



HAL
open science

Un témoin des fluctuations de la Mer de Glace durant l'Holocène : la Côte du Piget en vallée de Chamonix

Jean-François Girard, Sylvain Couterrand, Gilbert Ferhat, Michel Cara,
Fabien Cara

► To cite this version:

Jean-François Girard, Sylvain Couterrand, Gilbert Ferhat, Michel Cara, Fabien Cara. Un témoin des fluctuations de la Mer de Glace durant l'Holocène : la Côte du Piget en vallée de Chamonix. Quaternaire, 2021, 32 (4), pp.269-282. 10.4000/quaternaire.15958 . hal-03715888

HAL Id: hal-03715888

<https://hal.science/hal-03715888>

Submitted on 6 Jul 2022

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.

UN TEMOIN DES FLUCTUATIONS DE LA MER DE GLACE DURANT L'Holocène : LA CÔTE DU PIGET EN VALLEE DE CHAMONIX.

Article final, disponible en open access : Quaternaire, 32 (4), 2021, p. 269-282.

Jean-François Girard¹; Sylvain Coutterand², Gilbert Ferhat^{1,3}, Michel Cara¹, Fabien Cara⁴.

¹ Université de Strasbourg, CNRS, ENGEES, ITES-UMR 7063, 5 rue Descartes, F-67084, Strasbourg. Email : jf.girard@unistra.fr

² Géomorphologue, 174 chemin de la Combe, F-74190, Passy.

³ Institut National des Sciences Appliquées, 24 Bd de la Victoire, F-67000, Strasbourg.

⁴ TFX SA, 17 Route de France, CH-2926, Boncourt.

RÉSUMÉ

La “Côte du Piget“, près du village des Bois dans la vallée de Chamonix, est recouverte par une épaisse moraine provenant de la rive droite de la Mer de Glace. Cette moraine essentiellement constituée de débris granitiques s’est progressivement déposée sur un promontoire calcaire après l’épisode glaciaire du Dryas récent il y a environ 12000 ans. Une prospection géo-électrique conduite en 2018 et 2019 a permis de détecter le socle calcaire sous-jacent dont la surface est caractérisée par une très faible résistivité électrique. Elle a également permis de repérer la base des moraines à composante granitique du Petit Age Glaciaire (PAG) en raison de leur très forte résistivité électrique. Ces moraines se sont déposées principalement durant la phase paroxysmale PAG aux XVII^e et XIX^e siècles. Des modèles tomographiques donnant la variation de la résistivité intrinsèque jusqu’à une profondeur d’environ 40 m sont obtenus par méthode inverse à partir des mesures de résistivité apparente faites en surface. L’interprétation structurale que nous proposons est confrontée aux épisodes glaciaires connus de l’Holocène et nous conduit à présenter un modèle de remplissage morainique depuis le Dryas récent jusqu’à la fin du PAG. La localisation des deux villages qui ont disparu à cet endroit devant l’avancée glaciaire du XVII^e siècle est précisée à la lumière de cette interprétation structurale.

Mots-clés : Petit Âge Glaciaire, Mer de Glace, tomographie géoélectrique, géomorphologie, destruction d’habitats.

ABSTRACT

A WITNESS OF THE FLUCTUATIONS OF THE MER DE GLACE DURING THE HOLOCENE: THE « CÔTE DU PIGET » IN THE CHAMONIX VALLEY.

The “Côte du Piget” is an elongated hill located near the village of “Les Bois” in the Chamonix valley. A thick moraine abandoned on the right bank of the “Mer de Glace” covers it. This moraine is essentially made of granite debris gradually piled on top of a preexisting limestone ridge after the Younger Dryas glacial episode around 12,000 years ago. A geoelectric survey carried out in 2018 and 2019 made it possible to detect the surface of the underlying limestone basement, which presents a very low electrical resistivity. The base of the granitic moraines of the Little Ice Age (LIA) with very high electrical resistivity is also detected. Most of these moraines were deposited during the paroxysmal phases of the LIA in the 17th and 19th centuries. Tomographic models, showing the variation of the intrinsic resistivity up to a depth of about 40 m, are built by inverse methods applied to the apparent resistivity measured at the surface. The structural interpretation that we propose is compared to the known glacial episodes of the Holocene and leads us to present a model of morainic filling from the Younger Dryas to the late PAG glacial maximum. The location of two settlements destroyed by the glacial advance in the 17th century is clarified in the light of this structural interpretation.

Keywords: Little Ice Age, Mer de Glace, geoelectric tomography, geomorphology, hamlet destruction.

1 – INTRODUCTION

Le Petit Âge Glaciaire (PAG) s'est traduit par une avancée généralisée des glaciers des Alpes entre les XIII^e et XIX^e siècles. Auparavant, l'avancée la plus importante fut celle du Göschenen II (200-850 AD) pendant laquelle des glaciers alpins avaient atteint des positions proches des maxima du PAG (Le Roy *et al.*, 2017). La Mer de Glace du massif du Mont Blanc, le quatrième glacier alpin par sa superficie (Paul *et al.*, 2020), a connu une forte poussée aux alentours de l'an 600 AD (Le Roy *et al.*, 2015). Après son recul durant l'optimum climatique médiéval décrit par Le Roy Ladurie (1967), et qui pourrait correspondre au réchauffement climatique de l'hémisphère nord constaté de 950 à 1250 AD par Mann *et al.* (2019), il est redescendu au fond de la vallée de Chamonix (Leroy *et al.* 2015). Il a atteint le village des Bois, village à l'origine de l'ancien nom de la Mer de Glace, le « Glacier des Bois » (de Saussure, 1786). Malgré la puissance du flot de glace, sa langue frontale n'a pas coupé la vallée de Chamonix car elle avait été en grande partie déviée par un promontoire d'une cinquantaine de mètres de hauteur, la « Côte du Piget » - désignée ci-après sous le vocable « Piget ». Ce promontoire, cartographié pour la première fois par Forbes (1843), est décrit par de Saussure (1786) comme étant la « *colline calcaire la plus considérable qui soit renfermée dans la vallée de Chamouni* ». En déviant le glacier, le Piget donna à sa langue terminale sa forme arquée caractéristique (pigere = contrarier en latin). L'interaction entre le glacier des Bois et le Piget est riche d'histoire puisque les deux lieux habités qui y avaient leur siège, le village du Châtelard et le hameau de Bonanay, ont été détruits par la récurrence glaciaire du XVII^e siècle (Mougin, 1912 ; Le Roy Ladurie, 1967, 1983 ; Wetter, 1987). En fait, si l'on extrapole au Piget les conclusions de Le Roy *et al.* (2015) sur les datations faites en amont sur la moraine rive droite de la Mer de Glace, ce promontoire de fond de vallée a été recouvert à plusieurs reprises par le glacier au cours de l'Holocène.

La période holocène a débuté juste après l'épisode glaciaire du Dryas récent il y a 11,7 ka BP (kilos-années "Before Présent") d'après la charte chronostratigraphique internationale (<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2018-07.pdf>). Elle est marquée par une variabilité climatique faible. L'amplitude thermique n'y aurait pas dépassé 2°C sur une fenêtre temporelle glissante de quelques centaines d'années (e.g. Marcott *et al.*, 2013). C'est durant la

première partie de l'Holocène (10-5 ka BP) que la température est restée la plus élevée (Marcott *et al.*, 2013). Dans les Alpes les glaciers ont alors acquis une taille comparable ou inférieure à l'actuelle comme l'atteste de nombreux indices. La découverte de bois subfossiles aux fronts de glaciers des Alpes centrales et orientales montre par exemple que des arbres parfois pluri-centenaires (e.g. Nicolussi and Schlüchter, 2012) avaient colonisé des espaces qui ne sont aujourd'hui déglacés que depuis quelques années, voire encore sous la glace pour certains. Les retraits glaciaires paroxysmaux de cette première partie de l'Holocène ont eu lieu entre 10,5 et 4,5 ka BP. C'est la période la plus chaude des 10,000 dernières années (Hormes *et al.*, 2006 ; Joerin *et al.*, 2006 ; Nicolussi *et al.*, 2019). Après cet optimum climatique de l'Holocène, la reprise de l'extension glaciaire concerna tardivement les grands glaciers alpins. Avec une baisse très sensible de la limite supérieure de la forêt (Nicolussi *et al.*, 2005), elle correspond aux phases de Rotmoos datées 5,3 à 4,4 ka BP par Burga *et al.* (2001), dont la tourbière proglaciaire de la vallée de Rotmoos (Ötztal, Autriche) est la localité-type. Le Rotmoos est suivi par la période d'extension glaciaire généralisée du Löbben datée entre 3,8 et 3,4 ka cal BP des datations calibrées d'avancées glaciaires des Alpes sont présentées par Ivy-Ochs *et al.* (2009) et Le Roy *et al.* (2015, 2017). Sur de nombreuses marges proglaciaires, les moraines datées du Löbben représentent les positions les plus externes, après celles du Dryas récent (Patzelt et Bortenschlager, 1973 ; Patzelt, 1974 ; Schimmelpfennig *et al.*, 2012). C'est ensuite pendant les deux périodes du Göschenen (Göschenen I, 2,83 – 2,27 ka BP ; et Göschenen II, 200 – 850 AD, d'après Le Roy *et al.* (2017)), périodes identifiées pour la première fois dans le massif du Damma en Suisse (Zoller *et al.*, 1966), que les grands appareils glaciaires ont atteint une ampleur proche de celle du PAG. Par exemple Zumbühl et Holzhauser (1988) rapporte une extension maximum glacier du Rhône datée 600 – 700 AD. Le glacier d'Aletsch en Suisse, le plus grand glacier des Alpes, a connu une petite extension vers 272 AD, puis une extension comparable à celle du maximum du PAG vers 590 AD (Holzhauser *et al.*, 2005). Après cette période du Göschenen II, un retrait glaciaire généralisé s'est probablement produit entre ~850 et ~1100 AD, pendant l'optimum climatique médiéval (Le Roy *et al.* 2015, pour la Mer de Glace).

La dernière période glaciaire de l'Holocène, le PAG, a commencé au XIII^e siècle pour se terminer vers 1860 AD (Nicolussi *et al.* 2017). Le PAG a connu une amorce au XII^e siècle, (Nicolussi *et al.*, 2006), comme l'illustre les deux avancées glaciaires datées par dendrochronologie à 1120 et 1178 AD à partir du niveau atteint par la surface de la Mer de Glace en amont du Piget (Le Roy *et al.*, 2015). Les extensions paroxysmales qui commencèrent au XIV^e siècle mirent fin à l'extension modérée des grands glaciers qui duraient depuis plusieurs siècles. En 1352, le niveau de la Mer de Glace aurait alors dépassé son niveau historique de 1850 AD en amont du Piget (Le Roy *et al.*, 2015). Par la suite, les extensions historiques maximales des XVII^e et XIX^e siècles sont bien documentées pour cinq glaciers en Suisse, dont ceux du Rhône et d'Aletsch (Holzhauser *et al.*, 2005), ainsi que pour ceux du massif du Mont Blanc en France (Mougin, 1912, Rabot, 1929, Le Roy Ladurie, 1967, 1983 ; Wetter, 1987, Nussbaumer *et al.*, 2007).

