

# Géométrie et dynamique des dépôts fluvioglaciaires au front des moraines du LGM du lobe lyonnais

Thibault ROATTINO

M2 Quaternaire et préhistoire, université de Perpignan Via Domitia, Perpignan

Sous la direction de Christian CROUZET

Maître de conférences HDR, Université Savoie Mont Blanc, Institut des Sciences de la Terre, Le Bourget du Lac

Et de Jean-Francois BUONCRISTIANI

Maître de conférences, Université de Bourgogne, Laboratoire Biogéosciences CNRS, Dijon

Année universitaire 2018-2019



## *Résumé*

Les études antérieures du complexe des moraines internes au niveau du lobe lyonnais montrent, sur des critères géomorphologiques, différents stades de retrait du glacier delphino-savoisien. Ces stades sont associés aux stades isotopiques 4 et 2 mais aucune datation directe n'est encore publiée. De plus, des arguments sédimentologiques et des datations plus en amont dans les Alpes mettent en doute la chronologie de ces stades de retrait ou de stationnement. Face à ces incertitudes, l'âge de la présence du glacier au niveau du lobe lyonnais mériterait d'être précisé. Cette précision doit passer par une étude approfondie des paléo sandurs au front du lobe lyonnais. Ces objets ont l'avantage d'avoir fonctionné uniquement en période de crue glaciaire au cours du Würm. Aujourd'hui ces anciens sandurs sont des vallées mortes ayant conservé les différents stades de retrait sous forme de terrasses fluviales offrant la possibilité de datations directes. La présente étude vise donc à étudier la géométrie et le fonctionnement des corps fluvioglaciaires au front du complexe des moraines internes du lobe lyonnais en se concentrant sur les couloirs de Moidieu, de Septeme et d'Heyrieux. L'utilisation d'un MNT haute résolution a permis la réalisation d'une carte géomorphologique. L'utilisation conjointe des forages de la Banque du Sous-Sol du BRGM a permis l'élaboration d'une carte de la profondeur du mur et une carte de l'isopaque des dépôts fluvioglaciaires. De plus, une analyse sédimentologique des dépôts, réalisée dans différentes exploitations de granulats a permis une reconstitution des environnements de dépôts. Les données sédimentologiques montrent des dépôts très semblables dans l'ensemble des couloirs fluvioglaciaires. Ces dépôts sont constitués principalement de gravier et galets à matrice sableuse. Les figures sédimentaires qui y sont présentes indiquent des écoulements en masses et des migrations de barres de rivières à chenaux en tresses, typiques d'un environnement fluvioglaciaire proglaciaire proximal. De surcroît, les résultats ne montrent pas de profond surcreusement du substratum des vallées fluvioglaciaires avant le Würm et indiquent une avancée du glacier delphino-savoisien sur des dépôts fluvioglaciaires antérieurs. La géomorphologie met en évidence quatre niveaux de terrasses, dont trois à relier à la glaciation du Würm. Ces trois terrasses ne sont pas retrouvées dans toutes les couloirs fluvioglaciaires à cause de facteurs d'ordre glaciaires, hydrodynamique, topographique ou encore tectonique. Ces terrasses sont finalement le fruit de trois phases de retrait ou de stationnement du glacier delphino-savoisien, dont des datations OSL indique un maximum d'extension au MIS 4. La seconde phase de stationnement aurait eu lieu au MIS 3, l'âge de la troisième étape de stationnement reste actuellement incertain, mais la dernière phase de retrait se serait déroulé au début du MIS 2.

## Sommaire

<i>Introduction</i> .....	1
<i>Cadre géologique</i> .....	4
<i>Présentation de la zone d'étude et état de l'art</i> .....	7
<i>Erosion et dépôt fluviale</i> .....	9
<i>Les terrasses fluviales</i> .....	10
<i>Matériel et méthodes</i> .....	13
<i>Carte géomorphologique</i> .....	13
<i>Description des données</i> .....	13
<i>Méthode</i> .....	13
<i>Carte de l'isopaque du Quaternaire et coupes géologiques</i> .....	16
<i>Description des données</i> .....	16
<i>Méthode</i> .....	17
<i>Sédimentologie</i> .....	18
<i>Résultats</i> .....	18
<i>Artas</i> .....	18
<i>Eyzin-Pinet</i> .....	20
<i>Oytier</i> .....	23
<i>St Pierre de Chandieu</i> .....	25
<i>Interprétation et discussion</i> .....	27
<i>Géomorphologie</i> .....	30
<i>Résultats</i> .....	30
<i>Carte géomorphologique</i> .....	30
<i>Géométrie du substratum du Quaternaire</i> .....	32
<i>Interprétations et discussion</i> .....	36
<i>Morphologie du substratum</i> .....	36
<i>Validité de la carte isopaque du Quaternaire et des coupes géologiques</i> .....	36
<i>Dynamique glaciaire</i> .....	37
<i>Dynamique des couloirs fluvioglaciaires</i> .....	37
<i>Chronologie relative et absolue</i> .....	40
<i>Conclusion et perspective</i> .....	45
<i>Bibliographie</i> .....	46
<i>Annexes</i> .....	50



## Introduction

Le maximum d'extension glaciaire du Pléistocène supérieur est daté à l'échelle globale, entre 26,5 et 19 ka (Clark, et al., 2009) (Hughes, et al., 2013). A l'échelle du massif alpin, deux complexes morainiques ont été décrits en périphérie des Alpes et du Jura, le complexe externe et le complexe interne. Le premier étant attribué à la glaciation du Riss, et le second à la glaciation du Würm (Buoncrisiani & Campy, 2011) (Fig. 1).

