lake sediments, Holocene

Résumé

Dans le contexte d'augmentation de la pression démographique et des risques liés aux changements climatiques, la question de l'érosion est de plus en plus cruciale. La gestion actuelle des milieux des montagnes méditerranéennes, particulièrement affectés par ces phénomènes, repose sur une bonne connaissance de leurs sensibilités à l'érosion et de leurs trajectoires à long terme.

Une approche rétrospective des trajectoires des environnements a été menée par l'étude de trois archives sédimentaires lacustres prélevée dans les Alpes du Sud (lacs Petit, Vens et Allos). L'étude multidisciplinaire (sédimentologie, géochimie, palynologie) a permis de caractériser les dynamiques érosives et végétales depuis 14000 ans.

À Allos et Vens, le début de l'Holocène est marqué par la maturation des écosystèmes, l'altération chimique des sols et la progression altitudinale des forêts. Ces dynamiques environnementales conduisent à la stabilisation progressive des écosystèmes, suivie d'un optimum bio-pédologique, d'une ouverture des paysages et d'une déstabilisation des sols respectivement datées de 12000-8000 cal.BP, 8000-6000 cal.BP, 6000-1900 cal.BP et de 1900 cal.BP à aujourd'hui. Cette dernière période de déstabilisation des sols intervient plus tôt au Lac Petit, à 4200 cal.BP.

Les dénominateurs communs au déclenchement de l'érosion sont à chaque fois une période de précipitations fréquentes sur un milieu fragilisé : l'impact des sociétés a provoqué un abaissement du seuil de sensibilité des milieux aux perturbations, particulièrement à l'agressivité des précipitations.

Mots-clés : environnements de montagne, érosion des sols, dynamique de végétation, pollutions minières, activités pastorales, sédiments lacustres, Holocène