Afin de démêler l'histoire de la genèse de la moraine du Piget et expliquer notamment pourquoi le glacier des Bois a débordé le Piget lors de la récurrence du XVII^e siècle et non lors de celle d'importance comparable du XIX^e siècle (Nussbaumer *et al.*, 2007), une investigation géophysique de sa structure interne était nécessaire. Celle-ci a été menée au cours des années 2018 et 2019. Les sondages géo-électriques décrits dans cet article ont permis de détecter le socle calcaire sous-jacent et de tracer la base des tills laissés lors des périodes de retraits de la glace aux XVII^e et XIX^e siècles. Le socle calcaire du Piget ayant probablement été mis à nu vers 12 ka BP lors du Dryas récent, alors que Chamonix marquait la limite du front glaciaire 3 km en aval (Mayr, 1969 ; Lucena, 1998 ; Lucena et Ballandras, 1999; Kerschner & Ivy-Ochs, 2008 ; Coutterand et Amelot, 2012), les éléments de chronologie des avancées des grands glaciers alpins de l'Holocène rapportés dans cette introduction permettent de proposer un scénario d'accumulation des dépôts morainiques sur le Piget qui peut expliquer la forme d'apparence anormale de l'extension frontale du glacier des Bois au XVII^e siècle. La mise en œuvre des profils de sondages électriques de 2018 et 2019 et leur modélisation par tomographie de résistivité électrique font l'objet de la section 2. Leur interprétation lithologique confrontée à la chronologie des avancées glaciaires de l'Holocène fait l'objet de la section 3. A la lumière de cette interprétation et de données historiques et toponymiques présentées dans la section 4,

on affine les conclusions de Mougïn (1912), Rabot (1920), Wetter (1987), Nussbaumer *et al.*, 2007, et Coutterand et Amelot (2012) sur la localisation des habitats du Châtelard et de Bonanay.

2 – SONDAGES ELECTRIQUES SUR LE PIGET

2.1 – PRINCIPE DE LA METHODE

L'objet d'un sondage électrique du sous-sol consiste à déterminer la résistivité électrique des terrains en profondeur à partir de mesures effectuées en surface à l'aide de jeux d'électrodes fichées dans le sol, comme ceux déployés sur le Piget en 2018 et 2019 le long des lignes indiquées sur la [figure 1](#).

On définit la résistivité apparente par la relation $R_a = K_{geo}(V_M - V_N)/I_{AB}$, $V_M - V_N$ étant la différence de potentiel (en mV) mesurée par les deux électrodes M et N et I_{AB} (en mA) étant le courant injecté dans le sol entre deux autres électrodes de courant A et B. R_a correspond à la résistivité électrique qu'aurait le sous-sol si celui-ci était homogène. K_{geo} est un coefficient géométrique variable qui dépend de la position respective des 4 électrodes. En d'autres termes, R_a est une valeur intégrale de la résistivité des terrains sous les 4 électrodes. R_a est d'autant plus sensible à la résistivité des terrains profonds que les électrodes sont écartées entre elles.

La première étape de la méthode consiste à mesurer la résistivité apparente R_a en faisant varier les écartements entre les 4 électrodes pour sonder différentes profondeurs, et en déplaçant le groupe de 4 électrodes le long d'une ligne pour imager latéralement la zone d'étude. Suivant la nature du problème traité, plusieurs dispositifs de répartitions des électrodes peuvent être mis en œuvre, chaque dispositif présentant des avantages et des inconvénients (Dahlin et Zhou, 2004). Sur le Piget nous avons utilisé deux configurations d'électrodes, le dispositif dit Wenner-Schlumberger où les électrodes de potentiel M et N sont positionnées entre les électrodes de courant A et B : les 4 électrodes sont le long d'une ligne droite et le dispositif est symétrique. L'autre dispositif utilisé est dit pôle-dipôle où seule une électrode d'injection de courant B appartient à la ligne de mesure, l'électrode A étant placée à grande distance du dispositif (éloignée idéalement à l'infini) tandis que les électrodes de potentiels M et N sont déplacées à intervalles réguliers le long de la ligne prospectée. Ce dispositif est dissymétrique. Dans un cas l'électrode B est à gauche des électrodes M et N et il faut

donc répéter les mesures avec B à droite des électrodes de potentiel M et N pour sonder de manière homogène le sous-sol.

Une fois enregistrées toutes les valeurs R_a , la deuxième étape consiste à les interpréter avec des modèles tomographiques donnant les variations de la résistivité - dite « inversée » - sur une coupe verticale sous le profil. Là aussi, plusieurs techniques peuvent être mises en œuvre pour calculer les modèles tomographiques. Des effets parasites, en particulier des effets de bord aux extrémités des profils, peuvent apparaître dans les images. Les électrodes étant astreintes à la ligne du dispositif, on obtient une information provenant majoritairement du sous-sol sous la ligne d'électrodes. On est donc peu sensible aux variations en dehors de cette ligne et on interprète ces variations en faisant l'hypothèse (appelée 2D) que la résistivité dans le sous-sol ne varie que suivant la profondeur (z) et la direction du profil (x), mais ne varie pas perpendiculairement au profil. Pour respecter au mieux cette hypothèse, les profils ont été implantés préférentiellement perpendiculairement à la crête du Piget.

2.2 – MISE EN ŒUVRE SUR LE TERRAIN

L'instrumentation utilisée dans cette étude consiste en une centrale de mesure (résistivimètre de type syscal de la société IRIS-Instruments) alimentée par une batterie de 12 V, reliée à une ligne d'électrodes constituée d'un câble de 240 m sur lequel peuvent se brancher jusqu'à 48 électrodes constituées de tiges d'acier inox de 40 cm de long espacées de 5 m. L'appareil permet de commuter entre toutes les électrodes branchées pour toute configuration de 4 électrodes A, B, M, N. La fonction émettrice permet d'injecter un courant sous forme d'impulsions carrées (période utilisée 500 ms, amplitude ~ 150 mA). La partie réception permet de mesurer la différence de potentiel avec un voltmètre haute-impédance entre les électrodes M et N. On a observé des valeurs supérieures à 10 mV, répétitives et fiables, sur toute la zone d'étude grâce aux résistivités assez élevées du terrain de surface. La **figure 2** montre l'implantation des électrodes sur le terrain à proximité du point 200 du profil 4 (fig. 1). Afin d'améliorer le contact de l'électrode avec un sol qui présente une très forte résistivité électrique, de l'eau salée a été versée en faible quantité autour de chaque électrode. Pour

réaliser des profils plus longs que 240 m, le dispositif a été translaté à plusieurs reprises d'un intervalle de 120 m avec un recouvrement permettant d'obtenir une coupe continue (procédure dite de « roll-along »).

Pour construire les modèles de résistivité sous chaque profil, un relevé topographique précis de la Côte du Piget était nécessaire. Il a été conduit par cheminements au tachéomètre à partir de stations GPS de référence positionnées en dehors du couvert forestier. La localisation de chaque électrode a ainsi pu être placée sur un relevé LIDAR géo référencé du secteur (fig. 1).

2.3 – TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE

Les modèles tomographiques expliquant au mieux les mesures de résistivité apparente ont été obtenus par inversions de ces données à partir de modèles 2D calés sur la topographie du terrain et dont la résistivité est homogène. Des valeurs extrêmes de ces résistivités ont été utilisées pour tester la stabilité des modèles inversés. Une très grande stabilité est obtenue pour les profils 2, 4 et 5 perpendiculaires à la crête du Piget, ce qui suggère que les effets 3D sont faibles sur ces profils. Par contre une moindre stabilité est obtenue le long du profil 1 parcourant le Piget en écharpe, le long d'une piste forestière ascendante, et pour lequel les effets 3D deviennent probablement importants et les positions d'électrodes s'écartent le plus de la ligne droite. Les modèles tomographiques obtenus le long du profil 1 à l'aide de deux dispositifs d'électrodes (WS pour Wenner-Schlumberger et PD pour pôle-dipôle) sont présentés sur la [figure 3](#). Ils montrent une variabilité des modèles inversés, liée notamment aux effets 3D d'hétérogénéités situées en dehors du profil qui diffèrent pour chaque dispositif car leurs sensibilités latérales et en profondeur sont différentes.

Ces tomographies électriques ont été obtenues à l'aide du logiciel d'inversion Res2dinv (www.geotomosoft.com, Loke *et al.*, 2003). La topographie a été prise en compte par un maillage par éléments finis, avec les mailles les plus fines en surface (4 nœuds entre électrodes soit 1.25 m pour la modélisation directe, et 2 pixels de 2.5 m entre 2 électrodes successives dans la tomographie finale). La résolution de l'image finale dépend de la densité des mesures mais décroît toujours avec la profondeur. Pour pallier cette perte de sensibilité avec la profondeur, on considère des pixels plus

gros en profondeur et on impose une hypothèse de continuité latérale. L'inversion consiste à trouver des modèles 2D de résistivité électrique qui donneraient une réponse similaire aux mesures effectuées sur le terrain. On part d'un modèle homogène que l'on modifie par étapes automatisées. L'optimisation choisie pour les résultats présentés dans cet article est une minimisation au sens des moindres carrés, avec atténuation des perturbations en profondeur (« damped least square optimization ») et une contrainte de lissage appliquée sur la perturbation du modèle à chaque étape de l'inversion, mais il n'y a pas de lissage imposé sur le modèle lui-même.

La différence entre la réponse du modèle et les mesures est communément appelée erreur RMS (Root Mean Square), elle est calculée ici avec une norme L1 (valeur absolue des écarts) sur le logarithme des résistivités apparentes. Les paramètres d'inversion retenus sont optimaux pour un milieu hétérogène présentant des fortes variations et des forts contrastes de résistivité électrique. De nombreux tests ont été réalisés et quelle que soit l'optimisation choisie, les principales tendances et notamment les variations d'épaisseur de la couche résistante, élément essentiel à l'interprétation présentée dans la section 3, sont stables et bien contraintes. Le profil 1 mis à part, les données des dispositifs WS et PD ont pu être inversées simultanément avec une erreur RMS aussi bonne que lorsqu'elles sont inversées individuellement. Il en résulte des modèles finaux bénéficiant des avantages des 2 dispositifs, contraints par un grand nombre de mesures (cf. [tab. 1](#)), et des RMS autour de 6 % après 5 à 7 itérations. La sensibilité des données en profondeur a été testée avec la technique proposée par Oldenburg et Li (1999) et atteint 100 m en moyenne. La profondeur jusqu'à laquelle on peut reconstruire les variations dans le sous-sol par inversion est moindre. En analysant la matrice de résolution du modèle, la profondeur bien reconstruite atteint 30 à 40 m. Ce n'est pas tant la dimension du dispositif utilisé (ligne d'électrodes simultanées de 240 m maximum) mais la présence d'un substratum très conducteur qui limite cette résolution, dont la profondeur varie entre 0 et 40 m. Pour imager plus profond, il faudrait des dispositifs nettement plus grands et la nature 3D du massif devra alors nécessairement être prise en compte dans l'inversion (Portal *et al.*, 2019).

Les images tomographiques résultant de l'inversion des mesures conduites sur le profil 2 levé en 2018, ainsi que sur les profils 4 et 5 de 2019, sont présentés dans les [figures 4 et 5](#). Un profil 3 réalisé

en 2018 n'apporte aucune information supplémentaire, il s'agissait d'un profil court tiré à l'emplacement du haut du profil 4. Le code de couleurs adopté pour représenter les valeurs de la résistivité électrique est le même pour toutes les coupes tomographiques présentées.