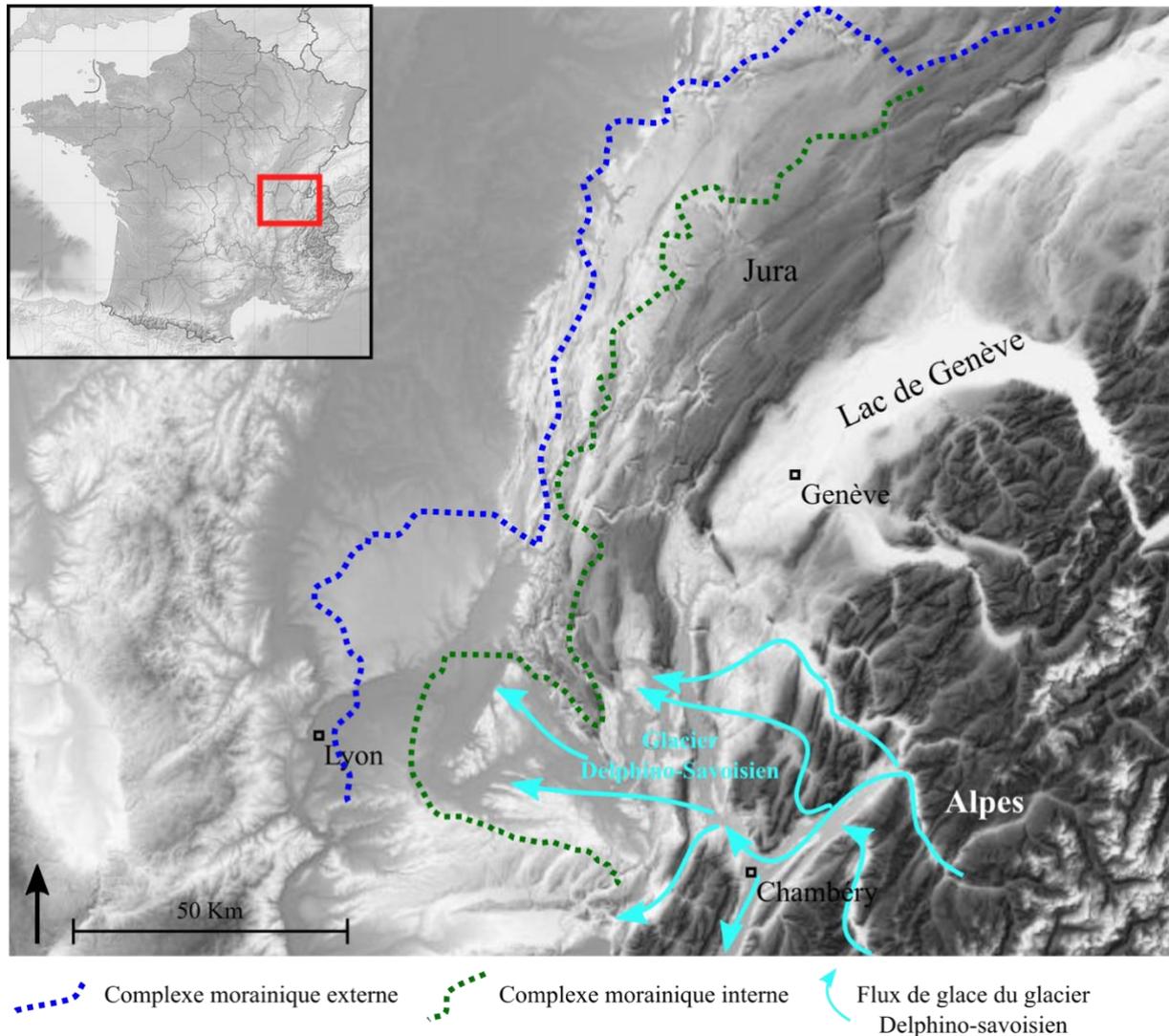


Figure 1: Carte de localisation du complexe morainique externe (Buoncrisiani & Campy, 2011)(pointillé bleu) et interne (pointillé vert).

En outre, les données sédimentologiques marines montrent que le Würm correspond à deux phases d'avancés glaciaires ; le pléniglaciaire inférieur à 60 ka attribué au MIS 4 et le pléniglaciaire supérieur associé au MIS 2 (Lisiecki & Raymo, 2005) (Lambeck, et al., 2014). L'avancé maximum des glaciers de la dernière glaciation en Suisse, en Autriche et en Italie est daté entre 24 et 20 ka (Heiri, et al., 2014) (Wirsig, et al., 2016). Dans les Alpes du nord suisses, elle est datée entre 30 et 18 ka (Heiri, et al., 2014) et entre 22 et 20 ka dans le Jura (Campy & Richard, 1988). Enfin, dans les Alpes françaises du sud, une datation  $^{14}\text{C}$  sur des échantillons de bois retrouvés dans des dépôts glaciaires de la vallée de la Durance donne un âge d'environ 18 ka (Jorda, et al., 2000). Ainsi, l'âge de l'extension maximum des glaciers de la dernière glaciation dans les Alpes est à relier au MIS 2.

Néanmoins, le glacier delphino-savoisien semble être l'exception à la règle. Ce glacier était issu des vallées savoisiennes et s'écoulait jusqu'au lobe de piémont lyonnais, dans le bas Dauphiné (Falsan & Chantre, 1879) (Coutterand, et al., 2009) (Fig. 2). Des données sédimentologiques dans le bassin lémanique (Moscariello, et al., 1998) (Triganon, et al., 2005), des datations U/Th (Hobléa, 1999) et des datations OSL (Baize, et al., 2011) ainsi que des modélisations (Seguinot, et al., 2018) indiquent qu'au MIS 2, le glacier delphino-savoisien n'aurait pas débordé sur le piémont lyonnais. Ceci implique donc un âge antérieur, probablement au cours du MIS 4 pour l'extension maximale de ce glacier. Le maximum d'extension des glaciers de la dernière période glaciaire serait donc asynchrone à l'échelle des Alpes. Des études ont soulevés des preuves indirectes en faveur de la présence du glacier delphino-savoisien au niveau du lobe lyonnais au cours du MIS 4 (Vilain, et al., 1988) (Mandier, et al., 2003). Mais aucune datation absolue directe n'a encore été publiée pour venir confirmer ces résultats. Au niveau du lobe lyonnais, les premiers objets datables, par utilisation des radionucléides cosmogéniques sont les blocs erratiques des moraines laissées lors de différents stades de retrait du glacier (Fig. 2). Cependant, ces blocs sont devenus rares à cause de leur probable utilisation comme pierre à bâtir. Les seconds objets datables, par la méthode OSL (Luminescence Stimulée Optiquement), sont les épandages fluvioglaciaires au front des moraines du lobe lyonnais (Fig. 2) ayant préservé les phases de retrait du glacier sous forme de terrasses. Ces anciens sandurs sont actuellement des vallées mortes où de nombreuses carrières de granulats sont présentes, permettant l'accès à des affleurements frais. Les lentilles sableuses contenues dans ces dépôts peuvent être utilisées pour des datations OSL. Mais avant toute datation, il est important de bien appréhender la géométrie de ces corps fluvioglaciaires et leur relation avec les dépôts morainiques. De telles études doivent permettre de comprendre la dynamique de ces épandages fluvioglaciaires qui est une étape préliminaire capitale. Les datations offriront effectivement des résultats interprétables uniquement après avoir eu connaissance de cette dynamique de dépôt.

Le but de cette étude est donc de déterminer la géométrie des corps fluvioglaciaires associés aux moraines du complexe interne du lobe lyonnais et de comprendre leur dynamique pendant les différents stades de retrait du glacier delphino-savoisien. Pour ce faire, une carte géomorphologique sera réalisée grâce à un MNT haute résolution. Cette carte permettra de mettre en évidence les différentes terrasses et leurs relations avec les cordons morainiques. Ensuite une carte isopaque et des coupes géologiques réalisées à partir des forages de la banque du sous-sol du BRGM et des observations en carrières permettront d'appréhender la géométrie verticale des dépôts. Enfin, une analyse sédimentologique réalisée dans différentes carrières permettra de définir les environnements de dépôts. Ce travail est finalement l'étape nécessaire avant de pouvoir interpréter les futures datations des épandages fluvioglaciaires.

