



HAL
open science

Données nouvelles sur la chronologie de la déglaciation dans la vallée du haut-Verdon (alpes françaises du sud)

Elodie Brisset, Cécile Miramont, Frédéric Guiter, Fabien Arnaud, Edward J. Anthony, Claire Delhon, Frédéric Guibal, Rosine Cartier, Yoann Poher, Eric Chaumillon

► **To cite this version:**

Elodie Brisset, Cécile Miramont, Frédéric Guiter, Fabien Arnaud, Edward J. Anthony, et al.. Données nouvelles sur la chronologie de la déglaciation dans la vallée du haut-Verdon (alpes françaises du sud). *Quaternaire*, 2014, 25 (2), pp.147-156. <10.4000/quaternaire.7028>. <hal-02046381>

HAL Id: hal-02046381

<https://hal.science/hal-02046381v1>

Submitted on 27 Apr 2020

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

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



HAL Authorization

DONNÉES NOUVELLES SUR LA CHRONOLOGIE DE LA DÉGLACIATION DANS LA VALLÉE DU HAUT-VERDON (LAC D'ALLOS, ALPES FRANÇAISES DU SUD)

Elodie BRISSET^{1,2}, Cécile MIRAMONT¹, Frédéric GUITER¹, Fabien ARNAUD³, Edward ANTHONY², Claire DELHON⁴, Frédéric GUIBAL¹, Rosine CARTIER^{1,2}, Yoann POHER¹ & Eric CHAUMILLON⁵

RÉSUMÉ

Cet article présente les datations ¹⁴C AMS obtenues dans la séquence sédimentaire du lac d'Allos (alt. 2230 m, vallée du Verdon, Alpes du Sud, France). Ces données contribuent à la connaissance de la chronologie de la déglaciation à l'échelle des Alpes du Sud et permettent de revoir le cadre chronologique proposé antérieurement sur ce site. La sédimentation lacustre démarre entre 12 300 et 13 500 ans cal. BP (2 sigmas). Les deux stades glaciaires identifiés en aval du lac à 1 900 m et sur le verrou glaciaire à 2 300 m sont par conséquent plus anciens. Nous rejoignons ici les conclusions des travaux antérieurs sur les tourbières et lacs d'altitude qui, sur la base des données polliniques, suggéraient une déglaciation très précoce remontant au début du Tardiglaciaire.

Mots-clés : Tardiglaciaire, moraine, déglaciation, lac, Alpes françaises du Sud

ABSTRACT

A NEW CONTRIBUTION TO THE CHRONOLOGY OF THE DEGLACIATION IN THE UPPER VERDON VALLEY (LAKE ALLOS, SOUTHERN FRENCH ALPS)

This study presents new ¹⁴C AMS ages obtained from the sedimentary sequence of Lake Allos (elevation: 2,230 m, Verdon valley, Southern Alps, France). These ages provide new evidence on the last deglaciation over the Southern Alps, enabling us to revise the chronological framework previously established. Sedimentation in the lake began between 12,300 and 13,500 cal. yr BP (2 sigma interval). The two glacial stages identified in a cirque downstream of Lake Allos (at 1,900 m a.s.l.) and on the glacial threshold (at 2,300 m a.s.l.) are hence older. Our results are in good agreement with previous conclusions based on palynological evidence from high-elevations peat bogs and lakes that suggested an earlier deglaciation, at the onset of the Lateglacial.

Keywords: Lateglacial, moraine, Deglaciation, lake, Southern French Alps

1 - INTRODUCTION

Les paysages alpins sont marqués par la richesse des héritages glaciaires que ce soit le long des grandes vallées ou bien en altitude au niveau des cirques glaciaires. Les montagnes des Alpes du Sud ont porté, lors de la dernière glaciation pléistocène, les glaciers alpins les plus méridionaux. Leur position latitudinale et la modestie de leurs zones d'alimentation en font des environnements

très sensibles et réactifs aux variations climatiques et en particulier au réchauffement tardiglaciaire.

Dans les Alpes du Sud, les nombreux travaux réalisés sur les environnements glaciaires d'altitude ont permis de proposer un cadre chronologique des étapes de la déglaciation (Schweizer, 1968 ; de Beaulieu & Jorda, 1976 ; de Beaulieu, 1977 ; Jorda, 1975, 1988 ; Dijkstra *et al.*, 1990 ; Jorda & Rosique, 1994). Cependant, peu de datations radiométriques permettent de caler précisément les

¹ Aix-Marseille Université, CNRS, UMR 7263 IMBE, Technopôle de l'Arbois, BP 80, FR-13545 AIX-EN-PROVENCE cedex 4. *Courriels* : elodie.brisset@gmail.com, cecile.miramont@imbe.fr, frederic.guiter@imbe.fr, frederic.guibal@imbe.fr, rosine.cartier@imbe.fr, yoann.poher@imbe.fr

² Aix-Marseille Université CNRS, IRD, Collège de France, UM 34 CEREGE, Technopôle de l'Arbois, BP 80, FR-13545 AIX-EN-PROVENCE cedex 04. *Courriel* : anthony@cerge.fr

³ Laboratoire Environnement Dynamique et Territoire de Montagne (EDYTEM), Université de Savoie, CNRS. Pôle Montagne, Campus scientifique, FR-73376 LE-BOURGE -DU-LAC cedex. *Courriel* : fabien.arnaud@univ-savoie.fr

⁴ Cultures et Environnements, Préhistoire, Antiquité, Moyen Âge (CEPAM), Université de Nice, CNRS. Campus Saint-Jean-d'Angély, SJA3, 24 avenue des Diables Bleus, FR-06357 NICE cedex 04. *Courriel* : claire.delhon@cepam.cnrs.fr

⁵ UMR LIENSs 7266, CNRS Université de La Rochelle, Institut du Littoral, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 LA ROCHELLE. *Courriel* : echaumil@univ-lr.fr

fluctuations des langues glaciaires, l'essentiel de la chronologie proposée reposant sur des données polliniques.

Le but de cet article est de présenter les premières datations radiocarbone obtenues sur le comblement sédimentaire du lac d'Allos dans la vallée du Haut-Verdon. Ces données permettent de revoir le cadre chronologique proposé antérieurement sur ce site et contribuent à améliorer la connaissance de la chronologie de la déglaciation à l'échelle des Alpes du Sud (Jorda, 1988 ; Jorda *et al.*, 2000 ; Rosique, 2004).

2 - SITE D'ÉTUDE ET CONTEXTE GÉOMORPHOLOGIQUE GLACIAIRE

Localisé dans la vallée du haut Verdon, au cœur du Parc National du Mercantour, le lac d'Allos (44°14'N, 6°42'35"E, fig 1 et 2A) est le plus grand lac de montagne d'origine naturelle en Europe. Il s'étend sur 1 km de long (axe nord-sud) et 700 m de large (axe est-ouest), et représente une étendue d'eau libre de 54 ha. Le lac s'inscrit dans un contexte bioclimatique de montagnes méditerranéennes. A 2230 m d'altitude, il se situe à la limite supérieure de l'étage sub-alpin. Son bassin versant (5 km²) est couvert essentiellement par des pelouses alpines entretenues par le pâturage. Une forêt de jeunes mélèzes en voie d'extension atteint, au nord-ouest, le verrou glaciaire qui ferme la cuvette lacustre. Le lac est alimenté essentiellement par la fonte des neiges et par les eaux des torrents affluents. Il ne

possède pas d'exutoire subaérien. Ses eaux s'infiltrent par un drain souterrain naturel à travers le verrou rocheux et alimentent la source du torrent de Chadoulin, affluent du Verdon.