3 - LA COUVERTURE MORAINIQUE DU PIGET : UN ESSAI D'INTERPRETATION

3.1 - RESISTIVITE ELECTRIQUE ET LITHOLOGIE

On mesure les valeurs de résistivité les plus élevées, proches de 10 kΩm, dans la couverture morainique superficielle déposée lors des deux dernières récurrences glaciaires du PAG (vers 1820 et 1850 AD) le long de tous les profils géo-électriques. Il s'agit de blocs et sable granitiques charriés en rive droite de la Mer de Glace. Très perméables, ces formations superficielles ne retiennent pas les eaux météoriques. Leur résistivité peut être assimilée à celle de roches granitiques non altérées qui peuvent atteindre des valeurs nettement supérieures à 1 kΩm (Gueguen et Palciauskas, 1992). Le granite de Westerly présente par exemple une résistivité de l'ordre de 7,5 kΩm (Morgan *et al.*, 1989) et Hauck et Kneisel (2008) donnent un large intervalle 5-1000 kΩm pour le granite.

Une photographie de 1864 (fig. 6) montre la couverture morainique laissée par les récurrences glaciaires de 1820 et 1850 qui est encore exempte de forêt. La forêt s'arrête au point 240 du profil 4, à environ 40 m en amont d'un affleurement calcaire du Lias que nous avons mis en évidence près du point 170 du profil 4 (fig. 7-B). Ce petit affleurement du Jurassique inférieur (Lias) est de même nature que celui figurant au sud du Piget sur la feuille de Chamonix de la carte BRGM (Ayrton *et al.*, 1987, fig. 7-C). Au-dessus du point 240, et jusqu'au sommet du Piget, les résistivités observées sur la première dizaine de mètres de profondeur sont toutes supérieures à 3 kΩm, alors qu'entre les points 170 et 240, le till granitique couvert d'une forêt d'épicéas présente des résistivités superficielles plus basses, comprises entre 1 et 3 kΩm. La nature granitique et perméable des moraines et pentes de débris granitiques observées le long des profils 1 à 5 étant avérée, nous assimilons par la suite les valeurs de résistivité supérieures à 1 kΩm aux dépôts granitiques apportés par les avancées glaciaires du PAG.

A l'opposé, on observe une résistivité inférieure à 0,1 kΩm au niveau de l'affleurement calcaire du Lias, situé à proximité du point 170 du profil 4 (fig. 7-B). Il s'agit de roches friables datées du Toarcien sur la carte BRGM (Ayrton *et al.*, 1987). Ces roches calco-argileuses présentent un grain fin et une forte schistosité à pendage quasi-vertical appartenant au sillon sédimentaire de la vallée de Chamonix (encarts B et C, fig. 7). Cette formation du Lias, dont la surface est saturée en eau contrairement aux dépôts morainiques la recouvrant, peut être assimilée aux « shales » dont la résistivité est de l'ordre de 0.01 kΩm (Gueguen et Palciauskas, 1992). La très faible résistivité électrique constatée au niveau de cet affleurement suggère que le milieu très conducteur que l'on observe sous l'ensemble des profils électriques correspond au sommet du socle du Lias du Piget, avec peut-être sous le versant sud-est coté Arveyron, un prolongement de la couche du Lias inférieur/Trias observée plus en amont au nord-est entre les roches du Toarcien et les gneiss de la zone de cisaillement du Mont-Blanc (Ayrton *et al.*, 1987).

L'interprétation des valeurs de résistivité intermédiaires, entre 0.1 et 1 kΩm, est beaucoup moins évidente. On retrouve une résistivité de 1 kΩm près de la surface, en bas du profil 5 (fig. 5), dans la zone plate couverte de terre végétale, zone anciennement lacustre puis pâturée et cultivée sous l'extrémité de laquelle existe une nappe phréatique entre 5 et 10 m de profondeur. Par ailleurs, les gneiss de la grande zone de cisaillement du Mont-Blanc (Leloup *et al.*, 2005) sont situés à l'Est du Piget. Compte tenu du plongement vers le sud-est du contact entre cette zone de cisaillement et le sillon calcaire de la vallée de Chamonix, il est exclu qu'une formation de gneiss soit présente sous le Piget au-dessus de la séquence inversée Lias-Trias. Le socle calcaire du Piget a très probablement été laissé à nu après l'érosion sous-glaciaire lors de la récurrence glaciaire du Dryas récent lorsque la Mer de Glace atteignait la ville de Chamonix et qui, 9 km en amont du Piget, a formé une accumulation de blocs erratiques sur le rognon du Jardin de Talèfre qui est datée à 12,0±0,4 ka cal BP (Protin *et al.*, 2021).

Les terrains du Piget situés au-dessus du socle calcaire seraient ainsi entièrement constitués de tills granitiques avec éventuellement un peu de gneiss arraché à la zone de cisaillement du Mont Blanc déposés après le maximum thermique de l'Atlantique (~7,5 – 6,65 ka BP). Ces tills peuvent avoir été

chimiquement altérés par une longue exposition aux eaux météoriques. De telles formations peuvent comporter des éléments argileux qui présentent de très faibles valeurs de résistivité en présence d'eau. C'est par exemple ce qui est rapporté pour les sols situés sous la couche gelée de permafrost à Caribou-Poker Creeks en Alaska central (Harada *et al.*, 2000) et dont les résistivités peuvent chuter à des valeurs de l'ordre de 0.1 kΩm. D'anciens dépôts glaciaires du Piget avec valeurs de résistivités comprises entre 0.1 et 1 kΩm pourraient ainsi correspondre au sous-sol du Piget tel qu'il existait avant la récurrence glaciaire de 1600-1650 AD.

Il reste que l'on retrouve à deux endroits des valeurs de résistivité très élevée en profondeur au contact du socle sous-jacent en dessous des profils 4 et 5 (fig. 5). Des objets aussi résistants électriquement ne peuvent se concevoir que par la présence d'amoncellement de gros blocs de granite massif. Des amas de blocs sont tout à fait concevable, au vu de la présence de tels blocs sur la moraine du PAG, comme celui de 12 m de haut, la *Pierre n°2*, provenant du bassin versant de la mer de glace et situé en bordure d'un cordon morainique (fig. 1).

3.2 - COMPARAISON AVEC LE CADRE CHRONOLOGIQUE NEOGLACIAIRE DU MASSIF DU MONT-BLANC

Pour pouvoir préciser la chronologie des dépôts morainiques sur le Piget, nous nous référons à Le Roy *et al.* (2015) qui ont analysé la formation de la moraine rive droite de la Mer de Glace, découvrant arbres fossiles et paléosols sur une hauteur de 120 m, après les retraits glaciaires des XIX^e et XX^e siècles. Sept, voire huit avancées glaciaires majeures ont pu être détectées durant les 4000 dernières années : après 3,5 ka BP, vers 2,7 ka BP, vers 1,5 ka BP, et au XII^e et début du XIV^e siècle (Leroy *et al.*, 2015). Ces avancées sont suivies par les trois maxima historiques de la seconde moitié du PAG vers 1644, 1821 et 1852 (dates retenues par Nussbaumer *et al.*, 2007).

En nous appuyant sur les travaux relatifs à la première partie de l'Holocène, on peut estimer que la glace est restée en retrait de la gorge de l'Arveyron, bien en amont du relief du Piget pendant l'optimum climatique de l'Holocène entre 10,5 et 4,5 ka BP (Joerin *et al.*, 2008). La première récurrence importante ayant débordé le substratum calcaire du Piget n'est pas datée, elle pourrait

correspondre à l'une des avancées glaciaires du milieu de l'Holocène, pendant la phase de Rotmoos (5,3 à 4,4 ka BP), ou bien à la première crise climatique néoglaciale du Lössen (3,5 - 3,1 ka BP) les datations étant ici celles non calibrées rapportées par Burga *et al.* (2001).

Selon Le Roy *et al.* (2015) les bois de la phase froide du Göschenen II datés entre 1,3 et 1,7 ka BP correspondraient à des niveaux de la Mer de Glace légèrement inférieurs à ceux du maximum du PAG environ 3 km en amont du Piget. Ceux datés entre le XII^e, et le XIV^e siècle correspondraient à une épaisseur de glace comparable à celles de 1850 et 1890 AD. Traduire ces données sur les niveaux de la Mer de Glace déterminées sur sa moraine latérale amont en terme de position de sa moraine frontale dépend de nombreux paramètres (e.g. Vincent *et al.*, 2019) et sort du cadre de cet article. Toutefois si le substratum du glacier était suffisamment profond pour canaliser le glacier au niveau du lit actuel de l'Arveyron, il est possible qu'il n'ait pas débordé la crête du Piget depuis au moins le Göschenen II, soit environ 1000 ans avant la fin de la récurrence glaciaire majeure du XVII^e siècle. Si un débordement avait eu lieu au XIV^e siècle, le village du Châtelard dont l'existence est attestée de façon indubitable dans le secteur entre 1384 et 1610 (Le Roy Ladurie, 1967) aurait été affecté, ce qu'aucun document historique ne permet d'envisager. Le site de ce village que nous proposons de placer sous les profils géo-électrique 4 et 5 dans la section 4 aurait donc vraisemblablement été épargné, ce qui n'exclue pas un débordement du glacier plus au nord où la crête du Piget était très probablement moins élevée au niveau du profil géo-électrique 2.

4 - LES VILLAGES DU CHATELARD ET DE BONANAY ET SCENARIO

D'ACCUMULATION DES TILLS GLACIAIRES

4.1 - CONTEXTE HISTORIQUE ET TOPONYMIQUE

Plusieurs villages portent le nom de Châtelard en pays de Savoie et en Suisse voisine. Ils sont généralement situés en hauteur, au-dessus du fond de la vallée environnante. L'analyse des textes conduit Le Roy Ladurie (1967) à conclure que la présence du Châtelard, « *sous la Côte du Piget* », est attestée entre 1384 et 1600, année qu'il retient pour le début de la catastrophe qui a conduit à la

destruction puis à l'abandon du village (Leroy Ladurie, 1967 ; Wetter, 1987, Nussbaumer *et al.*, 2007).

Le Roy Ladurie (1967) note par ailleurs un document de 1467 qui mentionne « *les habitants du Castellar et côte en dessus* » et un autre de 1523 qui « *signale des champs cultivés sous le village et peut être un moulin* ». Le village du Châtelard n'aurait donc été ni en fond de vallée à proximité de l'actuel village des Tines, ni près du haut du Piget existant à l'époque. Il est vraisemblable que les maisons étaient étagées sur les pentes inférieures de ce promontoire.

Concernant le hameau de Bonanay, il est établi qu'il devait se situer au Nord du Châtelard (Rabot, 1920), et probablement à proximité des parcelles forestières actuellement cadastrées «Bois de Bonané » et situées en amont. Ce hameau constitué d'un petit nombre de maisons devait également être un peu en hauteur si l'on se réfère à l'existence de terres « *dessous Bonnanech* » dans un document cité par Le Roy Ladurie (1967).

4.2 - INTERPRETATION DES TOMOGRAPHIES GEO-ELECTRIQUES

Si l'on part des hypothèses que d'une part la langue terminale de la Mer de Glace a atteint la position du cordon morainique frontal des Tines au niveau des profils géo-électriques 4 et 5 durant la phase paroxysmale du PAG au XVII^e siècle, et que d'autre part les terrains sous-jacents au till déposé à cette époque remontent au moins à la fin des oscillation froides du Göschenen I (2,2 ka BP) ou II (1,2 ka BP), on peut assimiler la plupart des terrains de résistivité supérieure à 1 kΩm à des tills granitiques qui auraient été déposés après la récurrence glaciaire de 1600-1650 AD, à l'exception des corps « a » et « b » indiqués sur la **figure 8** qui seraient constitués d'amas de gros blocs de granite déposés dans des creux du socle bien avant le PAG.