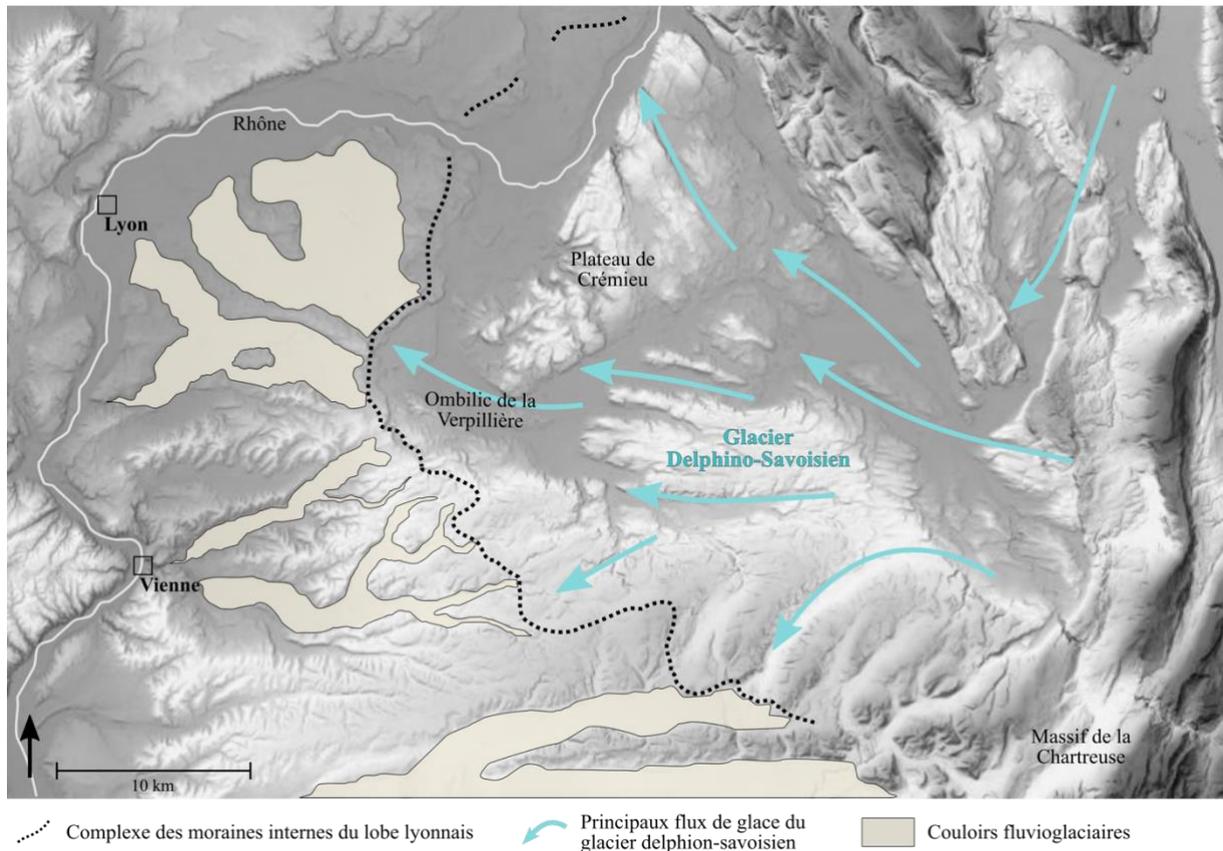


Figure 2: Carte de localisation du complexe des moraines internes du lobe lyonnais, des principaux couloirs fluvio-glaciaires associés et des principaux flux de glace du glacier delphino-savoisien au niveau du lobe lyonnais.

## Cadre géologique

Le bas Dauphiné est bordé à l'ouest par le massif paléozoïque du Massif Centrale et l'est par les terrains carbonatés mésozoïques des massifs subalpins. Cette région correspond structurellement au bassin de Valence et au sud du graben de Bresse (Fig. 3).

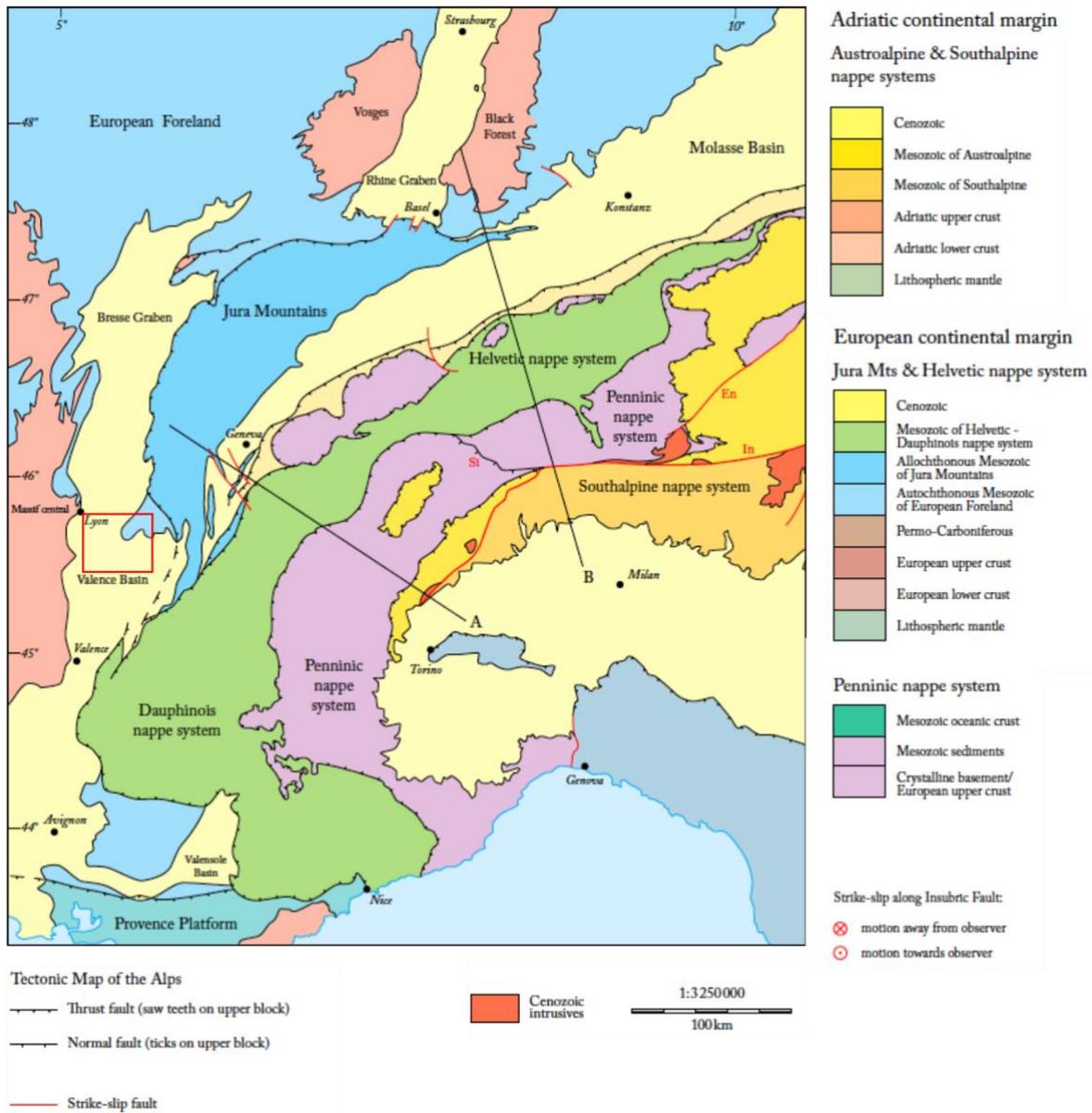


Figure 3: Carte tectonique des Alpes localisant les bassins de Valence, de Bresse (Pfiffner, 2014) et la zone d'étude (rectangle rouge).

Au Trias, un régime extensif disloque la Pangée en amincissant le socle hercynien en lieu et place de faiblesses structurales. Jusqu'au milieu du Crétacé, la future région alpine est alors une vaste mer épicontinentale de la marge européenne de la Téthys accueillant une sédimentation principalement carbonatée et détritique (Pfiffner, 2014). Au Crétacé moyen, la poussée de la plaque africaine est à l'origine d'un régime compressif initiant la fermeture de la Téthys (Pfiffner, 2014).