La vaste dépression topographique occupée par le lac d'Allos possède plusieurs origines (Jorda, 1976). D'une part, il s'agit d'une dépression structurale située au contact de la nappe de charriage de l'Ubaye-Embrunais et du domaine autochtone subalpin (fig 2B) ; d'autre part, la dépression correspond à une cuvette de dissolution karstique développée dans des calcaires et des calcaires marneux. Enfin, cette dépression a été sur-créusée par les glaciers quaternaires bloqués en arrière d'un verrou rocheux constitué de poudingues résistants en position anticlinale. Les profils sismiques (fig 3) montrent que le lac possède une topographie sous-lacustre imposée par la lithologie : au sud, un bassin profond de 40 m s'inscrit dans les calcaires et marno-calcaires karstifiés ; au nord, un bassin perché à 20 m de profondeur est creusé dans les poudingues.

La région du lac d'Allos comporte d'abondants héritages glaciaires, à la fois dans la vallée principale du Verdon et, plus haut en altitude, dans les cirques glaciaires et sur les versants.

2.1 - LES HÉRITAGES GLACIAIRES DANS LA VALLÉE PRINCIPALE

Dans l'ensemble des Alpes du Sud, la phase d'extension glaciaire maximale est attribuée au Pléniglaciaire

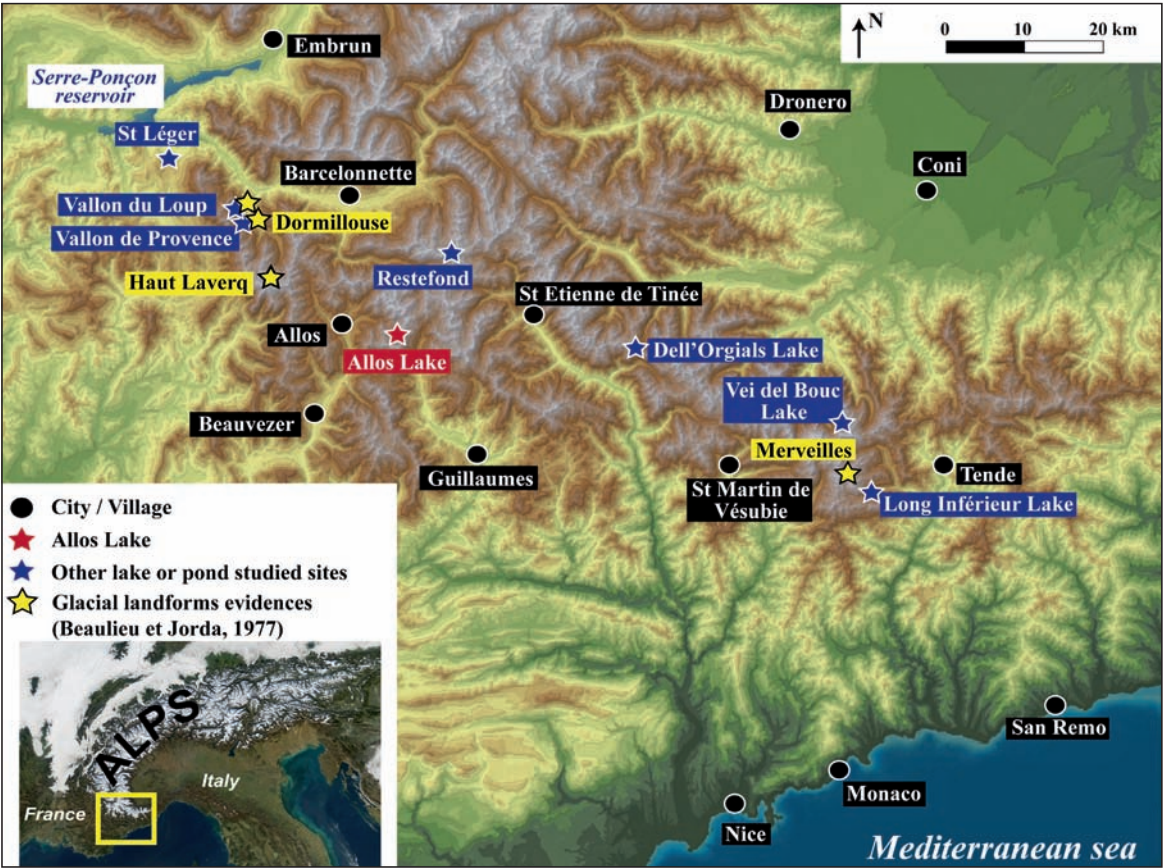


Fig. 1 : Localisation du lac d'Allos et des autres sites cités dans le texte.
Fig. 1: Location of Lake Allos and other sites cited in the text.

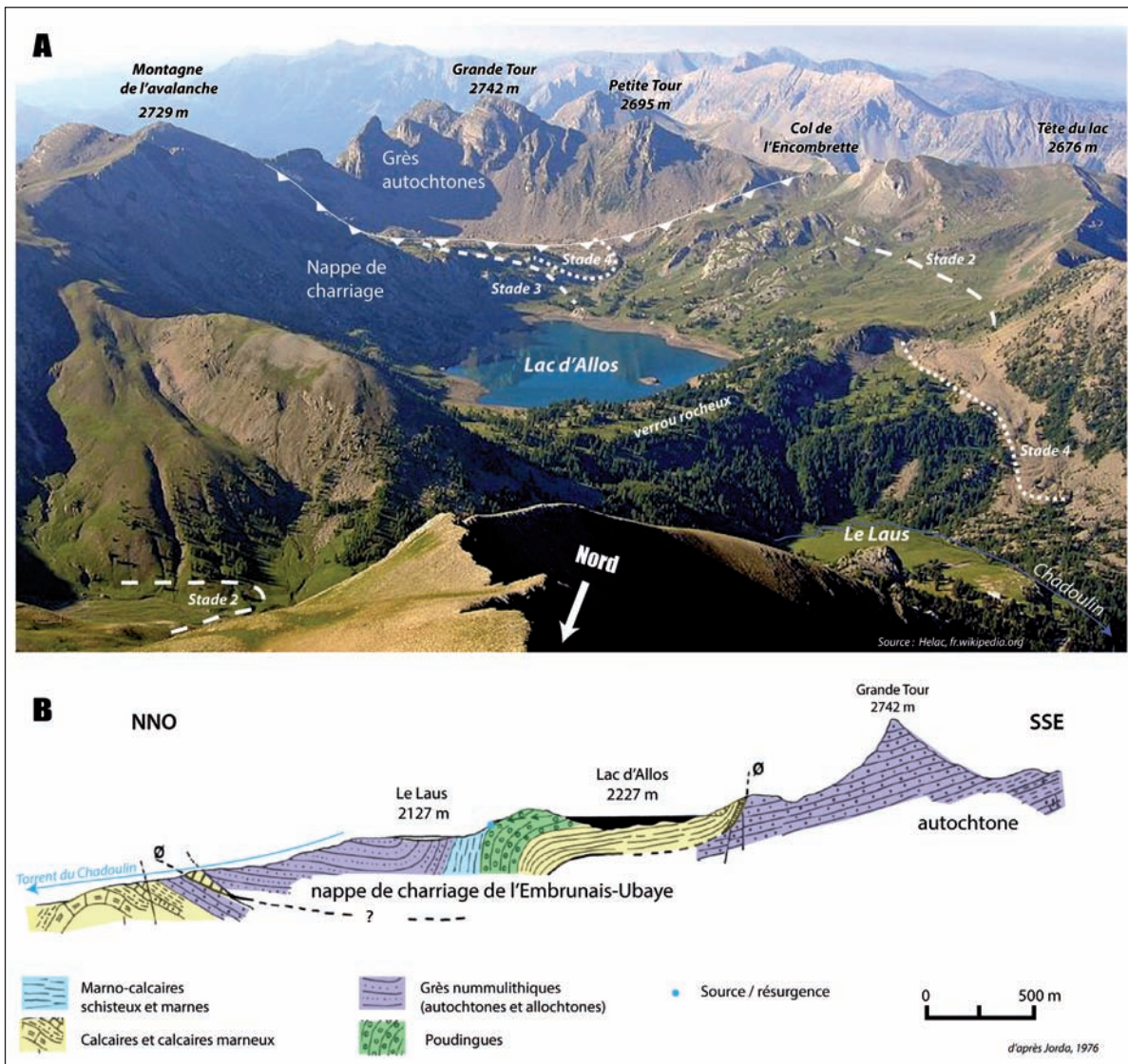


Fig. 2 : A/ Panorama du lac d'Allos vu depuis le Mont Pelat et localisation des stades glaciaires d'altitude (stades 2 à 4). B/ Profil géologique de la région du lac d'Allos.