Si la première hypothèse était validée par des datations du cordon morainique des Tines, la surface du paléosol existant avant la récurrence glaciaire de 1600 AD pourrait être ancrée de façon certaine à son pied (figs. 1 & 8). C'est l'hypothèse que nous ferons par la suite et qui est confortée par le fait que le glacier a alors pu mettre à nu le socle calcaire du Lias qui affleure au niveau du point 170 du profil 4 et qui constitue un deuxième point d'ancrage de ce paléosol. Concernant le paléosol existant

juste avant la récurrence glaciaire de 1821, il peut être ancré de façon certaine au sommet de la forêt d'épicéas visible sur la photographie de 1864 au niveau du point 240 du profil 4 (fig. 6). Le tracé grossier des deux paléosols esquissé sur la figure 8 repose sur ces points d'ancrage en utilisant l'interprétation lithologique des fortes valeurs de résistivités électriques (1-10 kΩm) présentée dans la section 3.1. Les terrains de résistivité intermédiaires sous-jacents au paléosol 1600 AD (0,05 kΩm – 1 kΩm) auraient ainsi été déposés pendant ou avant l'oscillation froide de Göschenen II, il y a au moins 1200 ans.

La ligne des 1 kΩm, située à la base des moraines granitiques du PAG entre les deux crêtes C1 et C2 (fig. 8, tireté noir), dessine une sorte de plateau, présentant éventuellement un creux, qui a pu favoriser l'implantation d'habitats sur un paléosol situé une trentaine de mètres au-dessus de la plaine et à une vingtaine de mètres sous la surface actuelle. En confrontant la topographie du niveau des 1 kΩm sur le profil 2 (fig. 4) avec la configuration du socle à double crête détecté sous les profils 4 et 5 (figs. 5 & 7), on constate que cette situation de plateau ne se prolonge pas vers nord. La forte pente de la limite des 1 kΩm sous le profil 2 rend improbable l'implantation d'habitats à cet endroit et ces arguments paléo-géomorphologiques nous conduisent à favoriser la localisation du village du Châtelard au niveau du cercle rouge de la figure 7, sous les profils 4 et 5. Cette localisation est très proche de celle rapportée par Nussbaumer *et al.* (2007), et Coutterand et Amelot (2012) mais mieux ciblée en hauteur sur le paléo-plateau situé 20 à 30 m sous les profils géo-électriques 4 et 5, un peu au-dessus de l'affleurement calcaire montré sur la figure 7-B, et non sur le plat au pied du Piget (fig. 9).

Concernant le hameau de Bonanay, la pente des isolignes de résistivité électrique ne présentant aucun replat favorable à l'emplacement d'un habitat sous le profil 2 (fig. 4), il faut le reporter plus au nord. En retenant la ligne des 1 kΩm pour la base des dépôts morainiques postérieurs à 1600 AD, on remarque une remontée de cette ligne entre les points 50 et 120 du profil 1, à une profondeur de l'ordre de 10 m sous le niveau du sol actuel (figure 3 et cercle rouge sur la figure 7). Cet endroit pourrait constituer le site favorable à l'implantation des quelques maisons du hameau de Bonanay, c'est là encore le site proposé à partir des documents historiques rappelés dans la section 4.1. Son

extension proposée par Coutterand et Amelot (2012) le long du cordon morainique des Tines, jusqu'à l'ancien « hôtel de la Forêt » où un témoignage évoque une structure de cave mise à jour lors du creusement des fondations et probablement situé à proximité du torrent sortant de la branche des Tines du glacier des Bois d'après les lithographies anciennes, peut difficilement être retenu comme preuve de la présence de ce hameau.

Notre analyse paléo-géomorphologique conforte ainsi en la précisant par une approche indépendante les localisations figurant dans Nussbaumer *et al.* (2007), mais infirme le témoignage rapporté par Rabot (1920) à partir d'un croquis dressé par le maire de Chamonix de l'époque qui favorise pour le Châtelard un site sur le cordon morainique « 1644 » côté village des Bois, évoquant des ruines encore visibles dans les années 1920 à cet endroit. De même la localisation de Bonanay en hauteur sur la courbe de niveau 1150 m proposée par le même témoin se situe grossièrement à l'endroit où nous proposons de placer le hameau du Châtelard (figure 9) et non celui de Bonanay.

5 - CONCLUSION

L'hypothèse d'existence d'une paléo-surface marquée par le niveau de résistivité de 1 kΩm à la base des deux dépôts granitiques principaux du PAG, en 1600-1650 AD et 1820-1850 AD, combinée à la situation en hauteur au-dessus de la plaine de ces deux villages qui est probable d'après les documents historiques et toponymiques, nous conduit à proposer les localisations marquées sur la figure 9 pour les habitats du Châtelard et de Bonanay. Le village du Châtelard qui aurait compté jusqu'à 21 foyers en 1559 d'après Le Roy-Ladurie (1967) aurait été situé un peu à l'est de la zone pointée par Coutterand et Amelot (2012). Quant aux quelques maisons du hameau de Bonanay, « *écart minuscule, groupant moins d'une dizaine de maisons* » (Le Roy Ladurie, 1967), elles auraient été situées entre le bloc erratique n°2 et l'actuel réservoir d'eau des Tines.

Par ailleurs, l'ensemble des informations rassemblées ici sur la chronologie des avancées glaciaires de l'Holocène, et en particulier celles concernant la Mer de Glace depuis 4000 ans (Le Roy *et al.* (2015), nous permet d'avancer un scénario possible de construction de la « moraine du Piget », au-dessus du socle calcaire sous-jacent probablement mis à nu au Dryas récent. Le relief en creux situé

entre les deux crêtes calcaires détectées par les sondages géo-électriques a pu former un piège pour de gros blocs de granite apportés par d'anciennes avancées glaciaires (figs. 10-A & 10-B), et ce suffisamment longtemps avant le PAG pour permettre au paléosol sur lequel le village du Châtelard s'est implanté de se développer. Lors de la récurrence glaciaire du début du XVIIe siècle, le village installé sur la « paléo-surface 1600 » (fig. 10-C) a été détruit. Il aurait été recouvert par un nouveau till formant la « paléo-surface 1800 » est esquissée sur la figure 10-D.

Ce scénario peut en outre expliquer pourquoi le glacier aurait très largement débordé le Piget au XVIIe siècle abandonnant un cordon morainique frontal près des Tines, alors qu'il n'en n'a rien été lors des récurrences glaciaires comparables du XIX^e siècle. La crête du Piget, plus élevée qu'en 1600 AD, aurait constitué une barrière efficace pour limiter le débordement glaciaire vers les Tines.

REMERCIEMENTS

Nous remercions Rémi Fontaine pour avoir relevé les paradoxes de travaux antérieurs sur l'histoire du Piget ainsi que Jacques Jenny (sociétés GEO2X et W-Geosoft) pour avoir effectué des tests sismiques préliminaires à cette étude. Johan Berthet nous a fait découvrir le levé LIDAR réalisé par l'INRAE. Nous remercions les deux rapporteurs de l'article, Cristian Scapozza et Melaine Le Roy, dont les remarques furent précieuses pour améliorer la première version de cet article. Les autorisations accordées par la Mairie de Chamonix, le soutien de l'Association du Glacier des Bois, et la participation des élèves ingénieurs stagiaires de l'EOST et de l'INSA de Strasbourg ont permis de réaliser les opérations de terrain.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AYRTON S., BARFETY J.-C., BELLIERE J., GUBLER Y. & JEMELIN L., 1987 - Notice explicative de la feuille Chamonix à 1/50 000. BRGM éd., Orléans 39 p.

- BURGA C., PERRET R. & ZOLLER H., 2001** - Swiss localities of early recognized Holocene climate oscillations – characterisation and significance, *Vier. Natur. Gesell. Zürich*, **146**, 65–74, https://ngzh.ch/archiv/2001_146/146_2-3/146_18.pdf.
- COUTTERAND S. & AMELOT F., 2012** - 12000 ans d’histoire de la Mer de Glace. *Nature et Patrimoine en pays de Savoie*, **36**, 35-40.
- DAHLIN T. & ZHOU B., 2004** - A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, **52**, 379-398.
- DE DECKER HEFTLER, 2001** - *Photographier le Mont Blanc, les pionniers*. éd. Guérin, Chamonix, 171 p.
- DE SAUSSURE H.B., 1786** - *Voyage dans les Alpes, précédés d’un essai sur l’histoire naturelle des environs de Genève. Tome 2*, éd. Barde, Manget et Compagnie, Genève, 166 p.
- FONTAINE R., 2015** - Chamonix et ses glaciers, les premières images sous l’œil des photographes, 1849-1869, éd. Esope, Chamonix, 190 p.
- FORBES J.D., 1843** - *The Alps of Savoy and other parts of the Pennine chain with observation on the phenomena of glaciers*, A. & C. Black et al. éd., London, Edinburgh, 424 p.
- GUEGUEN Y. & PALCIAUSKAS V., 1992** - *Introduction à la physique des roches*, Hermann éd., Paris, 299 p.
- HARADA K., WADA K. & FUKUDA K., 2000** - Permafrost mapping by transient electromagnetic method, *Permafrost and Periglacial Processes*, **11**, 71-84.
- HAUCK C. & KNEISEL C., 2008** - *Applied geophysics in periglacial environments*, Cambridge University Press, New York, 240 p.
- HOLZHAUSER H., MAGNY M. & ZUMBÜHL J., 2005** - Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene*, **15**, 789-801.
- HORMES A., BEER J. & SCHLÜCHTER C., 2006** - A geochronological approach to understanding the role of solar activity on Holocene glacier length variability in the Swiss Alps. *Geografiska Annaler: Serie A*, **88**, 282–294, doi: [10.1111/j.0435-3676.2006.00301.x](https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2006.00301.x)

- IVY-OCHE S., KERSCHNER H., MAISCH M., CHRISTL M., KUBIK P.W. & SCHLUCHTER C., 2009** - Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, **28**, 2137-2149.
- JOERIN U.E., STOCKER T. F. & SCHLÜCHTER C., 2006** - Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene, *Holocene*, **16**, 697–704, doi:10.1191/0959683606h1964rp.
- JOERIN U.E., NICOLUSSI K., FISHER A., STOCKER T.F. & SCHLÜCHTER C., 2008** - Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschervia Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Sciences Review*, **27**, 337-350.
- KERSCHNER H. & IVY-OCHE S., 2008** - Palaeoclimate from glaciers: examples from the Eastern Alps during the Alpine Late glacial and early Holocene. *Global and Planetary Change*, **60**, 58-71.
- LELOUP P.H., ARNAUD N., SOBEL E.R. & LACASSIN R., 2005** - Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: the Mont Blanc. *Tectonics*, **24**, TC4002, doi:10.1029/2004TC001676.
- LE ROY LADURIE E., 1967** - *Histoire du climat depuis l'an mil*. Paris : Flammarion, 376 p.
- LE ROY LADURIE E., 1983** - *Histoire du climat depuis l'an mil*. Paris : Flammarion, T1, 287 p. , T2, 254 p.
- LE ROY M., NICOLUSSI K., DELINE P., ASTRADE L., EDOUARD J.L., MIRAMONT C. & ARNAUD F., 2015** - Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif, *Quaternary Sciences Review*, **108**, 1-22.
- LE ROY M., DELINE P., CARCAILLET J., SCHIMMELPFENNIG I., ERMINI M., AUMAITRE G., BOURLÈS D.L. & KEDDADOUCHE K., 2017** - Be-10 exposure dating of the timing of Neoglacial glacier advances in the Ecrins-Pelvoux massif, southern French Alps. *Quaternary Science Reviews*, **178**, 118-138.
- LOKE M.H., ACWORTH I. & DAHLIN T. 2003** - A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys, *Exploration Geophysics*, **34**:3, 182-187, doi: 10.1071/EG03182.