Au cours de l'Eocène, la géodynamique compressive continue et la plaque européenne subducte sous la plaque adriatique au niveau du front alpin. La plaque européenne plongeante subit alors une force de traction qui initie un rifting. Ce régime extensif cassant permet l'apparition du rift européen dont le fossé rhodanien incluant les bassins de Valence et le graben de Bresse (Fig. 4) (Pfiffner, 2014). A l'Eocène dans la zone du bas Dauphiné, une subsidence permet un dépôt d'évaporite puis la sédimentation devient détritico-marine à l'Oligocène (Busson, et al., 1992) (Sissingh, 2001). L'Aquitaniens (environ -23 Ma) est caractérisé par des dépôts lacustres (Sissingh, 2001) puis au Burdigalien (-20 à -16 Ma), la sédimentation est influencée par des transgressions marines, dans un système d'avant pays. En effet, en réponse à la poussée de la plaque adriatique vers l'ouest, les terrains mésozoïques subissent un raccourcissement important. Il s'en suit un plissement et une surrection de ces terrains formant les massifs subalpins (Pfiffner, 2014) notamment les Bauges, la Chartreuse, le Vercors ainsi que le Jura. En conséquence, la subsidence du bassin d'avant pays et l'érosion des massifs qui agissent de manière contemporaine permet le dépôt d'une épaisseur importante de molasse (Fig. 4). Cette dernière contient localement des dépôts, à tendance plus continentale, conglomératiques relativement discontinus (Chenevoy, et al., 1969). Le Messinien (-7,2 à -5,3 Ma) voit l'assèchement partiel de la Méditerranée et un abaissement des niveaux de base et de manière contemporaine, un uplift liée à la poussée des montagnes du Jura vers l'ouest (Sissingh, 2001). Ainsi, le paléo Rhône messinien creuse une vallée nord-sud fortement encaissée qui s'étend du plateau continental du golfe du Lion jusqu'au nord de Lyon (Gennesseaux & Lefebvre, 1980) (Guennoc, et al., 2000). De même les affluents du Rhône creusent des vallées qui incisent les dépôts miocènes pour retrouver leurs profils d'équilibre. Ces vallées sont ensuite inondées au début du Pliocène (-5,3 Ma) lors de la transgression méditerranéenne et sont totalement comblées au Plaisancien (-3,6 à -2,58 Ma) (Debrand-Passard, et al., 1984).

Au Quaternaire (-2,58 Ma à l'actuel), Le climat terrestre devient sensible aux modifications des paramètres orbitaux et devient périodique suivant des cycles de 100 000 ans. Les périodes glaciaires montrent elles-mêmes des variations cycliques de la température avec des événements chauds appelés interstades et froids nommés stades. Dans l'océan Atlantique nord, les événements de Heinrich sont des stades particulièrement froids, ils sont le fruit de débâcles massives de la calotte Laurentide et apparaissent environ tous les 7000 ans. Une autre instabilité récurrente des températures des périodes glaciaires du Quaternaire sont les événements de Dansgaard-Oeschger. Ils sont caractérisés par un stade suivi d'un interstade où les températures augmentent brutalement et ont une périodicité millénaire. Ces cycles climatiques glaciaires et interglaciaires ont un rôle important dans la géomorphologie de la zone d'étude. Les dépôts quaternaires du bas Dauphiné et de l'est lyonnais reposent finalement sur le Miocène qu'ils recouvrent en grande partie (Chenevoy, et al., 1969) (Chenevoy, et al., 1971) (Fig. 4).

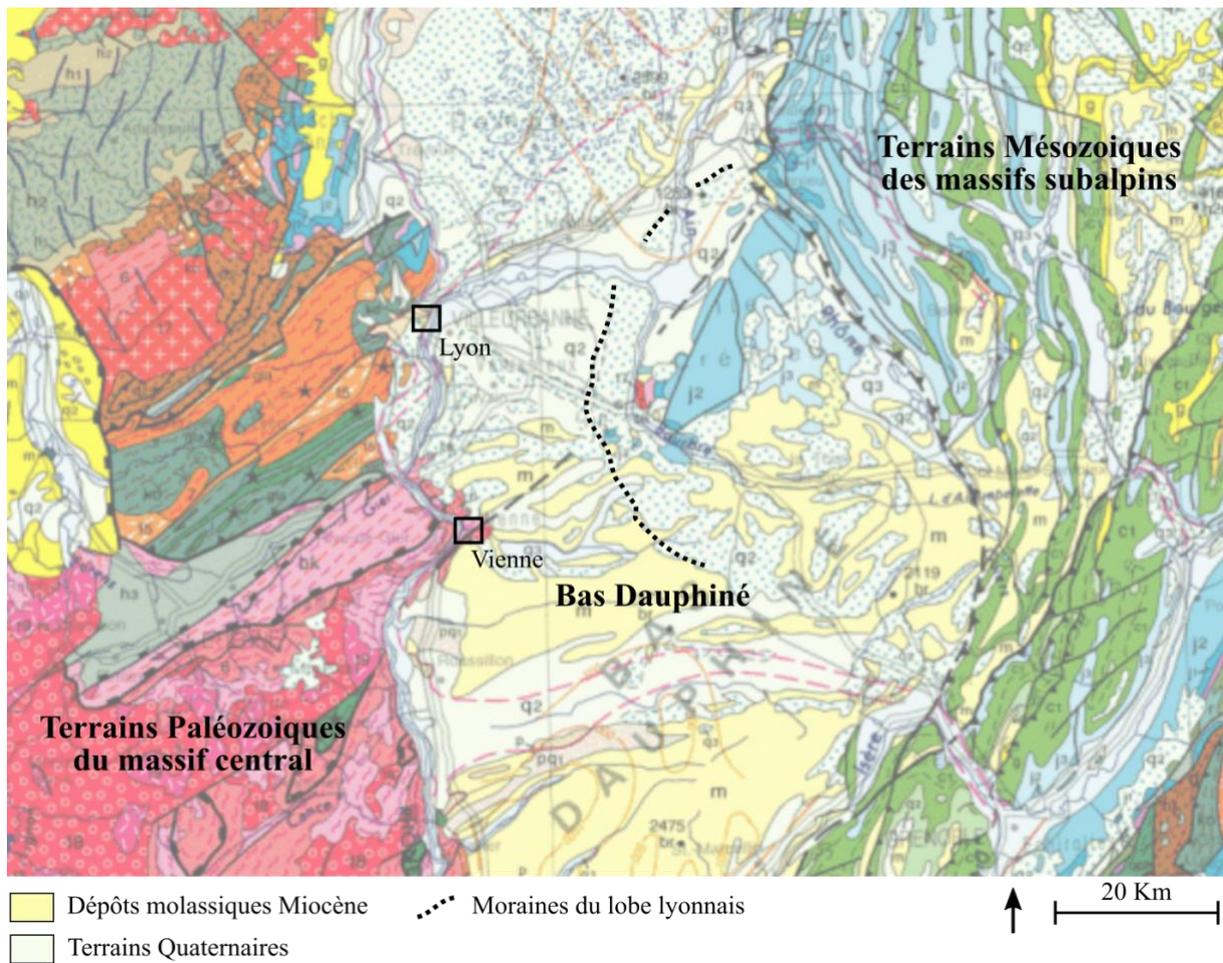


Figure 4: Extrait de la carte géologique de la France 1/1 000 000 montrant les principaux ensembles géologiques et les moraines du lobe lyonnais.