Fig. 2: A/ Overview of Lake Allos from Pelat Peak and locations of glacial stages (stades 2 to 4). B/ Geological cross-section of the Lake Allos area.

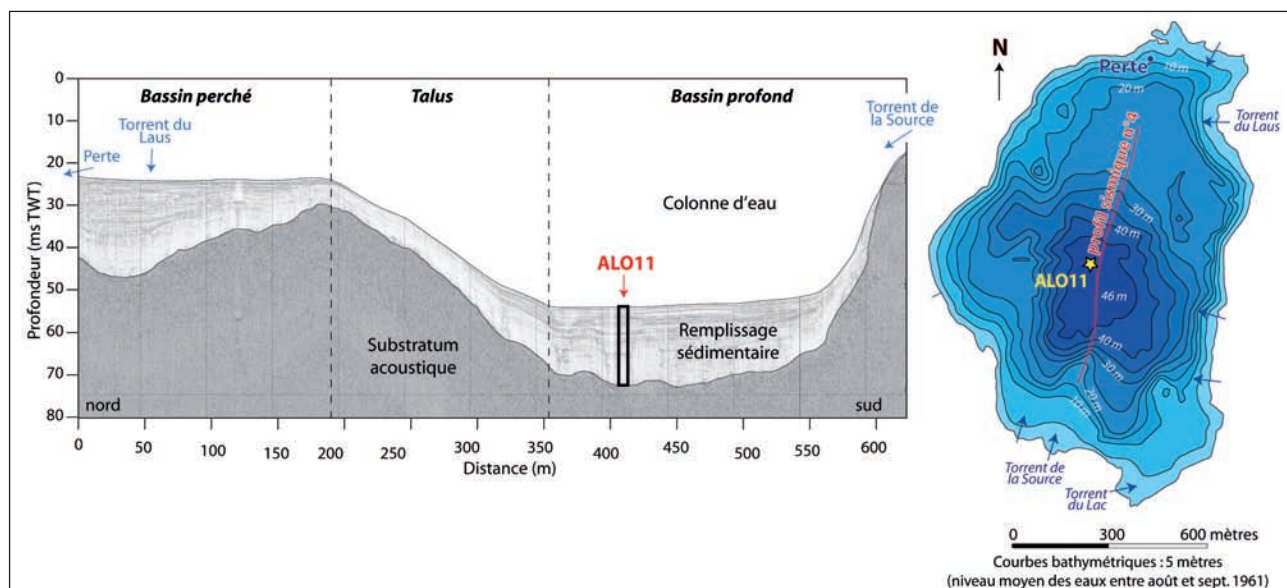


Fig. 3 : Profil sismique (d'après Wilhelm *et al.*, 2012), bathymétrie du lac d'Allos, et position du carottage ALO11.

Fig. 3: Seismic profile (from Wilhelm *et al.*, 2012), bathymetric map of Lake Allos and location of core ALO11.

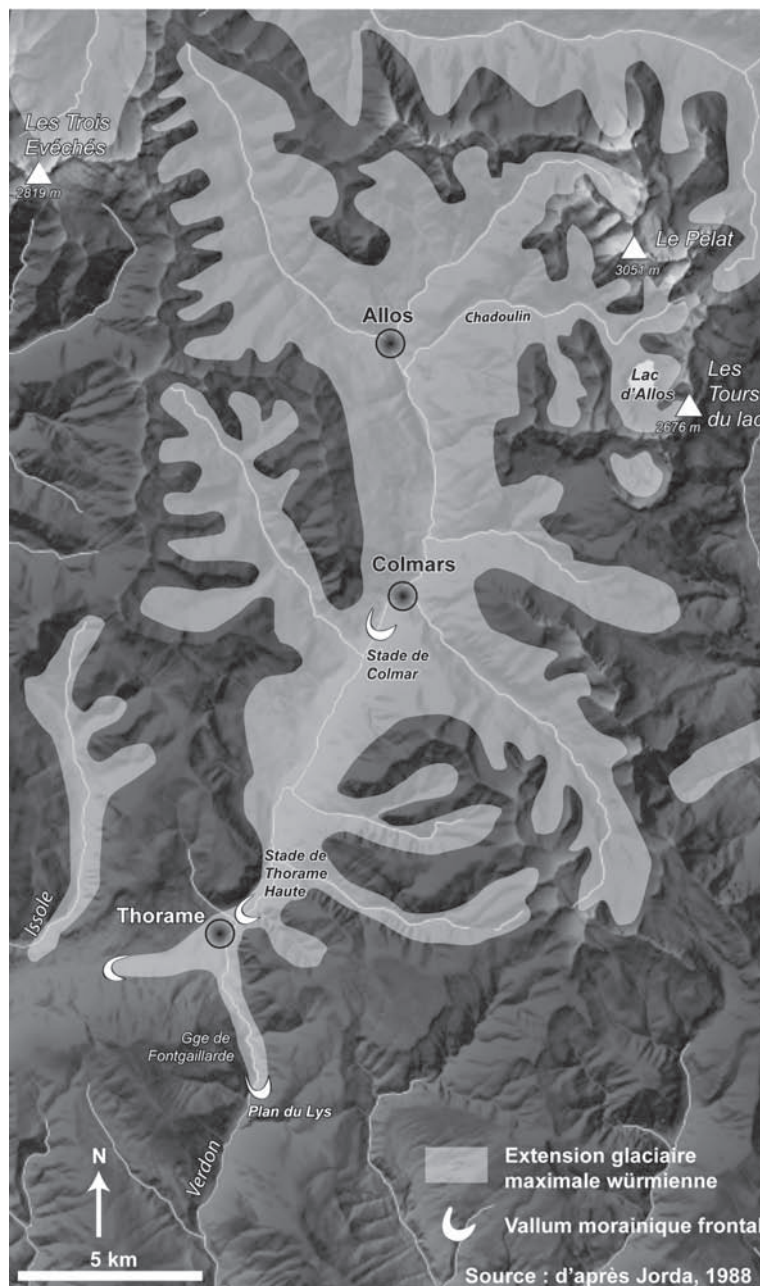


Fig. 4 : Extension des glaces dans la vallée du Verdon au Pléniglaciaire supérieur.

Fig. 4: Ice extent in the Verdon Valley during the Late Pleniglacial.

würmien supérieur (stade isotopique marin 2) (Jorda *et al.*, 2000). Le glacier du Verdon, long d'une quarantaine de kilomètres, atteignait alors la gorge de Font Gaillarde et venait mourir au niveau du Plan du Lys (Jorda, 1975, 1976, 1988) (fig. 4)

Plusieurs stades de retrait glaciaire jalonnent la vallée et témoignent d'une évolution régressive saccadée des appareils glaciaires (stades de Thorame-Haute et de Colmars-les-Alpes). Parmi ces stades de décrue, celui de Thorame-Haute, individualisé par la présence de dépôts morainiques frontaux, résulte vraisemblablement d'une phase majeure de ré-avancée glaciaire ayant affecté l'ensemble des Alpes du Sud. Cette même phase est datée au ^{14}C en Durance ou aux environs de 21 000 ans cal. BP (20 470 - 22 630 ans cal. BP) (Jorda *et al.*, 2000).