LUCENA S., 1998 - Evolution morphodétritique et paléoenvironnements de la haute vallée de l'Arve au cours des quinze derniers millénaires, *Mémoire de Maitrise*, Université de Savoie, CISM, non éd., 149p.

LUCENA S. & BALLANDRAS S., 1999 - Rythme des fluctuations glaciaires et détritisme alluvial postglaciaire dans la haute vallée de l'Arve (Alpes françaises du Nord), *Quaternaire*, **10**(1), 25-36, doi: <https://doi.org/10.3406/quate.1999.1626>.

MANN M. E., ZHANG Z., RUTHERFORD S., BRADLEY R. S., HUGHES M. K., SHINDELL D., AMMANN C., FALUVEGI G. & FENBIAO N., 2019 - Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly, *Science*, **326**, 1256–1260, doi: 10.1126/science.1177303.

MARCOTT S. A., SHAKUN J. D., CLARK P. U. & MIX A. C., 2013 - A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, **339**(6124), 1198-1201.

MAYR F., 1969 - Die postglazialen gletscherschwankungen des Mont Blanc-Gebietes. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, **8**, 31-57.

MORGAN F. D., WILLIAMS E. R. & MADDEN T. R., 1989 - Streaming potential properties of westerly granite with applications. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 12449-12461.

MOUGIN M., 1912 - *Etudes glaciologiques en Savoie. Etudes Glaciologiques 3*, Ministère de l'Agriculture, Direction générale des Eaux et Forêts, 113 p.

NICOLUSSI K., KAUFMANN PATZELT G. T., VAN DEER Plicht J. & THURNER A., 2005 - Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archaeobotany*, **14**, 221-234.

NICOLUSSI K., JÖRIN U., KAISER K.F., PATZELT G. & THURNER A., 2006 - Precisely dated glacier fluctuations in the Alps over the last four millennia. In: Price, M.F. éd., *Global Change in Mountain Regions*. Sapiens Publishing, p. 59-60.

NICOLUSSI K. & SCHLÜCHTER C., 2012 - The 8.2 ka event-Calendar-dated glacier response in the Alps. *Geology*, **40**, 819–822.

NICOLUSSI K., LE ROY M., WEBER G. & SCHLÜCHTER C., 2017 - Glacier advances and summer temperature variability at the onset of the Little Ice Age in the Alps. *EuroDendro 2017*, Tartu, Estonia (poster). doi: 10.13140/RG.2.2.28080.92160.

NICOLUSSI K., DRESCHER R., SCHNEIDER R., KELLERER-PIRKLBAUER A., LE ROY M. & SCHLÜCHTER C., 2019 - Glacier evolution in the Alps during the early and mid-Holocene - new results from Tschierva and Pasterze glaciers. *INQUA 2019*, Dublin, Ireland. doi: 10.13140/RG.2.2.27658.21447.

NUSSBAUMER S.U., ZUMBÜHL H.J. & STEINER D., 2007 - Fluctuations of the Mer de Glace (Mont Blanc area, France) AD 1500-2050: an interdisciplinary approach using new historical data and neural network simulations. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **40**, 1-183.

OLDENBURG D. W. & LI Y., 1999 - Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics*, **64**, 2, 403-416.

PATZELT G., 1974 - Holocene variations of glaciers in the Alps. *Colloque internationaux du CNRS n° 219 : Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pleistocène*, CNRS, Paris.

PATZELT G. & BORTENSCHLAGER S., 1973 - Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplementband **16**, 25–72.

PAUL F., RASTNER P., AZZONI R.S., DIOLAIUTI G., FUGAZZA D., LE BRIS, R., NEMEC J., RABATEL A., RAMUSOVIC M., SCHWAIZER G. & SMIRAGLIA C., 2020 - Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2. *Earth Syst. Sci. Data*, **12**, 1805–1821, doi: 10.5194/essd-12-1805-2020.

PORTAL A., FARGIER Y., LABAZUY P., LÉNAT J.-F., BOIVIN P. & MIALLIER D., 2019 - 3D electrical imaging of the inner structure of a complex lava dome, Puy de Dôme volcano (French Massif Central, France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **373**, 97-107.

PROTIN M., SCHIMMELPFENNIG I., MUGNIER J.L., BUONCRISTIANI J.F., LE ROY M., POHL B., MOREAU L., AUMAÎTRE G., BOURLÈS D. & KEDDADOUCHE K.,

2021 - Millennial-scale deglaciation across the European Alps at the transition between the Younger Dryas and the Early Holocene – evidence from a new cosmogenic nuclide chronology. *Boreas*, **50** (3), 671-685. doi :10.1111/bor.12519.

RABOT C., 1920 - Les catastrophes glaciaires dans la vallée de Chamonix au VIIe siècle et les variations climatiques, *La Nature*, **2421**, 129-134.

SCHIMMELPFENNIG I., SCHAEFER J.M., AKCAR N., IVY-OCHS S., FINKEL R.C. & SCHLUCHTER C., 2012 - Holocene glacier culminations in the Western Alps and their hemispheric relevance. *Geology*, **40**, 891-894.

VINCENT C., PEYAUD V., LAARMAN O., SIX D., GILBERT A., GILLET-CHAULET F., BERTHIER E., MORIN S., VERFAILLIE D., RABATEL A., JOURDIN B. & BOLIBAR J., 2019 - Déclin des deux plus grands glaciers des Alpes françaises au cours du XXI^e siècle : Argentière et Mer de Glace. *La météorologie*, **106**, 49-58, doi : 10.4267/2042/70369

WETTER W., 1987 - Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc Gebiet : untere Vallée de Chamonix – Val Montjoie. Institut de Géographie de l'Université de Zurich, *Physische Geographie*, vol. **22**, 269 p.

ZOLLER H., SCHINDLER C & RÖTHLISBERGER H., 1966 - Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft*, Basel, **77/2**, 97-164

ZUMBÜHL H.J. & HOLZHAUSER H., 1988 - Glacier des Alpes du Petit Âge Glaciaire. *Les Alpes* **64**, Club Alpin Suisse, Berne, 129-322.

LEGENDES DES FIGURES

Fig. 1

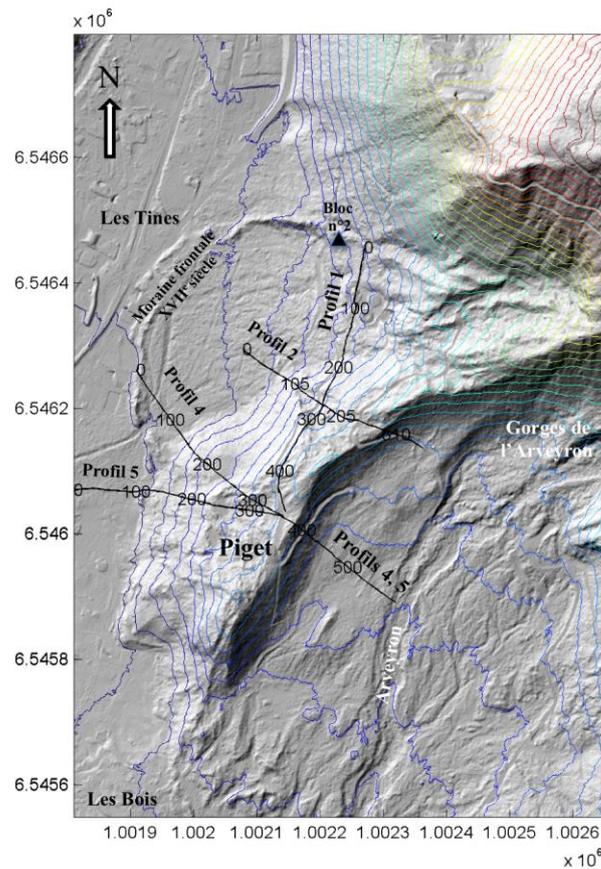


Fig. 1 : Localisation des profils géo-électriques sur le modèle numérique de terrain extrait du levé LIDAR (espacement des courbes de niveau 10 m ; projection Lambert 1993 ; © INRAE). Les nombres marqués le long des profils indiquent la distance en mètres mesurée le long des lignes d'électrodes. Le profil 5 utilise la même série d'électrodes que le profil 4 entre la crête du Piget et le lit de l'Arveyron. Le profil 1 utilise la même série d'électrodes que le profil 2 entre la crête du Piget et le lit de l'Arveyron. Le triangle près du début du profil 1 marque la position de la « pierre n°2 ».

Fig. 1: Positions of the geo-electrical profiles on the elevation map extracted from LIDAR (isocurves every 10 m ; Lambert 1993 projection ; © INRAE). Numbers along profiles correspond to distance along electrodes lines. Electrodes between Piget edge and river bed of Arveyron are common for profiles n°4 and n°5. Triangle at the beginning of profile n°1 indicates the « stone n°2 ».

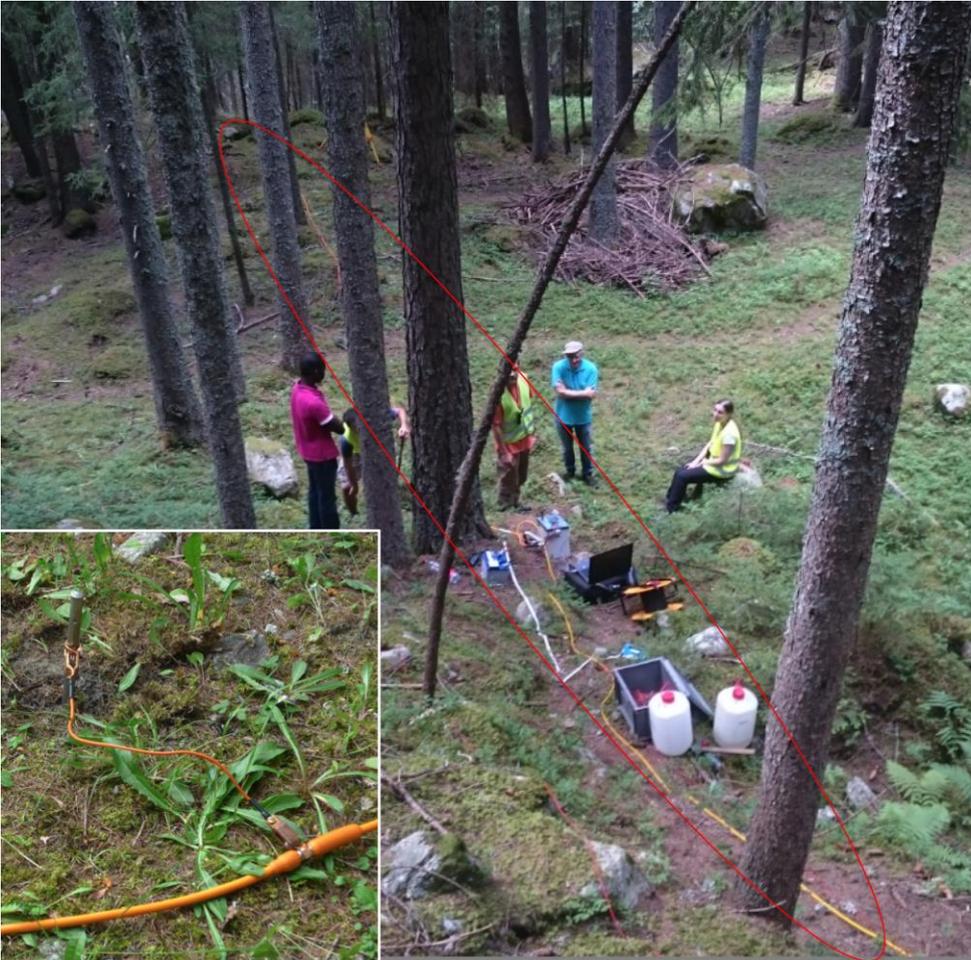


Fig. 2 : Dispositif de mesure sur le terrain autour du point 240 du profil 4.