## Présentation de la zone d'étude et état de l'art

La zone d'étude couvre la moitié sud du lobe lyonnais, elle s'étend du nord au sud entre St-Priest et le plateau de Bonnevaux et comprend les couloirs de Moidieu, de Septeme et d'Heyrieux (Fig. 5).

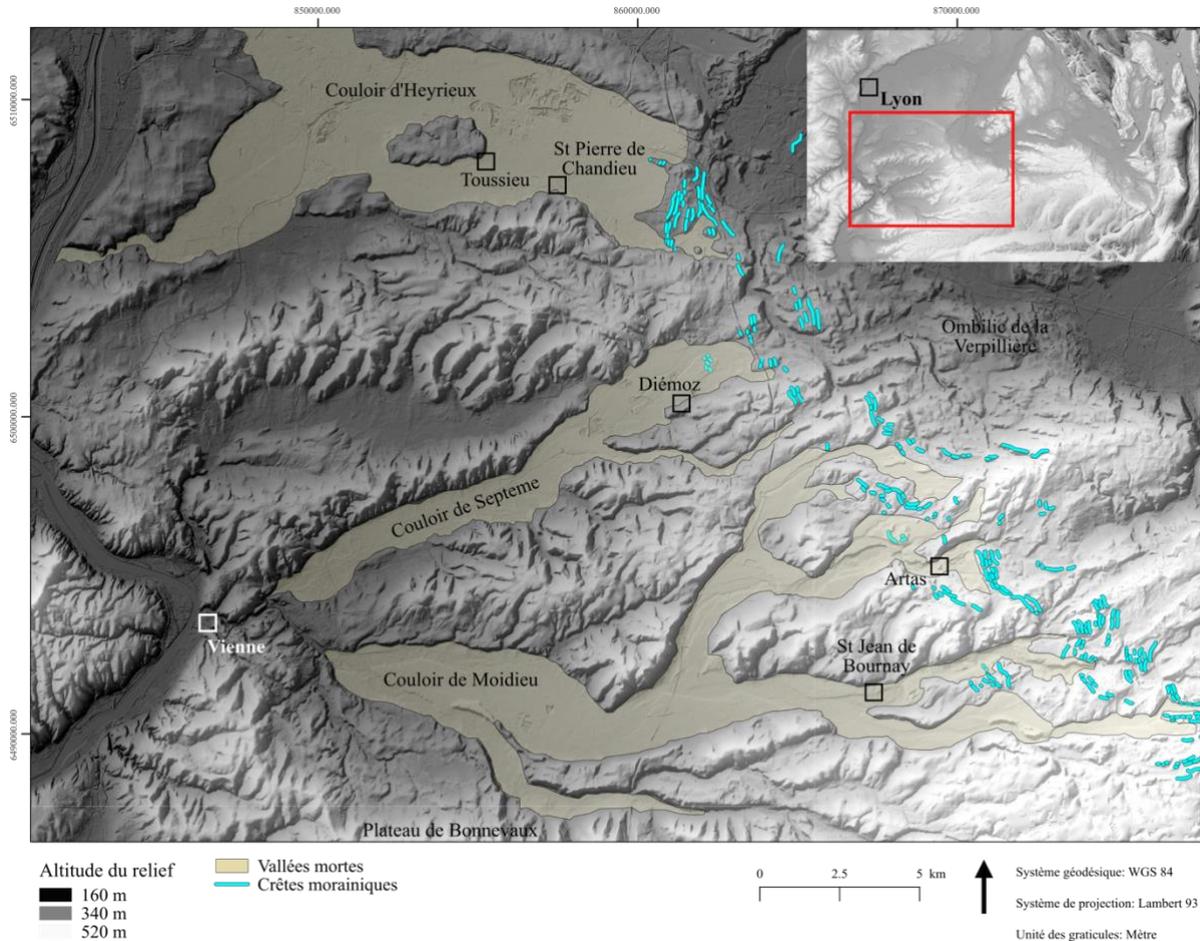


Figure 5: Carte de la zone d'étude montrant les trois couloirs fluvio-glaciaires étudiés et la position détaillée des moraines du lobe lyonnais (coordonnées en Lambert 93).

Le substratum des dépôts glaciaires quaternaires correspond aux dépôts du Miocène présentant principalement deux faciès. Le premier, qui est majoritaire, est très continue et constitué d'une molasse beige à ocre verdâtre sableuse, parfois silteuse et localement grésifiée. Le second faciès est très discontinu et conglomératique (Chenevoy, et al., 1969) (Chenevoy, et al., 1971) (Elmi, et al., 1986).

Les plus vieux terrains quaternaires de la zone d'étude sont attribués au pré-Gunz (- 2,58 Ma à 1 200 000 ans) et à la glaciation du Gunz (-1 200 000 à -860 000 ans), reconnus respectivement par des dépôts grossiers à galets et par des dépôts morainiques et fluvi-glaciaires très localisés. Plus tard, la glaciation du Mindel (-475 000 à -410 000 ans) retrouvée principalement dans le couloir rhodanien, laisse des hautes terrasses dont celle de Ternay (Annexe 1) (Mandier, 1984) (Debrand-Passard, et al., 1984). La glaciation du Riss (-370 000 à -130 000 ans), associée aux moyennes terrasses du Rhône, correspond plus rigoureusement à deux glaciations (Debrand-Passard, et al., 1984). Les moyennes terrasses supérieures de Chasse I et II sont ainsi attribuées au Riss ancien et les moyennes terrasses inférieures de Chasse III et IV (Annexe 1) sont rattachées au Riss récent (Debrand-Passard, et al., 1984) (Mandier, 1984). La glaciation du Riss ancien est considérée comme la plus importante du Quaternaire, la zone d'étude se trouve alors sous un grand lobe de glace délimité par le complexe morainique externe passant

à Lyon et à quelques kilomètres au sud de Bourg-en-Bresse (Debrand-Passard, et al., 1984) (Buoncristiani & Campy, 2011). Les dépôts Miocène dans la zone d'étude sont actuellement recouvert en grande partie par les dépôts morainiques, fluvioglaciaires et lœssiques de la glaciation du Riss.

Lors de la glaciation du Würm (-125 000 à -11 430 ans) le glacier delphino-savoisien déborde sur le piémont en formant le lobe lyonnais délimité par les moraines frontales du complexe morainique interne. Les glaces ont alors pour origine les zones d'accumulation du sud du massif du Mont-Blanc, du Beaufortin, de la Tarentaise et d'une partie de la Maurienne (Coutterand, et al., 2009). Les basses terrasses du Rhône sont attribuées à cette glaciation wurmienne (Debrand-Passard, et al., 1984). Au niveau du lobe lyonnais, les eaux de fusion du glacier delphino-savoisien génèrent des épandages fluvioglaciaires retrouvés actuellement en lieu et place des couloirs de Moidieu, de Septème et d'Heyrieux. Ces couloirs ont préservé des terrasses fluviales se raccordant aux moraines du lobe lyonnais témoignant de plusieurs stades du glacier delphino-savoisien.