Le retrait glaciaire définitif qui succède à ces stades est un phénomène très rapide, comme dans l'ensemble des

Alpes du Sud. Dès le début du Tardiglaciaire, les glaciers ont abandonné les vallées pour se réfugier en altitude au-dessus de 1 800 m où se retrouvent les traces de leur évolution post-würmienne (Jorda & Rosique, 1994). L'extrême rapidité du phénomène de décrue glaciaire est particulièrement évidente et bien datée dans la vallée de la Durance. A peine quatre à cinq millénaires séparent le stade d'avancée quasi-apogéïque du Poët-Rourebeau, calé à 22 - 21 ka cal. BP, du début du remplissage des tourbières qui jalonnent le cours de la haute vallée en amont de Gap (Rosique, 2004). A titre d'exemple, le remplissage des tourbières de Pelléautier, de Siguret, de la Roche de Rame, du col des Lauzes (de Beaulieu, 1977) et de Corréo (Nakagawa, 1998) commence au moins dès le début de la chronozone du Dryas ancien. Il est vraisemblable que le même schéma chronologique caractérise la vallée proche du haut Verdon.

2.2 - LES STADES GLACIAIRES D'ALTITUDE

Du fait d'altitudes soutenues et d'une exposition nord, les environs du lac d'Allos ont connu un englacement relativement important postérieurement au stade isotopique marin 2 (Jorda, 1975, 1976). Jorda (1975) décrit les traces de quatre stades glaciaires post-würmiens (fig. 5). Ceux-ci trouvent leurs équivalents dans l'ensemble du haut Verdon ainsi que dans les Alpes maritimes (Schweizer, 1968).

Le stade 1 (dit stade de Chadoulin) est situé à 1850 - 1900 m d'altitude où un bouchon morainique encombre la vallée du Chadoulin. Ce stade correspond à un abaissement de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG) de 800 m (altitude de la LEG vers 2200 m). La moraine correspondant à ce stade, située en aval de la dépression du Laus (fig 5), a livré un enregistrement pollinique (de Beaulieu, 1977) : à 7,75 m de profondeur, la base de ce remplissage lacustre est constituée par des

« graviers glaciaires » ; au-dessus, des « marnes grises tourbeuses » sont attribuées à la chronozone du Préboréal (11 500 - 10 200 ans cal. BP) d'après les assemblages polliniques (caractérisés par l'augmentation de *Betula*, des occurrences de la chênaie et le maintien d'espèces stepiques, de Beaulieu & Jorda, 1977) ; entre 5 et 6 m, deux datations ¹⁴C ont été réalisées dans les marnes tourbeuses à 8820 ± 370 BP (Ly 961, 9000 - 11 070 ans cal. BP) et 8970 ± 210 BP (Ly 998, 9540 - 10 570 ans cal. BP). Ainsi, sur la base de ces datations et du diagramme pollinique, les auteurs supposent que la cuvette lacustre du Laus était encore occupée par les glaces au Dryas récent, et attribuent à ce refroidissement la construction du bouchon morainique de Chadoulin. Ce stade trouve son équivalent dans le haut Var et les Alpes-Maritimes (stade de Molières ; Schweizer, 1968).

Le stade 2 (dit stade de Méouilles) est situé à 2265 m d'altitude où se trouvent les bourrelets morainiques frontaux du gradin de confluence de Méouilles, au-dessus de

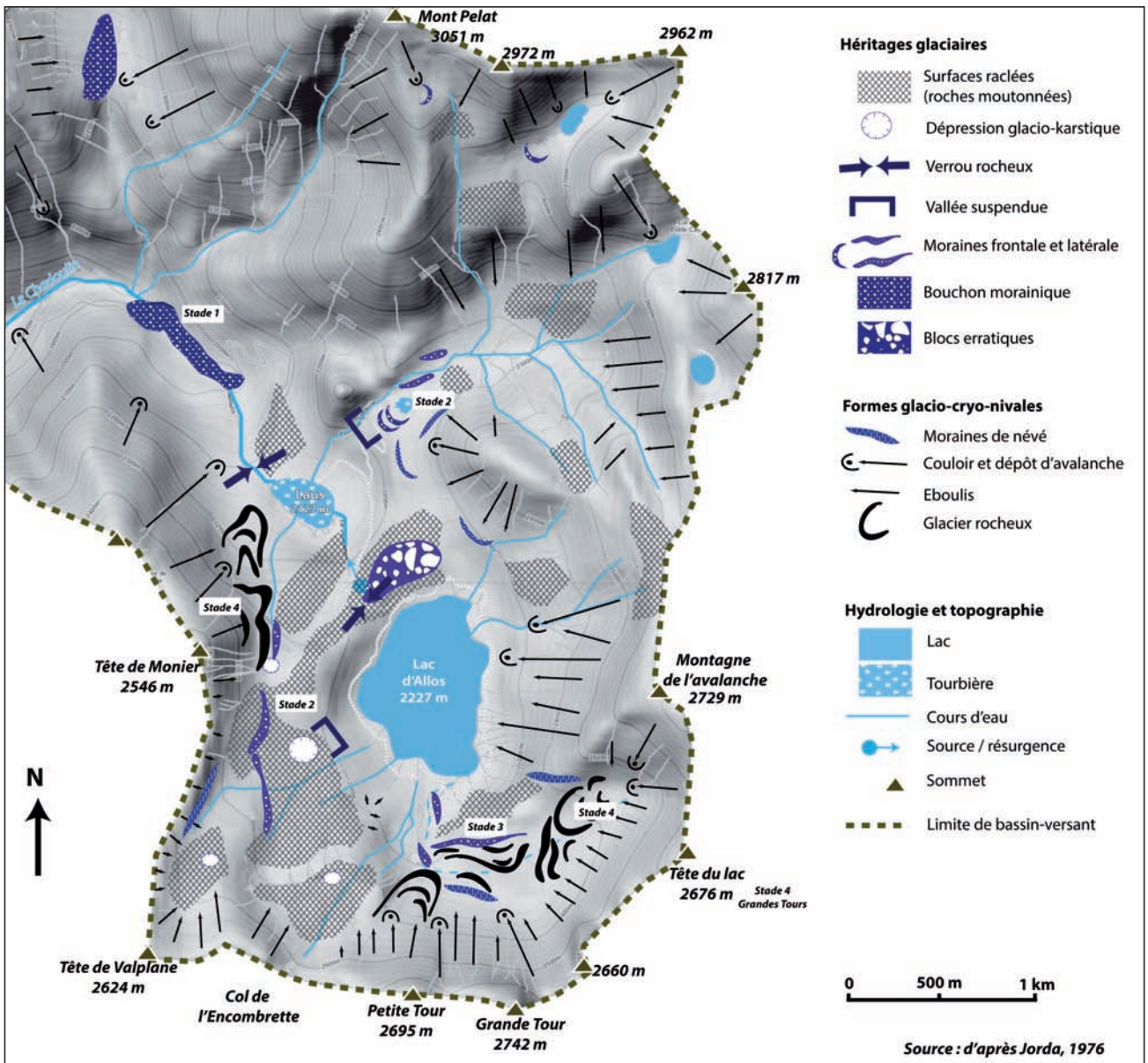


Fig. 5 : Cartographie des héritages et des stades glaciaires autour du lac d'Allos.