L'encart montre l'une des électrodes espacées de 5 m reliées au câble orange de 240 de long déroulé le long du profil.

Fig. 2: Measuring equipment close to point 240 along profile n°4. Zoom box indicates an electrode (every 5 m) connected to the orange cable along the profile.

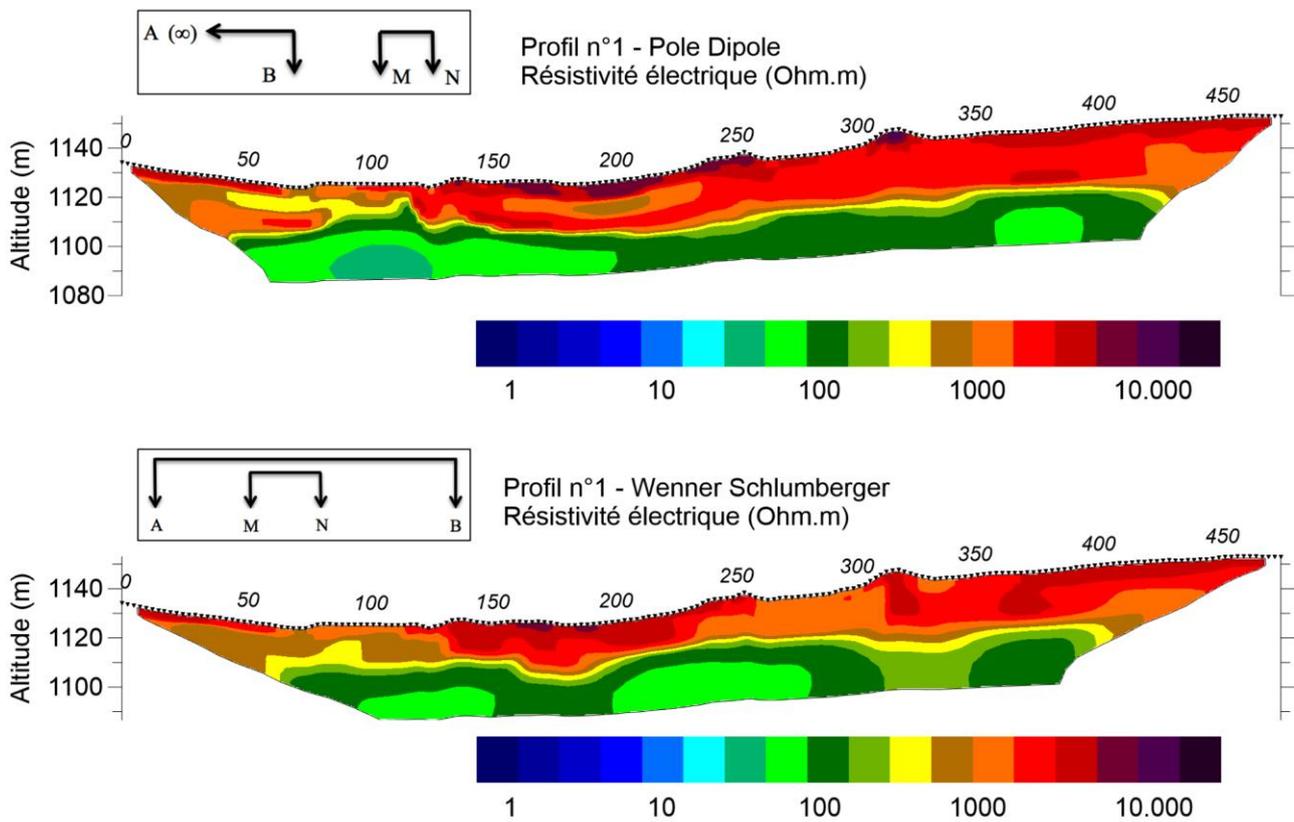


Fig. 3

Fig. 3 : Tomographies de résistivité électrique résultant de l'inversion des mesures de résistivité apparente le long du profil 1.

En haut mesures utilisant la technique pôle-dipôle et en bas le dispositif Wenner-Schlumberger.

L'échelle de couleur donne la résistivité électrique en Ohm-mètre (Ωm)

Fig. 3: Electrical resistivity tomography resulting from the inversion of field data along profile n°1.

Top, data from pole-dipole array and bottom, Wenner-Schlumberger array data. Colorscale indicates the electrical resistivity in Ohm-meter (Ωm).

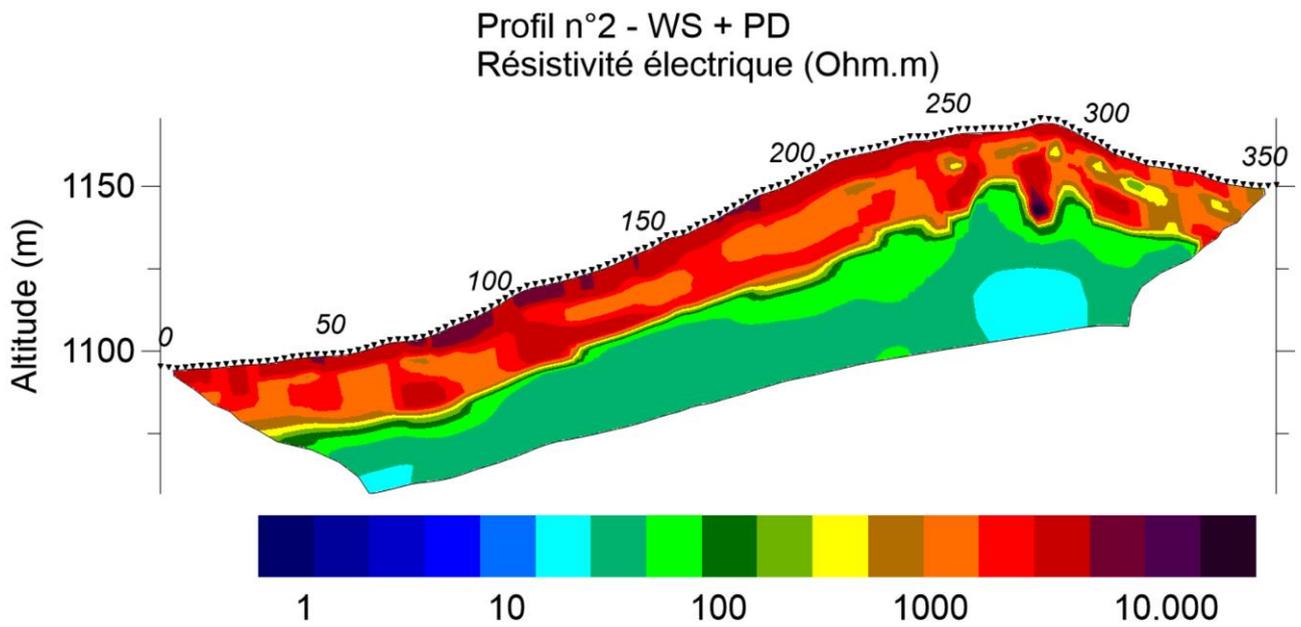


Fig. 4

Fig. 4 : Tomographie de résistivité électrique le long du profil 2, avec combinaison des dispositifs Wenner-Schlumberger et pôle-dipôle.

Fig.4: Electrical resistivity tomography along profile n°2, combining Wenner-Schlumberger and Pole-Dipole data.

Fig. 5

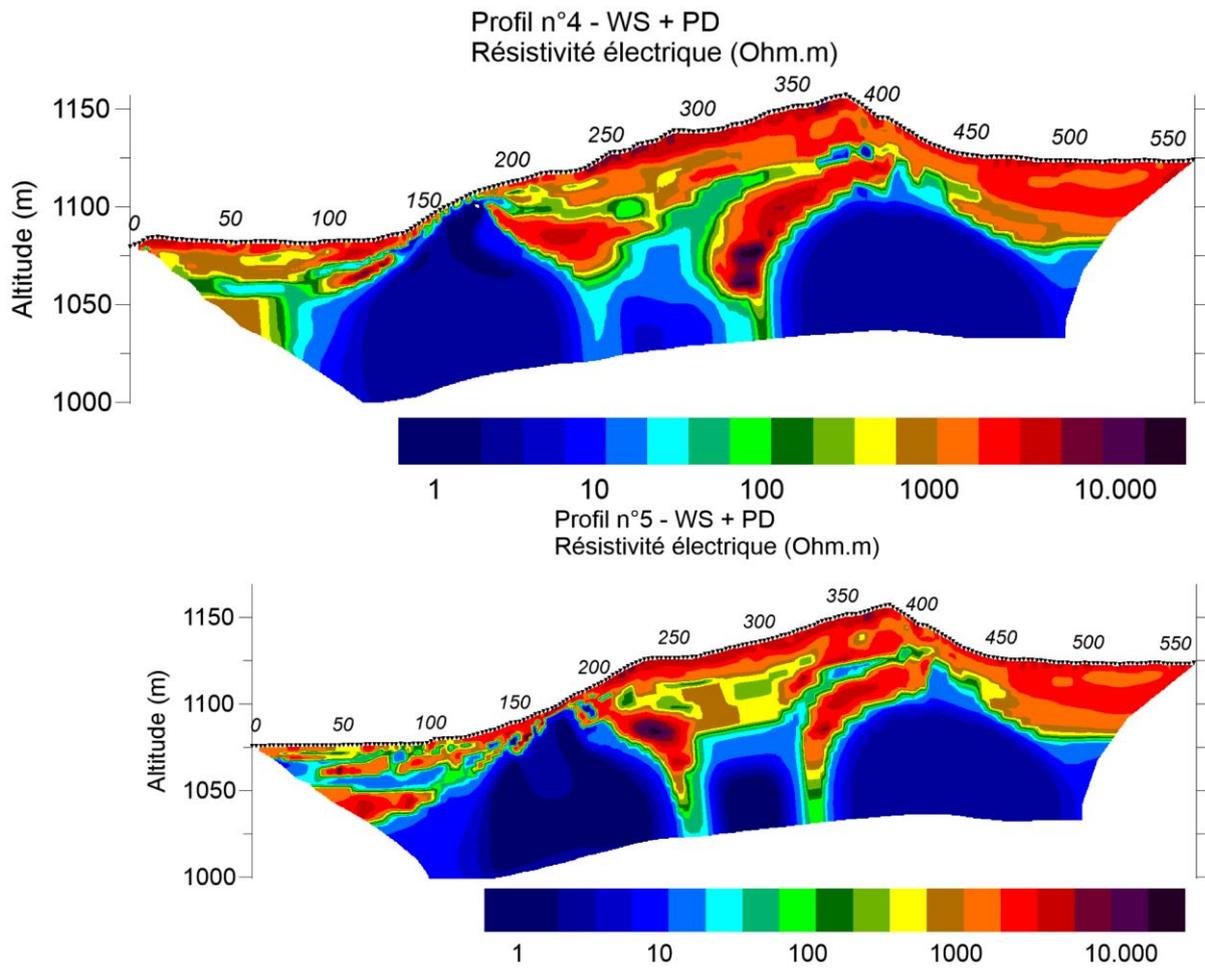


Fig. 5 : Tomographie de résistivité électrique le long des profils 4 et 5, avec combinaison des dispositifs Wenner-Schlumberger et pôle-dipôle.