D'après les travaux de Pierre Mandier on peut définir plusieurs stades de stationnement du glacier (Mandier, 1984)(Annexes 1):

- Le stade A, ou Würm ancien, plus vieux que 35 ka (Vilain, et al., 1988), correspond à l'extension maximale du glacier Wurmien (Mandier, 2003) au cours de l'évènement de Heinrich 6 (Mandier, et al., 2003). Le lobe lyonnais est alors alimenté par les glaciers du Rhône, de l'Arve, et de l'Isère (Mandier, 2003).

- Les stades B et C marquent un léger retrait du glacier avec des moraines bien dessinées et associées à l'ouest avec de grandes terrasses fluvio-glaciaires issues de l'écoulement des eaux de fusion perpendiculaire au front du glacier (Mandier, 1984). Leur attribution à un évènement climatique est difficile, il pourrait s'agir du double pic froid entre les interstades 4 et 5 des forages arctique GRIP ou il pourrait s'agir des évènements de Heinrich 5 et 4 (Mandier, et al., 2003).

- Au stade D, le glacier a suffisamment reculé pour être en contrebas des moraines du stade C. Ainsi les eaux de fusions s'écoulent localement de manière parallèle au front du glacier (Mandier, 1984). Le lobe lyonnais est alors alimenté uniquement par le glacier de l'Isère (Coutterand, et al., 2009). Ce stade est associé à l'évènement de Heinrich 2 (Mandier, et al., 2003). Les stades B, C et D sont finalement rassemblé sous le terme de Würm récent.

- Enfin le stade E est une phase de décrépitude du glacier (Mandier, 1984) laissant des dépôts au pied des massifs alpins et jurassiens comme au niveau de l'ombilic de la Verpillère. Cette phase aurait eu lieu pendant l'interstade se terminant il y a -18 250 cal BP (Mandier, et al., 2003), c'est-à-dire durant le MIS 2.

Cette chronologie est discutée notamment par les travaux de S. Coutterand (Coutterand, 2010) car de nombreuses datations dans les zones plus internes laissent penser à un retrait des glaces plus ancien (Moscariello, et al., 1998) (Triganon, et al., 2005) (Baize, et al., 2011). De plus, l'âge de la phase de décrépitude à -18250 ans impliquerait une déglaciation extrêmement rapide au regard de datations réalisées en zone internes. En effet, des datations par radionucléides cosmogéniques indiquent que vers -17500 ans, un glacier stationnait à 1100 m d'altitude dans la vallée de la Romanche en amont de Grenoble (Schwartz, et al., 2016) et à -14000 ans en dessous de 900 m d'altitude à l'entrée de la vallée de la Maurienne (Prud'homme, et al., in Press). En outre, le grand lac du Grésivaudan issu d'un surcreusement glaciaire au Würm est comblé dès le début de l'Holocène comme l'atteste des datations <sup>14</sup>C sur des arbres fossiles (Nicoud, communication orale).

## Erosion et dépôt fluviale

Le fonctionnement d'une rivière en termes d'érosion et de dépôt est dépendant de deux variables :

- Le Stream power : en considérant une masse d'eau s'écoulant le long d'une rivière, du fait de la perte d'altitude de l'eau au cours du temps, cette dernière va perdre de l'énergie potentielle. Ainsi, le Stream power ( $\Omega$ ) peut être défini comme le taux de dissipation de l'énergie potentielle le long d'une certaine pente ( $S$ ). Le Stream power est finalement proportionnel au débit ( $Q$ ) et à la pente ( $S$ ) suivant un facteur correspondant à la densité de l'eau ( $\rho$ ) multiplié par l'accélération de la pesanteur ( $g$ ) :

$$\Omega = \rho g Q S$$

Lorsque le Stream power est fort, l'énergie dans le courant est importante, ainsi davantage d'énergie est disponible pour mettre en mouvement les particules constituant le sédiment ce qui permet une érosion du chenal. A l'inverse, un faible Stream power favorise un dépôt dans le chenal. Finalement, des changements de ce Stream power auront un impact significatifs vis-à-vis de la capacité d'une rivière à éroder ou à aggrader (Whipple & Tucker, 1999).

- Le Resisting power : Cette variables peut être assimilable à la résistance du chenal vis-à-vis de l'érosion. Elle dépend du calibre, de la rugosité du sédiment et de la charge sédimentaire. Lorsque ces trois paramètres augmentent, le Resisting power augmentera et limitera l'érosion par la rivière (Burbank & Anderson, 2001).

En considérant un fleuve en équilibre, c'est-à-dire qui ni érode ni aggrade, le Stream power est égale au Critical power. Ce dernier correspondant au travail mécanique nécessaire pour transporter la charge sédimentaire. En d'autres termes, pour une rivière à l'équilibre, le Stream power est juste suffisant pour transporter la charge sédimentaire, ainsi la hauteur du chenal reste constante. Une augmentation de la pente et du débit, ou une diminution de la rugosité, de la granulométrie du sédiment dans le chenal et une diminution de la charge peut permettre à la rivière de dépasser le Critical power et de creuser son lit. La situation inverse verra la résistance du chenal à l'érosion augmenté favorisant un dépôt de sédiment et une aggradation. Le Critical power est finalement un seuil, son dépassement par le Resisting power favorisera une aggradation, et un dépassement par le Stream power permettra une érosion. Cette situation est schématiquement représentée par la balance de Lane (Lane, 1955) (Fig. 6).

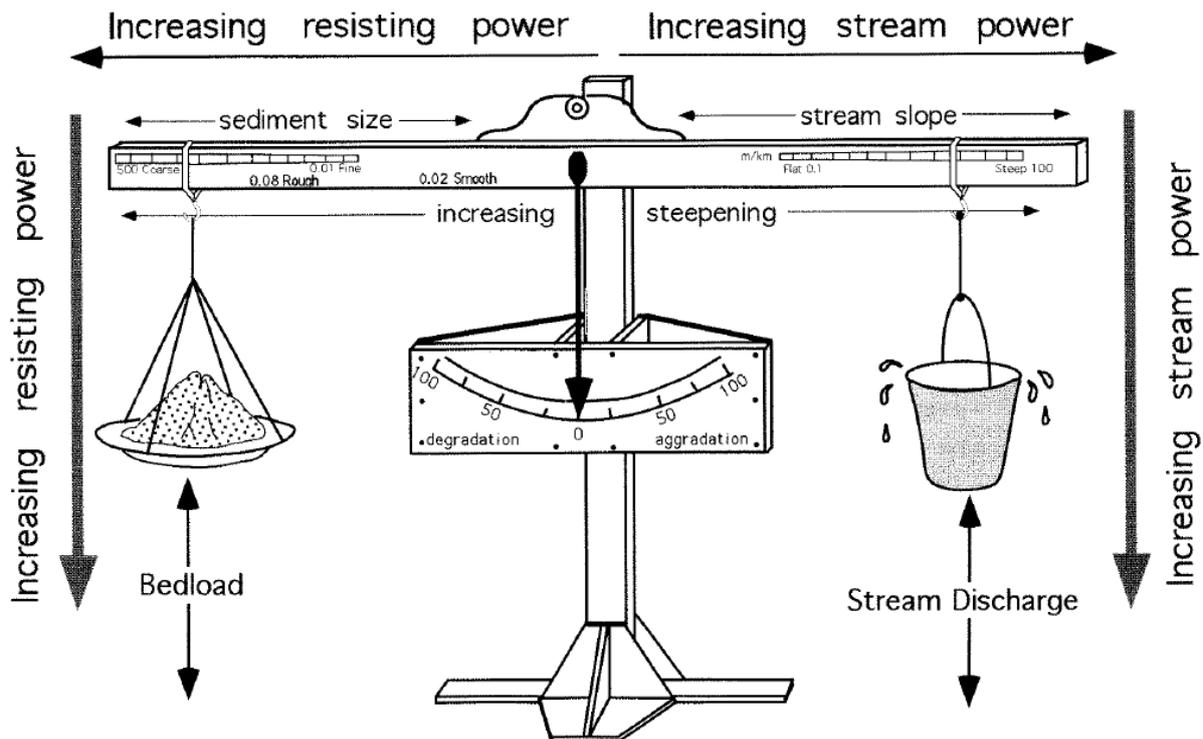


Figure 6: Balance de Lane récapitulant les variables permettant de faire varier le Stream power et le Resisting power ayant pour conséquence l'érosion ou l'aggradation d'une rivière (Bull, 1991) et (Chorley, et al., 1984).