Fig. 5: Map showing inherited glacial forms and glacial stages in the study area.

la cuvette du Laus. Les bourrelets morainiques latéraux qui frangent les replats glaciaires moutonnés à l'ouest du lac d'Allos vers 2400 m sont également attribués à ce stade. A cette période, la dépression du lac était encore occupée par les glaces qui s'étalaient à l'ouest au-dessus du verrou. Ce stade correspond à un abaissement de la LEG de 500 m (altitude vers 2450 m) et correspond, dans les Alpes-Maritimes, au stade de Chastillon attribué au début du Préboréal (sans plus de précision chronologique). Le stade de Méouilles est suivi d'une décrue importante qui n'a laissé que des placages morainiques indifférenciés.

Le stade 3 est situé à 2310 m d'altitude, au-dessus du lac, où s'individualise la moraine latérale droite et des bourrelets frontaux dégradés du dernier glacier ayant occupé le cirque. Ces formes correspondent à une ligne d'équilibre glaciaire située à 2600 m et ont évolué postérieurement en glaciers rocheux. Le stade 3 correspond à celui du Mounier dans les Alpes-Maritimes attribué à la fin du Préboréal

Enfin, le stade 4 correspond à deux principaux lobes de glaciers rocheux situés à 2400 m au nord de la Grande Tour, au sud-ouest de la montagne de l'Avalanche et sous la Tête de Monier, au pied de versants inscrits dans les grès d'Annot sensibles à la macro-gélivation. Ils sont attribués à une dernière récurrence froide qui pourrait correspondre selon Jorda (1975) au Néoglaciale (environ 4500 ans cal. BP).

3 - MÉTHODE

Afin de préciser la chronologie de la déglaciation et de dater la mise en place du lac dans la cuvette glaciaire, un carottage a été effectué dans le remplissage sédimentaire du lac d'Allos. Le calcul des taux de sédimentation à partir du modèle d'âge et la description des principaux ensembles lithostratigraphiques permettent de définir les principales étapes de l'évolution de l'environnement autour du lac depuis la disparition du glacier.

L'emplacement du carottage a été choisi sur la base des données sismiques obtenues à l'aide d'un sondeur de sédiment de type CHIRP (ECHOES 5000, IXBLUE) ayant une résolution verticale de l'ordre de 20 cm (Wilhelm *et al.*, 2012 ; fig 3). Dans les deux bassins (perchés et profonds), l'épaisseur du remplissage sédimentaire lacustre est d'environ 15 m. Les unités sismiques sont drapantes, homogènes et non perturbées et ne comportent aucune discordance. Le carottage a été réalisé dans le bassin profond, au centre du lac, de façon à obtenir un enregistrement lacustre intégrateur de l'ensemble des changements environnementaux ayant affecté le bassin versant.

Le carottage (N 44°14'00,2", E 6°42'28,8", profondeur 39,9 m) a été réalisé en juillet 2011 depuis une barge gonflée avec un carottier à percussion UWITEC. Une carotte pilote et trois prélèvements parallèles ont été effectués afin d'obtenir une série stratigraphique complète. Les tubes de prélèvement (diamètre 90 ou

63 mm) correspondent à des sections de deux ou trois mètres de longueur et se chevauchent d'un mètre. L'ensemble du remplissage lacustre a ainsi 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. Une carotte composite, ALO11, de 14,5 m a été reconstituée.

Le sédiment a été observé macroscopiquement et en lames minces. Dix-neuf datations ¹⁴C ont été réalisées sur des macro-restes végétaux identifiés. Les dates radiocarbone ont été calibrées avec la courbe de calibration IntCal09 du logiciel Calib 6.1 (Reimer *et al.*, 2009) tenant compte d'un intervalle de probabilité à 2 sigmas (tab. 1). Le modèle d'âge a été établi en tenant compte de la densité de probabilité des datations ¹⁴C au moyen du module Clam sous R (Blauw, 2010). Considérant que la série sédimentaire est entièrement laminée et ne présente pas de changements brutaux de faciès, une fonction mathématique spline cubic (lissage = 0,4) a été choisie.

4 - RÉSULTATS ET DISCUSSION

La carotte synthétique ALO11 est finement laminée et à dominante détritique. Elle est constituée par une succession de passées silto-argileuses riches en matière organique et de passées silteuses grano-décroissantes pluri-centimétriques à infra-millimétriques (lamines de crue) (fig 6 et 7). Cette sédimentation laminée, caractéristique d'un contexte de sédimentation lacustre dominé par les apports détritiques d'un cours d'eau torrentiel (Arnaud *et al.*, 2002), est comprise entre 0 et 13 m. Entre 13 et 14,5 m de profondeur, le sédiment est constitué de sables et de graviers et d'une passée argileuse homogène que nous attribuons à des apports liés à des eaux de fonte glaciaires.

4.1 - LITHOSTRATIGRAPHIE

Trois unités sédimentaires lacustres ont été identifiées selon la couleur des sédiments, l'épaisseur des lamines et l'observation du sédiment en lames minces (fig. 6 et 7)

De 13 à 8,2 m (unité 1), le sédiment de couleur gris clair est constitué d'une alternance de (1) fines lamines de crues (d'épaisseur variant de 0,2 à 6 mm) silteuses à la base et devenant argileuse au sommet, et de (2) lamines argileuses (d'épaisseur moyenne de 200 µm) piquetées de grains détritiques isolés, hétérométriques et anguleux de diamètre variant de 50 à 150 µm que nous interprétons comme des « dropstones » liés à la présence saisonnière de glaces flottantes

De 8,2 à 4 m (unité 2), le sédiment laminé prend une couleur à dominante verdâtre. Au sein des lamines de crue, s'intercalent des lamines de quelques µm à 1 cm d'épaisseur constituées de matière organique amorphe rougeâtre composée de particules généralement sub-arrondies d'aspect floconneux héritées de la pédogénèse (Noël, 2001). Ces lamines sont aussi riches en matière organique algale, en diatomées et en débris végétaux (fig 6).

Profondeur (cm)	Matériel daté	Code laboratoire	Age BP	Age années cal. BP (2σ)
181	Bois et aiguilles indif.	Poz-50232	615 ± 35	547-657
250	Aiguilles indif.	Poz-49766	1275 ± 30	1144-1287
300	Ecorce de conifère indif.	Poz-49767	1645 ± 30	1418-1685
390	Fragments d'herbacées indif.	Poz-49768	1795 ± 30	1625-1818
498,5	Brindille de <i>Salix</i> sp.	Poz-46760	2880 ± 35	2885-3143
525	Brindille de <i>Larix/Picea</i>	Poz-46759	3060 ± 35	3168-3364
556	Brindille de feuillus	Poz-50223	2900 ± 40	2898-3205
589	Brindille de feuillus	Poz-46758	3895 ± 35	4185-4422
605	Charbon (gymnosperme)	Poz-50227	4090 ± 35	4445-4811
660	Brindille de <i>Salix</i> sp.	Poz-50231	8840 ± 50	9706-10157
685	Brindille indif.	Poz-50224	5570 ± 40	6292-6435
708	Brindille de feuillus	Poz-50222	6040 ± 40	6786-6995
743	Fragments d'herbacées indif.	Poz-50228	6660 ± 40	7462-7593
807	Brindille de feuillus	Poz-50229	7670 ± 50	8386-8550
832	Ecorce et brindille de conifère	Poz-50221	8090 ± 80	8720-9273
865,5	Brindille de feuillus	Poz-46762	8050 ± 50	8725-9090
963	Brindille indif.	Poz-50225	8820 ± 50	9689-10154
1038	Fragments d'herbacées	Poz-46757	9380 ± 50	10444-10732
1140	Débris végétaux indif. (0.4 mgC)	Poz-49768	8930 ± 50	9906-10210

Tab. 1 : Datations ¹⁴C dans la séquence ALO11.