Fig. 5: Electrical resistivity tomography along profiles n°4 and 5, combining Wenner-Schlumberger and Pole-Dipole data.

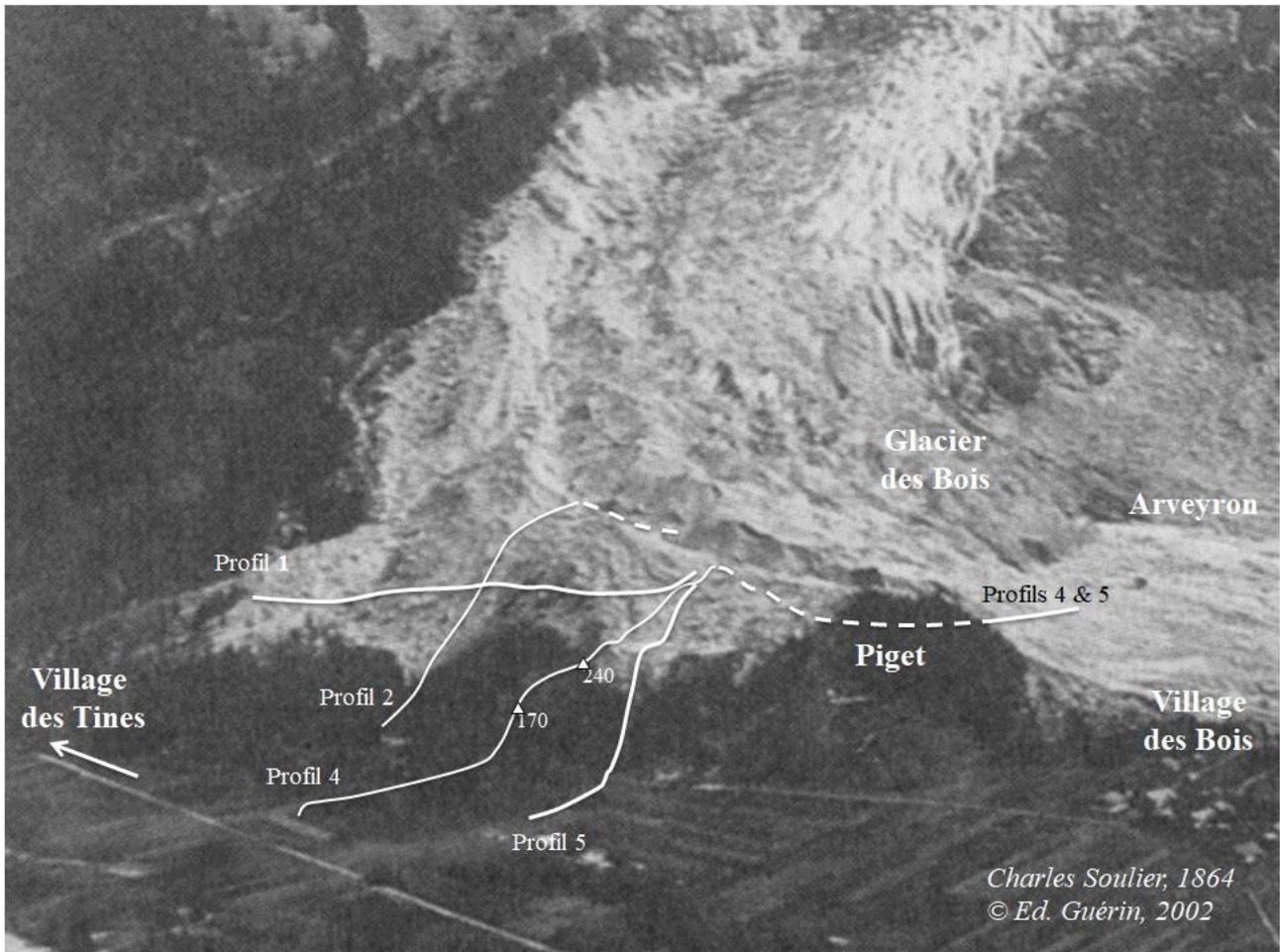


Fig. 6 : Implantation des profils 1, 2, 4 et 5 sur un extrait agrandi d'une photo du glacier des Bois.

Cliché de Charles Soulier sur papier albuminé pris du Brévent et publié par de Decker Heftler (2001).

La date exacte du cliché est 1864 (Fontaine, 2015).. En 1864 le glacier des Bois est en décrue depuis une dizaine d'années. La forêt d'épicéa, qui apparaît en noir en dessous du grisé des moraines récentes, montre les limites des moraines des maxima glaciaires de 1820 et 1850. Voir le texte pour la particularité des points 170 et 240 du profil 4.

Fig. 6: Profiles 1, 2, 4 and 5 surimposed on a photography of the « glacier des Bois ». Photo from Charles Soulier, taken from Brévent and published by de Decker Heftler (2001). The exact date is 1864 (Fontaine, 2015). In 1864 the glacier des Bois is shrinking for 10 years. Epicea forest, appearing in black below the gray zone of the recent moraines, indicates the limits of the moraines dating from glaciary maxima from 1820 and 1850. See text for specific comments on points 170 and 240 from profile n°4.

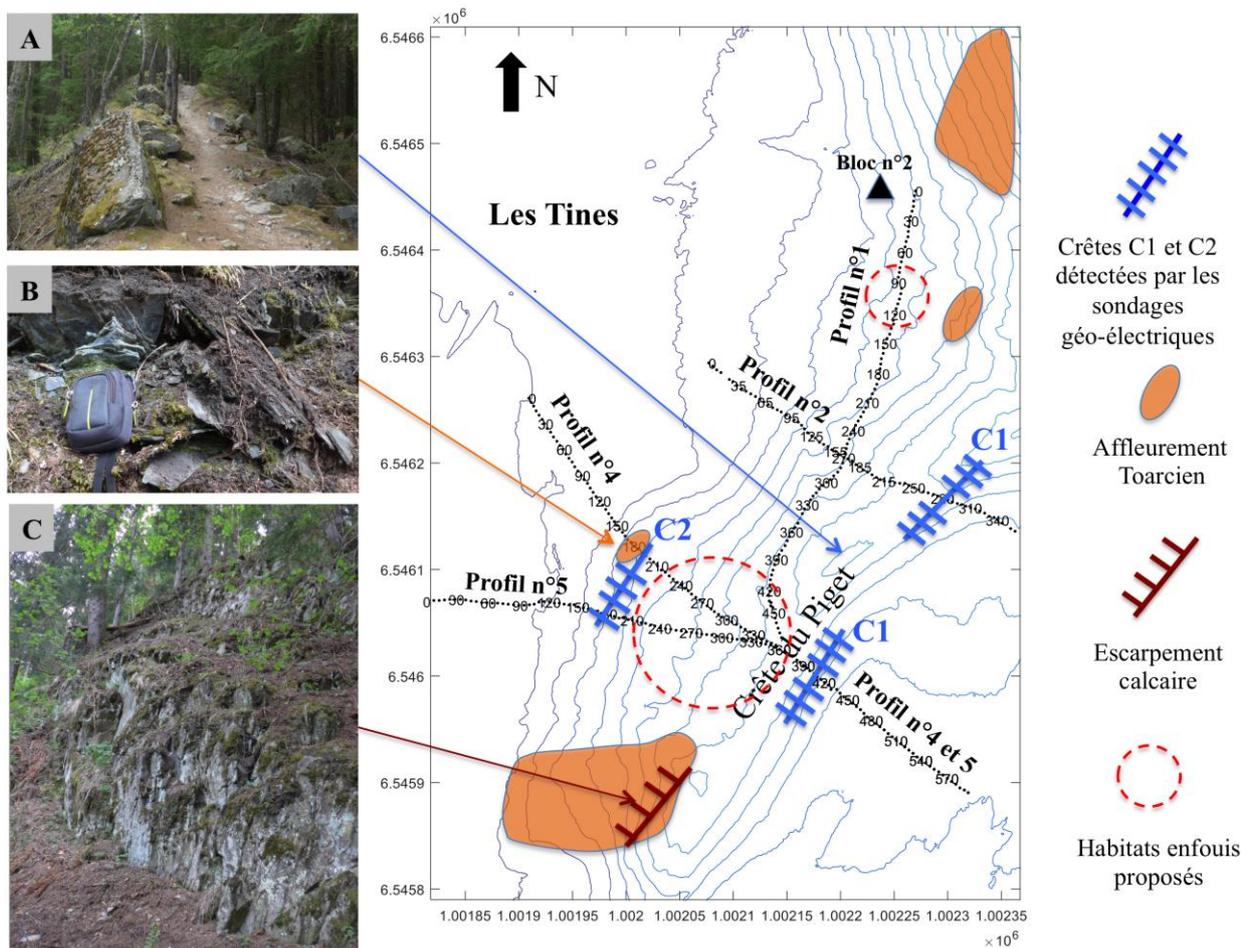


Fig. 7

Fig. 7 : Profils électriques 1, 2, 4 et 5 sur fond du levé topographique LIDAR (cf. légende fig. 1).

Les hauts du socle C1 et C2 détectés sous les profils géo-électriques 2, 4 et 5 sont interprétés comme étant des crêtes parallèles à la ligne de crête actuelle. Les encarts B et C montrent les affleurements calcaires du Lias supérieur (Toarcien). L'encart A, montre la crête de la moraine granitique du dernier maximum du PAG en 1850, à proximité du sommet du Piget.

Fig. 7: Electric profiles n°1, 2 and 5 on elevation map from LIDAR (cf. legend of fig. 1). Top of basement C1 and C2 detected along profiles n°2, 4 and 5 are interpreted as parallel edges of the actual ridge of Piget. Zoom B and C indicate outcrops of Lias limestone (Toarcian). Zoom A indicates the edge of the granitic moraine from the last maximum of PAG in 1850, close to the Piget ridge.

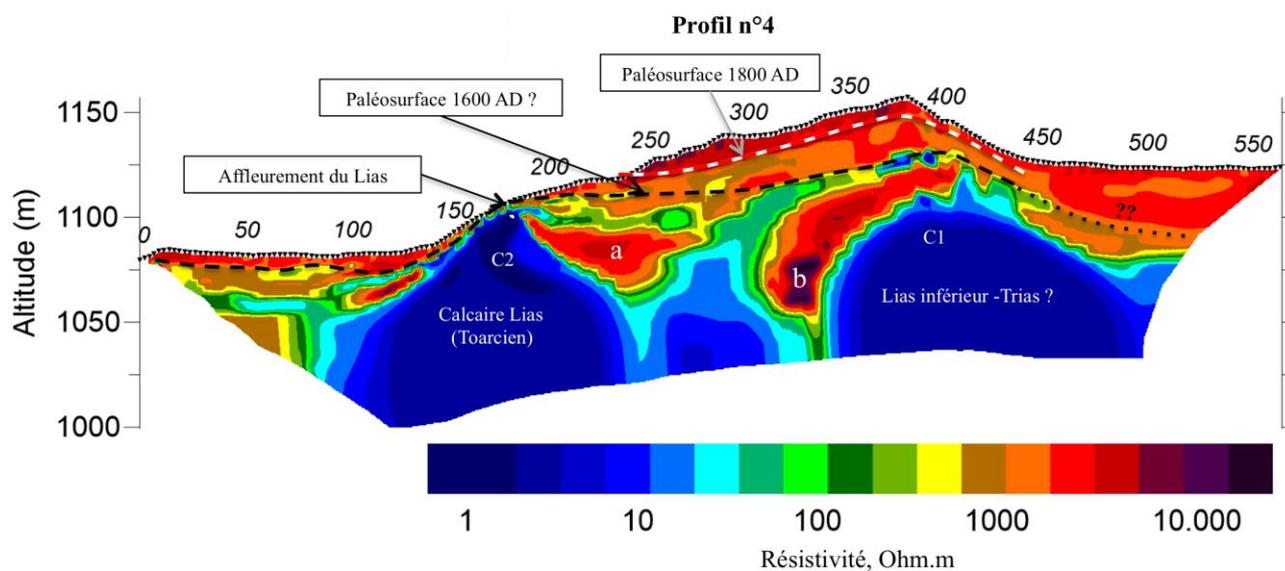


Fig. 8 : Tentative d'interprétation des mesures du profil géo-électriques sous le profil n°4.