## Les terrasses fluviales

Une terrasse fluviale est un palier horizontal, ou à faible pente limité par une dénivellation dominant une autre terrasse ou un fond de vallée. Ces morphologies sont accolées aux flancs d'une vallée (Clozier, 1936). Les terrasses correspondent à des vestiges de plaines d'inondation devenues plus hautes que le lit d'une rivière, à cause d'une incision ou de phases d'incision et de dépôt du cours d'eau. Différents épisodes d'incision et de dépôt peuvent donner lieu à une série de terrasses de différentes altitudes (Goudie, 2004) (Bridge & Demicco, 2008). Les causes de ces épisodes d'érosion et de dépôt, à l'origine de terrasses sont le reflet de processus tels que des variations climatiques, tectoniques ou encore eustatiques (Bridlang & Westaway, 2008).

Deux types sont couramment décrits :

- Les terrasses d'aggradation (Fig. 7) sont issues d'une phase de dépôt par un fleuve suivi d'une érosion, laissant une surface d'aggradation abandonnée correspondant à une terrasse. Cette situation correspond à un dépassement du Critical power, la rivière étant initialement en équilibre ou en aggradation et passant en érosion. Les profils longitudinaux de ces terrasses sont généralement de moins en moins concaves vers l'aval (Burbank & Anderson, 2001).

### Sequence of events

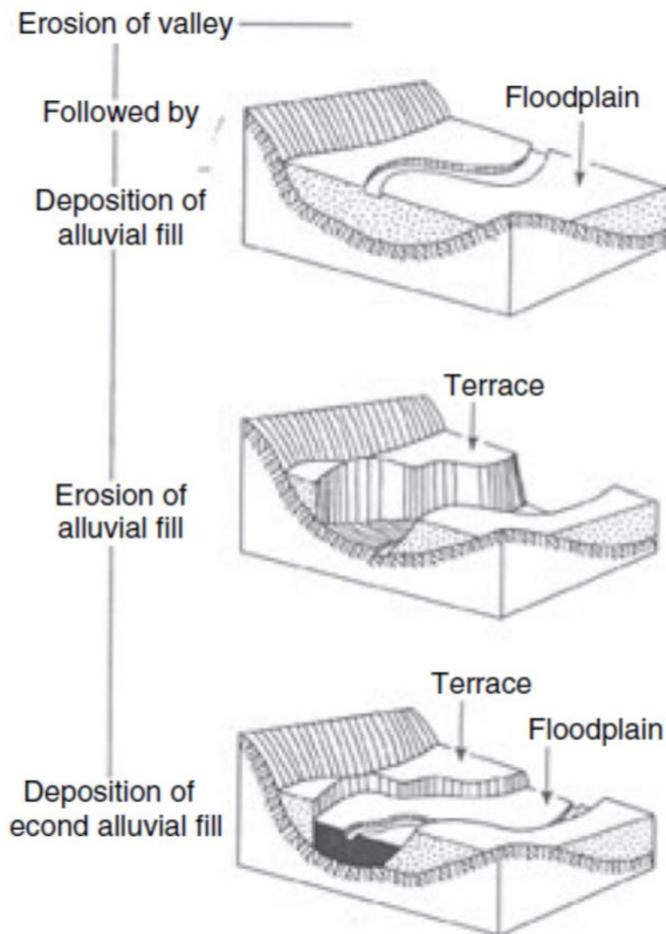


Figure 7: Schéma récapitulant les étapes de formation d'une terrasse d'aggradation (Bridge & Demicco, 2008).

- Les terrasses d'érosion se forment lorsqu'une rivière incise puis atteint l'équilibre ou aggrade légèrement (Fig. 8). L'érosion peut être due à un changement du cours de la rivière, ou à un changement du niveau de base (Miall, 2006). Cette érosion peut former des terrasses jumelées (Fig. 9A) ou non jumelées (Fig. 9B) (Burbank & Anderson, 2001). En effet des terrasses non jumelées peuvent apparaître lorsque le battement latéral du chenal principal est important laissant le long d'une vallée, des terrasses soit d'un côté soit de l'autre du chenal (Leopold, et al., 1992). Des terrasses non jumelées peuvent aussi apparaître lors de colluvionnement (Bridge & Demicco, 2008) ou lors d'une érosion de leur surface, ce qui modifie leur altitude apparente (Leopold, et al., 1992).

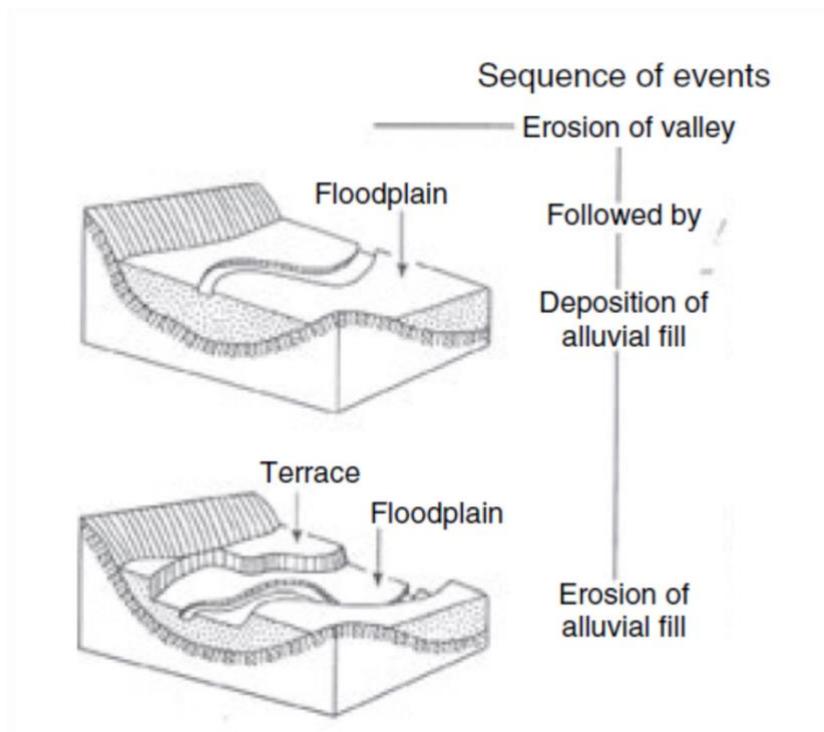


Figure 8: Schéma récapitulant les étapes de formation d'une terrasse d'érosion (Bridge & Demicco, 2008).