Tab. 1: ¹⁴C ages of core ALO11.

De 4 m à la surface (unité 3), le sédiment devient beige clair et est caractérisé par l'apparition de dépôts de crue très épais, pouvant atteindre une dizaine de centimètres. Dans cette unité, entre 0,2 m et la surface, le sédiment devient de plus en plus noir et riche en argiles gytjtjoïdes dans lesquelles les laminations sont en partie effacées par les processus de bioturbation.

4.2 - MODÈLE D'ÂGE ET TAUX DE SÉDIMENTATION

La figure 7 présente le modèle d'âge obtenu. La date obtenue à 660 cm de profondeur (Poz-50231), trop vieille de 4000 ans, a été réalisée sur une brindille de saule qui peut avoir été remaniée depuis un dépôt deltaïque plus

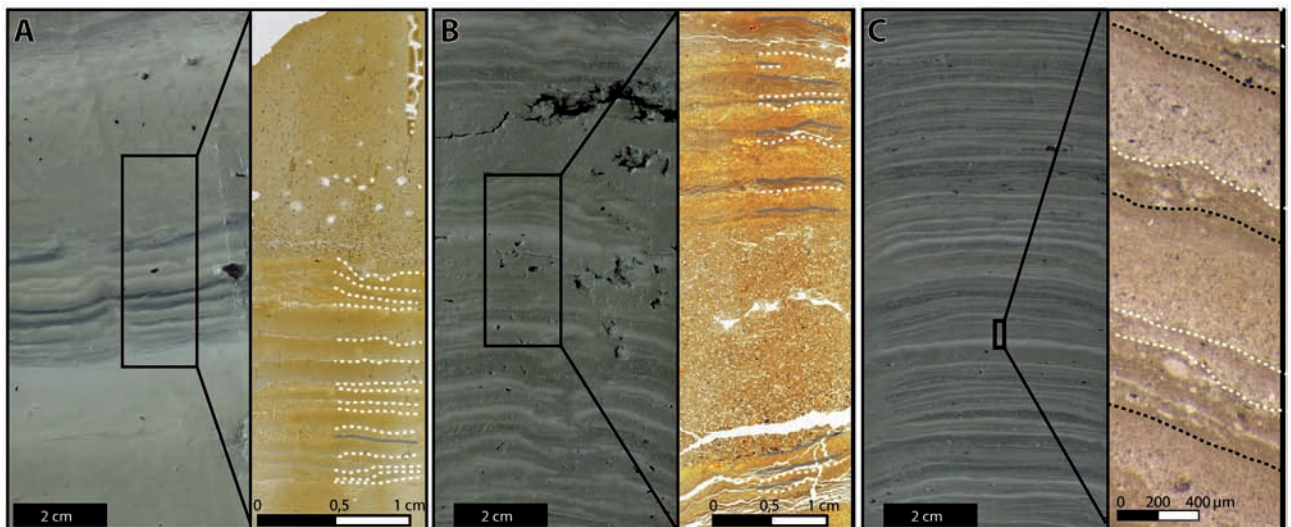


Fig. 6 : Photographie du sédiment frais et scans de lame-mince des sédiments laminés de la carotte ALO11 par unité (A/ unité 1, B/ unité 2, C/ unité 3).

Les interprétations micro-stratigraphiques sont représentées à la base des lamines par des lignes grises pour les lamines organiques, des tirets blancs pour les lamines de crues et des tirets noirs pour les lamines à clasts isolés.

Fig. 6: Photograph of fresh sediment and thin-section scans of laminated sediments of core ALO11 shown as units (A/ unit 1, B/ unit 2 and C/ unit 3). Micro-stratigraphical interpretations are shown at the base of laminae. Grey lines correspond to organic laminae. White dashed lines represent flood deposits and black dashed lines dropstone laminae.

ancien. Dans la partie inférieure de la carotte, une des trois datations est incohérente (à 963, 1 039 ou 1 140 cm de profondeur). Nous avons choisi de rejeter la datation fournie par l'échantillon le plus profond (Poz-49768) car elle était obtenue sur des débris végétaux non identifiés et contenant une quantité de carbone très faible (seulement 0,4 mg alors que 1 mg est idéalement requis pour une datation AMS ; Wolhfarth *et al.*, 1998). Les deux échantillons supérieurs (Poz-50225 et Poz-46757) sont des macrorestes végétaux identifiés et riches en carbone (tab. 1). De plus, ces trois échantillons appartiennent à une unité sédimentaire stratigraphiquement homogène dans laquelle aucun changement de faciès n'apparaît ; nous avons donc choisi de privilégier l'hypothèse d'un taux de sédimentation constant depuis 8,4 m de profondeur. Enfin, cette attribution chronologique est confortée par les premières analyses polliniques réalisées à 12 m de profondeur (travaux en cours). Celles-ci suggèrent une végétation steppique dominée exclusivement par *Pinus* type *sylvestris* et *Artemisia*, en relation avec une ambiance climatique encore très froide (fin du Tardiglaciaire). Ces données polliniques excluent ainsi une datation plus récente (Holocène) de la base de la séquence lacustre.

Ainsi, au minimum, 11 000 ans d'histoire sont enregistrés dans la carotte ALO11. En prolongeant le modèle d'âge avec des taux de sédimentation constants, le

début de la sédimentation laminée (mise en place du lac d'Allos) serait daté entre 12 300 et 13 500 ans cal. BP (2 sigmas) avec un maximum de probabilité à 13 000 ans cal. BP.

La figur 7 montre par ailleurs des variations notables des taux de sédimentation reflétant les interactions complexes entre la variable climatique (intensité et volume des précipitations), les processus de pédogenèse, le développement du couvert végétal et, pour les derniers millénaires, les activités humaines (défrichements, pâtures). Dans l'unité 1 (entre 12 300 et 8 800 ans cal. BP), les taux de sédimentation assez élevés (1,2 mm/an) reflètent des apports détritiques abondants provenant de versants couverts de dépôts morainiques fraîchement hérités et encore irrégulièrement protégés par la végétation. Dans l'unité 2 (8 800 à 1 700 ans cal. BP) la faiblesse des taux de sédimentation (0,6 mm/an) associée à l'augmentation de la fréquence des lamines riches en matière organique, témoigne d'une stabilisation des versants par un couvert végétal bien développé et/ou de précipitations peu agressives. Enfin, il semble pertinent d'associer l'augmentation importante des taux de sédimentation dans l'unité 3 (depuis 1 700 ans cal. BP) aux effets de l'anthropisation et des activités agro-pastorales reconnues partout ailleurs dans les environnements montagnards des Alpes du Sud à cette période (Mocci *et al.*, 2008a,b ; Brisset *et al.*, 2012).