La ligne pointillée blanche correspond à la base des moraines déposées entre 1820 et 1850. La ligne tiretée noire, tracée de façon lissée à la base de la zone de résistivité supérieure à 1000 Ωm , est interprétée comme marqueur de la paléo-surface sur laquelle des habitats du village disparu du Chatelard auraient été implantés avant 1600 AD.

Fig. 8: Proposed interpretation of the measured geo-electrical profiles n°4. The dashed white line corresponds to the bottom of moraines dated from 1820 and 1850. Smoothed dotted black line, at the bottom of 1000 Ωm is interpreted as marker of the paleo-surface on which housing of the past villaged of Chatelard might have been constructed before 1600 AD.

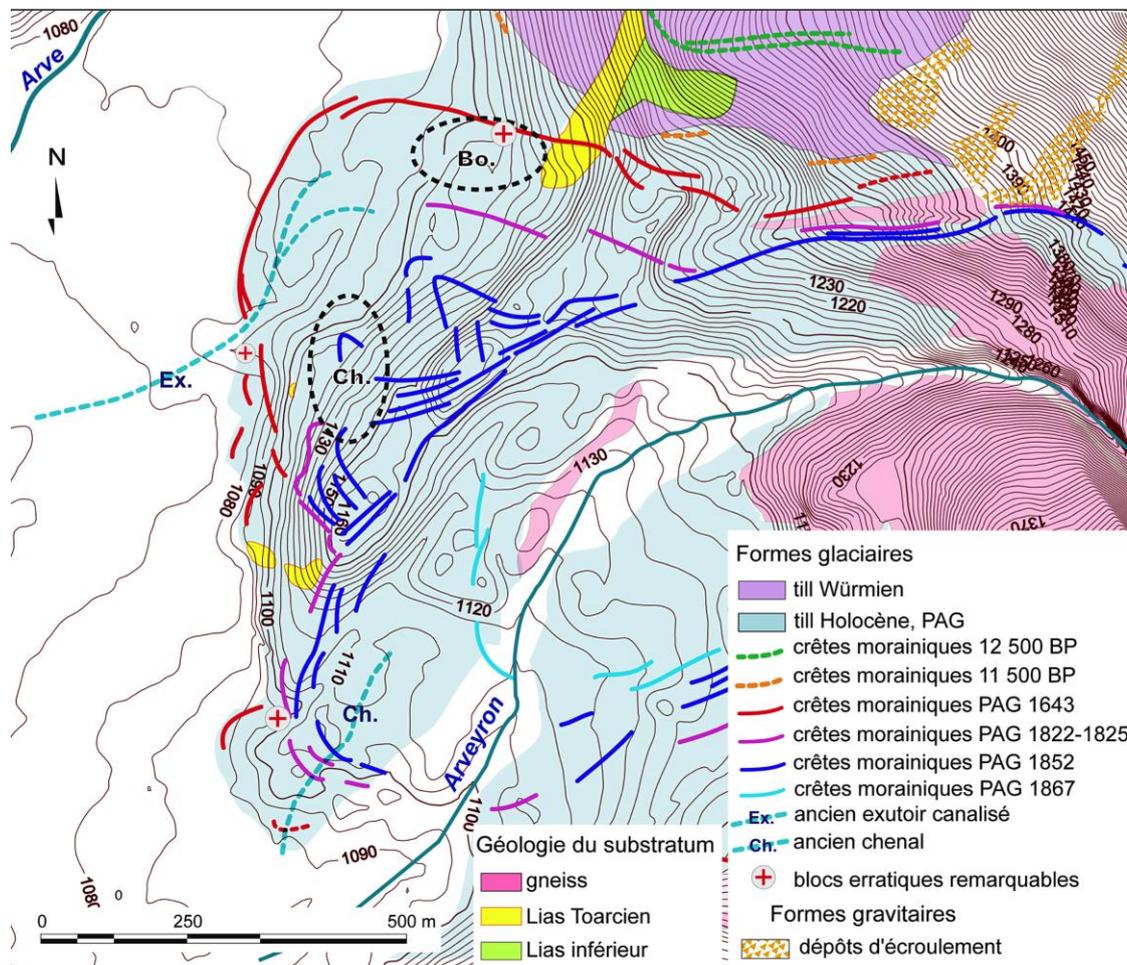


Fig. 9 : Localisation approximative des habitats du Chatelard et de Bonanay, d’après la géomorphologie révélée par les coupes géo-électriques et les documents historiques cités dans le texte depuis Mougin (1912). Le fond géologique, le tracé des crêtes morainiques et l’indication de dates de dépôt indicatives sont celles de Coutterand et Amelot (2012).

Fig. 9: Approximative location of Chatelard and Bonanay housings, interpreted from the geomorphology revealed by the geo-electrical profiles and historical documents referred in the text since Mougin (1912). The geological map, the edges of the moraines and indicative dates of deposits are from Coutterand & Amelot (2012).

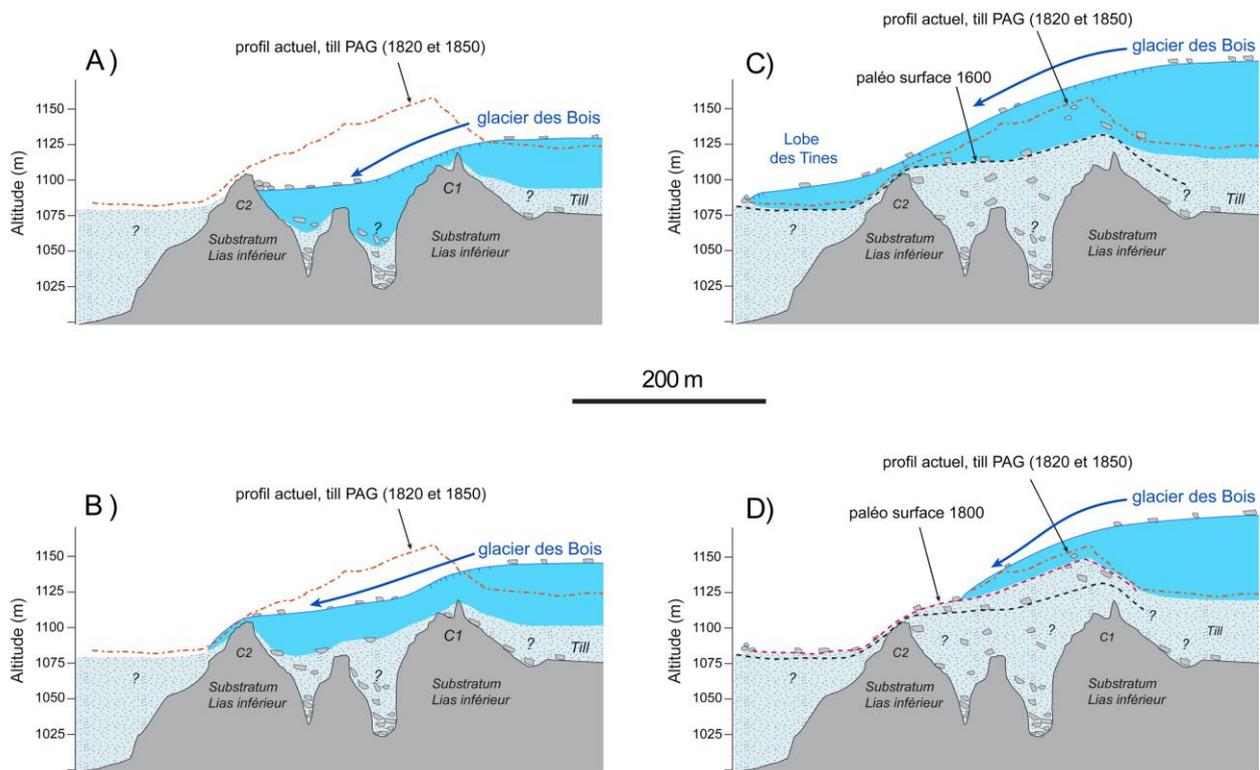


Fig. 10 : Chronologie possible de la formation du Piget au niveau du profil 4 (coupe calée sur la figure 8 avec exagération verticale 1.5). A- Phases glaciaires du Rotmoos et du Lössen ; Le glacier des Bois déborde la cloison C1 et l'écoulement de la glace est limité par la cloison C2 ; Le glacier dépose du till d'ablation et des blocs erratiques dans les dépressions du substratum. B- Phases glaciaires du Göschenen I et/ou Göschenen II ; Le glacier déborde à nouveau la cloison 1, jusqu'à la cloison 2 et dépose une nouvelle couche de moraine dans les dépressions du substratum. C- Extension paroxysmale du PAG au XVII^e siècle ; Le glacier recouvre la paléo-surface sur laquelle le village du Châtelard s'était installé (ligne pointillée noire) et atteint le cordon morainique frontal des Tines. D- Extensions du PAG de 1850 AD ; Le glacier dépose la dernière couche de till d'ablation (ligne pointillée rouge correspondant à la topographie actuelle), recouvrant celle déposée au XVII^e siècle.

Fig. 10: Possible chronology of the Piget construction along profile n°4 (section surimposed to figure 8 with vertical exaggeration 1.5). A- glacial phases from Rotmoos and Lössen ; the Glacier des Bois overflow the C1 limit and the ice advancement is blocked by C2 ; glacier deposits are ablation till and erratic blocks in the substratum depression. B- depict glacial phases of Göschenen I and/or

Göschenen II ; glacier overflow the limit C1 until limit 2 and spill a new layer of moraine in the remaining basement valley. C- paroxysmal extension of PAG in XVIIe century ; glacier hides the paleo-surface of the Chatelard village (dotted black line) and reached the frontal moraine cordon of the Tines. D– Extensions of PAG in 1850 AD ; glacier spill the last ablation till (red dashed line corresponding to the current surface topography), overlying the layer deposited in XVIIe century.

LEGENDE DES TABLEAUX

Table legends

Tab. 1 : Synthèse des mesures électriques.

Tab. 1: Synthesis of measured electrical data

Profil	RMS / itérations	Nb. données / nb cellules	Nb électrodes	Longueur du profil (m)
1 WS	9.7 % / 5	1253 / 2689	191	950
1 PD	8.3 % / 6	3039 / 2912		
2 WS + PD	5.4 % / 7	3155 / 1726	143	710
4 WS + PD	6.2 % / 8	6246 / 4776	239	1150
5 WS + PD	7.2 % / 10	6856 / 4786	239	1150