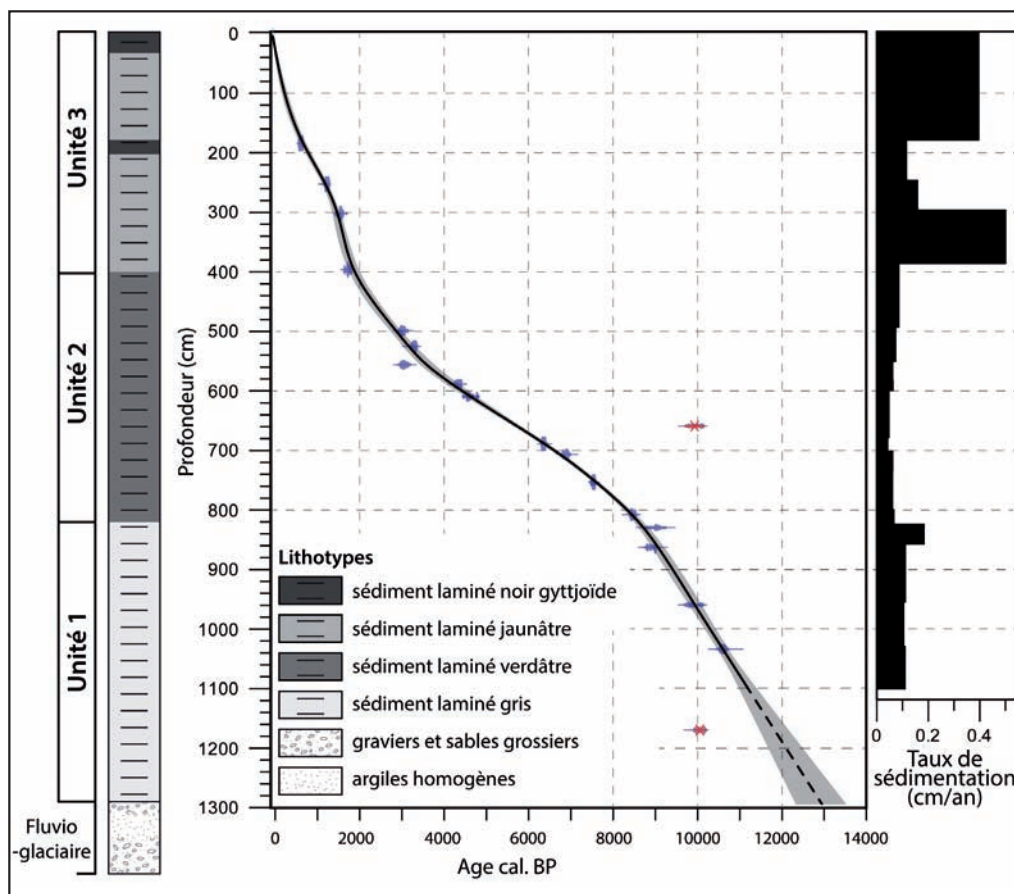


Fig. 7 : Modèle d'âge et taux de sédimentation de la carotte ALO11.

Les datations radiocarbone sont représentées par leur histogramme de densité de probabilité à 2 sigmas. L'enveloppe grise représente l'incertitude du modèle d'âge à 95 % . Les pointillés représentent le modèle d'âge extrapolé.

Fig. 7: Age-depth model of core ALO11 and computed sedimentation rates. ^{14}C ages are represented with a 2-sigma probability. Grey area corresponds to the degree of uncertainty with a 95% confidence level. Black dashed line represents extrapolated age-depth model.

4.3 - CHRONOLOGIE DE LA DÉGLACIATION

Ces résultats apportent des éléments nouveaux quant à la chronologie de la déglaciation des hauts bassins d'altitude sud-alpins proposée antérieurement par Schweizer (1968), Jorda (1975), de Beaulieu & Jorda (1976), Jorda *et al.* (1988), Dijkstra *et al.* (1990) et Jorda & Rosique (1994).

La datation de la mise en place du lac avant 12 300 ans cal. BP montre que le stade glaciaire le plus ancien (stade 1 dit de Chadoulin, 1 900 m), situé en aval du verrou glaciaire, ne peut pas être attribué au Dryas récent, comme cela avait été supposé précédemment (Jorda, 1976). En supposant que le glacier du Verdon atteignait le stade de Thorame (fig 4) à la fin du Pléniglaciaire et considérant que la décrue glaciaire a été extrêmement rapide dans l'ensemble des Alpes du Sud (Jorda & Rosique 1994), il est probable que le stade de Chadoulin soit contemporain du Tardiglaciaire inférieur (sans qu'il soit possible d'avancer une datation précise). Considérant les enregistrements paléoclimatiques couvrant cette période (Blockley *et al.*, 2012), le refroidissement du Dryas ancien est la pulsation climatique qui pourrait avoir fourni les conditions les plus favorables à une stagnation voire une ré-avancée glaciaire. Cette attribution chronologique rejoint là les hypothèses formulées par de Beaulieu & Jorda (1976) puis Jorda & Rosique (1994) qui, sur la base de l'observation des formes glaciaires d'altitude associées à des données polliniques obtenues dans la vallée de la Blanche au sud du lac de Serre-Ponçon (Lac de Saint-Léger, tourbières du vallon du Loup et du vallon de Provence), dans la vallée de Barcelonnette (dans les secteurs de la haute vallée du Laverq, de Dormillouse, à la tourbière de Restefond ; Dijkstra *et al.*, 1990), et dans la vallée des Merveilles (Lac Long Inférieur ; de Beaulieu, 1977), attribuent au Dryas ancien les moraines situées à 1 900 m d'altitude (fig 1). Les travaux polliniques plus récents sur le versant italien du col de la Lombarde (Lago dell'Orgials ; Ortu *et al.*, 2008) et dans la vallée des Merveilles (Lago del Vei del Bouc ; Finsinger & Ribolini, 2001) aboutissent aux mêmes conclusions. Les assemblages polliniques de la base de toutes les séquences lacustres précitées montrent en effet que les cuvettes d'altitude ont été définitivement libérées des glaces antérieurement au Bølling-Allerød.

Le stade de Méouilles (stade 2) est lui aussi antérieur à la naissance du lac d'Allos et doit appartenir au Tardiglaciaire sans qu'il soit possible de lui attribuer une datation plus précise. La décrue glaciaire qui lui a succédé a été rapide, ne laissant que des placages morainiques. Comme dans les sites alentours, elle peut vraisemblablement être attribuée à l'amélioration climatique du Bølling-Allerød.

Les stades 3 et 4 situés à l'amont du lac, au-dessus de 2 300 m d'altitude, sont donc postérieurs à l'Allerød. Le stade 3, le plus en aval, pourrait être attribué au refroidissement du Dryas récent. Il est possible que les grains détritiques de type dropstones qui piquètent les lamines de l'unité 1 (fig 6C et 7) soient la marque des glaces échappées du glacier dominant le lac et puissent être associés à ce stade. Plus en amont, le stade 4 est vraisemblablement holocène ; il pourrait correspondre au refroidissement du Néoglaciaire comme l'a suggéré

Jorda (1975) ou au Petit Âge Glaciaire. L'étude multi-proxy à haute résolution temporelle de la carotte ALO11 permettra de préciser leur chronologie absolue.

Au total, les datations de la carotte ALO11 montrent que la dépression du lac d'Allos, à 2 230 m d'altitude, est libérée définitivement des glaces entre 12 300 et 13 500 ans cal. BP, soit à la toute fin du Bølling-Allerød, un peu plus tardivement que dans les cirques glaciaires voisins (Jorda & Rosique, 1994). Ce décalage est vraisemblablement dû au contexte géomorphologique local, en particulier à l'ampleur de la cuvette topographique qui doit son origine non seulement au surcreusement glaciaire mais surtout au contexte structural et à l'érosion karstique. La dépression est ainsi surdimensionnée par rapport aux autres cirques d'altitude, d'origine essentiellement glaciaire. Il est ainsi très probable qu'elle ait accumulé une très grande quantité de glace au Pléniglaciaire et que, lors de la déglaciation, un culot de glace ait pu persister tardivement dans le fond de la cuvette, retardant la mise en place du lac. Ce n'est qu'à la fin de l'Allerød que le réchauffement permet la fonte définitive des glaces et la naissance du lac.

5 - CONCLUSION

Les datations obtenues dans la séquence lacustre du lac d'Allos s'ajoutent aux données des travaux antérieurs, en particulier les données issues des études polliniques et géomorphologiques dans les bassins d'altitude, pour définir le cadre chronologique de la déglaciation dans les Alpes du Sud. Il faut rappeler l'extrême rapidité du phénomène de déglaciation qui semble débiter dès le début du Tardiglaciaire (Jorda & Rosique, 1994). Le contexte méridional sud-alpin a vraisemblablement exacerbé les vitesses de recul glaciaire, même si des processus de déglaciation très rapides sont également reconnus dans les Alpes du Nord (Coutterand & Nicoud, 2005).

A Allos, à 2 300 m d'altitude, la sédimentation lacustre démarre entre 12 300 et 13 500 ans cal. BP à la transition entre l'Allerød et le Dryas récent. Les deux stades glaciaires situés en aval du lac à 1 900 m (stade 1) et à 2 300 m (stade 2) sont par conséquent plus anciens et pourraient être contemporains de la dégradation froide du Dryas ancien. Nous rejoignons ici les conclusions des travaux antérieurs sur les tourbières et lacs d'altitude (de Beaulieu & Jorda, 1977 ; Dijkstra *et al.*, 1990) qui, sur la base des données polliniques, suggéraient une déglaciation très précoce remontant au début du Tardiglaciaire. Les deux stades glaciaires situés à l'amont du lac, sont donc postérieurs à l'Allerød. Le plus ancien (stade 3), dominant directement le lac, pourrait être attribué au refroidissement du Dryas récent. Le plus récent (stade 4) est holocène (Néoglaciaire ou Petit Âge Glaciaire ?).

L'ampleur surdimensionnée de la dépression topographique du lac d'Allos, située dans un contexte lithostructural particulier, a certainement favorisé l'accumulation de glace durant le Pléniglaciaire et la présence tardive de glaces résiduelles lors de la déglaciation. Leur présence pourrait expliquer que la déglaciation de la cuvette, située

à 2300 m, n'ait eu lieu que tardivement par rapport aux sites voisins.

Les changements des taux de sédimentation montrent que les paysages montagnards ont connu de profonds changements environnementaux au cours de l'Holocène. Les analyses géochimiques et paléocéologiques de la carotte ALO11 permettront de retracer l'évolution des paysages et des dynamiques érosives de la région du lac d'Allos au cours de l'Holocène.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été financé par la Région PACA, via le programme de recherche LADICIA dirigé par C. Miramont (IMBE), et par le Parc National du Mercantour via le programme PIT - PCR Mercantour dirigé par F. Suméra (CCJ-SRA PACA). Les auteurs remercient chaleureusement toutes les personnes qui ont permis la réalisation de ce travail : les membres de l'équipe ayant participé au carottage : E. Malet (EDYTEM), P. Sabatier (EDYTEM), D. Sabatier (Aix-Marseille Université), R. Sinet (IMBE), M. Revel (Géoazur) ; le laboratoire Chrono-environnement de Besançon pour le prêt de la barge ; les agents du Parc National du Mercantour et l'équipe du refuge du lac d'Allos pour leur accueil et leur aide logistique sur le terrain. Les auteurs remercient Michael Köhler (MK Factory) et Fayçal Soufi (EDYTEM) pour la réalisation des lames minces de sédiment.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ARNAUD F., LIGNIER V., REVEL M., DESMET M., BECK C., POURCHET M., CHARLET A., TRENTESAUX A. & TRIBO-VILLARD N. 2002 - Flood and earthquake disturbance of ²¹⁰Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova*, **14** (4), 225-232.

BLAAUW M., 2010 - Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, **5**, 512-518.

BLOCKLEY S.P.E., LANE C.S., HARDIMAN M., RASMUSSEN S.O., SEIERSTAD I.K., STEFFENSEN J.P., SVENSSON A., LOTTER A.F., TURNEY C.S. & RAMSEY C.B., 2012 - Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years, and an extended INTIMATE event stratigraphy to 48,000 b2k. *Quaternary Science Reviews*, **36**, 2-10.

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). *Quaternaire*, **23** (4), 309-319.

COUTTERAND S. & NICODU G., 2005 - Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de cluses et l'ombilic de Chamoniex au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). *Quaternaire*, **16** (2), 85-94.

DE BEAULIEU J.-L., 1977 - Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène des Alpes méridionales françaises. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Aix-Marseille 3, Marseille, 358 p.

DE BEAULIEU J.-L. & JORDA M., 1976 - Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes de Haute-Provence. Le glacière de la Blanche, Trois Evéchés. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **14** (3), 3-15.

DIJKSTRA T.A., JANSSEN C.R., MIDDELKOOP H. & SALOMÉ A.I., 1990 - Observations concerning the extent and chronology of the Late-Glacial deglaciation stages in the Southern French Alps on the basis of two pollen diagrams. *Quaternaire*, **1** (1-2), 123-137.

FINSINGER W. & RIBOLINI A., 2001 - Lateglacial to Holocene Deglaciation of the Colle Del Vei Del Bouc-Colle des Sabbione area (Argentera Massif, Maritime Alps, Italy-France). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **18**, 25-29.

JORDA M., 1975 - Les Montagnes du Haut Verdon. Etude géomorphologique. *Méditerranée*, **8** (1), 37-58.

JORDA M., 1976 - La région du Lac d'Allos (Alpes-de-Haute-Provence), Carte géomorphologique Allos n° 3 - 1/20.000°. *Méditerranée*, **26** (3), 49-62.

JORDA M., 1988 - Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (Bassin durancien et Alpes de Haute-Provence). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **25** (2-3), 111-122.

JORDA M. & ROSIQUE T., 1994 - Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud: Rythme et modalités des changements biomorphoclimatiques. *Quaternaire*, **5** (3), 141-149.

JORDA M., ROSIQUE T. & ÉVIN J., 2000 - Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Sciences de la Terre et des Planètes*, **331** (3), 187-193.

MOCCI F., WALSH K., RICHER S., COURT-PICON M., TALON B., TZORTZIS S., PALET-MARTINEZ J. & BRESSY C., 2008a - Archéologie et paléoenvironnement dans les Alpes méridionales françaises : Hauts massifs de l'Argenterois, 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.

MOCCI F., WALSH K., TALON B., TZORTZIS S. & COURT-PICON M., 2008b - Structures pastorales d'altitude et paléoenvironnement. In J.-P. Jospin & T. Favrie (dir.), *Premiers bergers des Alpes : de la préhistoire à l'Antiquité*. Infolio, Gollion, 92-101.

NAKAGAWA T., 1998 - *Etudes palynologiques dans les Alpes françaises centrales et méridionales : histoire de la végétation tardiglaciaire et holocène*. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille 3, Marseille, 206 p.

NOËL H., 2001 - *Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin-versant et de la production aquatique (Annecy, Le Petit Lac). Rôles respectifs de l'Homme et du Climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années*. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, Orléans, 279 p.

ORTU E., PEYRON O., BORDONA., DE BEAULIEU 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** (1), 71-88.

REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BLACKWELL P.G., BRONK RAMSEY C., BUCK C.E., BURR G.S., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAJDAS I., HEATON T.J., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.F., KROMER B., MCCORMAC F.G., MANNING S.W., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SOUTHON J.R., TALAMO S., TURNEY C.S.M., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E., 2009 - Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51** (4), 1111-1150.

ROSIQUE T., 2004 - La dernière phase glaciaire de la moyenne Durance (région de Gap à Sisteron) : bilan des recherches, dernières conclusions chronologiques. *Méditerranée*, **1** (2), 25-35.

SCHWEIZER G., 1968 - Le Tardiglaciaire et le niveau des neiges permanentes dans les hautes montagnes des Alpes Maritimes. L'exemple du bassin supérieur de la Tinée. *Méditerranée*, **9** (1), 23-40.

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), 1-12

WOHLFARTH B., POSSNERT G., SKOG G. & HOLMQUIST B., 1998 - Pitfalls in the AMS radiocarbon-dating of terrestrial macrofossils. *Journal of Quaternary Science*, **13** (2), 137-145.