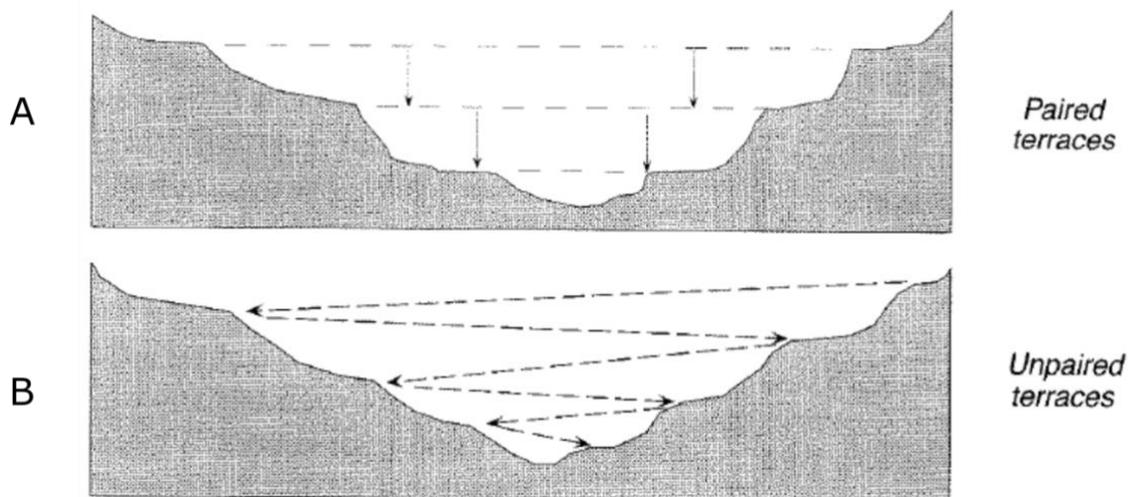


Figure 9: Coupes transversales schématique d'un système de terrasses jumelées (A) et non jumelées (B) (Burbank & Anderson, 2001).

En contexte fluvioglaciaire, les terrasses sont issues d'une variation du niveau de base ou d'une variation de l'altitude de la source d'eau qui est le glacier. Les processus de formation sont analogues à ceux de systèmes fluviaux.

La corrélation des terrasses entre elles est un outil intéressant pour des reconstitutions paléogéographiques et paléo-environnementales. La corrélation des terrasses se base sur le principe que pendant une période de stabilité, une rivière érodera ou construira une plaine alluviale de manière plus

ou moins continue le long de la vallée. Ainsi, le premier critère géomorphologique de corrélation est la continuité le long d'une vallée des terrasses selon un profil longitudinal, qui correspond au profil de la plaine d'inondation (Leopold, et al., 1992). Le second critère morphologique est l'altitude relative par rapport au chenal actuel, en effet deux terrasses pourront être corrélées si leurs altitudes relatives est la même (Leopold, et al., 1992). Néanmoins, les corrélations basées sur ces critères géomorphologiques peuvent devenir complexes à réaliser, notamment dans le cas de terrasses non jumelées (Burbank & Anderson, 2001). Il est donc important d'utiliser d'autres critères qui peuvent être chronologiques, stratigraphiques ou sédimentologies (Leopold, et al., 1992).

## Matériel et méthodes

### *Carte géomorphologique*

#### *Description des données*

La donnée utilisée pour la réalisation de la carte géomorphologique est le RGE ALTI de l'IGN. Il s'agit d'un modèle numérique de terrain maillé utilisé pour la description du relief français. Ce MNT est une interpolation de la surface du sol effectuée à partir de points acquis par LIDAR et par Radar. Le MNT est composé d'une grille régulière, l'altitude de chaque nœud correspond à l'altitude du terrain et le pas de cette grille en X et Y vaut 5 m. Le système de projection est en Lambert 93 sur le système géodésique local RGF93.

#### *Méthode*

La première étape de réalisation de la carte géomorphologique est de définir un moyen efficace de faire ressortir les morphologies fluviales. Le simple ombrage du MNT n'est pas suffisant puisque l'unique direction d'éclairage a le défaut de cacher les formes mal orientées. Il a donc été choisi de faire ressortir les morphologies à l'aide de cartes de pentes. Les plaines de la zone d'étude ont des pentes globalement inférieures à  $1,5^\circ$ , ainsi les pentes supérieures sont susceptibles de mettre en évidence les ruptures de pentes correspondant à des limites d'érosion telles que des chenaux ou des terrasses. Ces pentes ont été représentées sur des cartes de pentes et plus précisément, deux intervalles de pentes ont été déterminés empiriquement, puis représentés sur deux cartes indépendantes. Finalement, la première carte de pentes permet de faire apparaître les incisions et la seconde les terrasses fluviales.

Les pentes entre  $1,5$  et  $5^\circ$  (Fig. 10) ont été choisies car elles permettent de visualiser assez bien les chenaux d'érosions. Une carte représentant cet intervalle de pentes a été réalisée et permet de délimiter les bords de chenaux et ainsi de cartographier ces derniers.

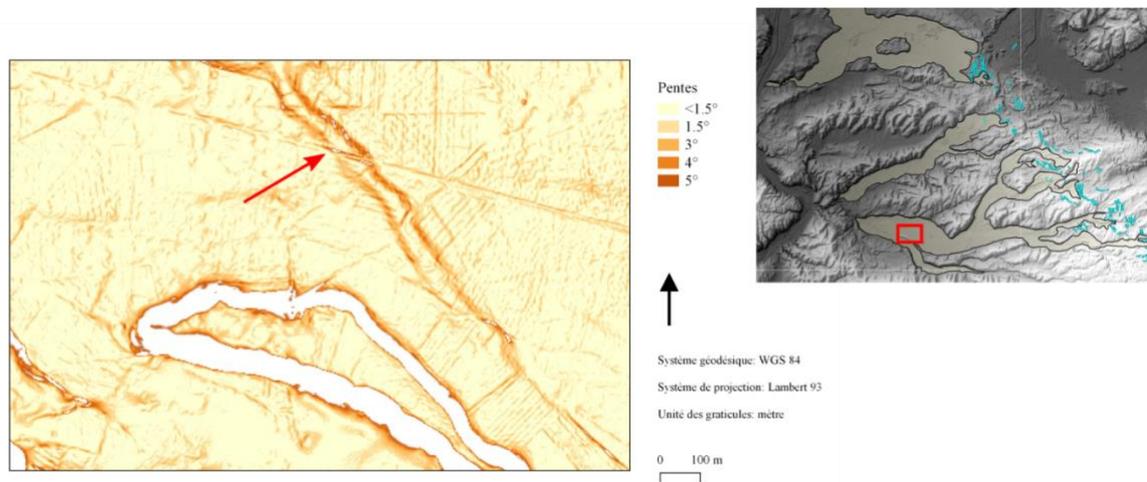


Figure 10: Extrait de la carte des pentes comprises entre  $1.5^\circ$  et  $5^\circ$  permettant la visualisation d'une incision (flèche rouge) au nord d'Eyzin-Pinet.

Les pentes entre  $5$  et  $16^\circ$  ont été choisies car elles permettent de visualiser les escarpements des terrasses fluviales. Comme pour les chenaux, l'intervalle a été représenté sur une carte de pente (Fig. 11), permettant de visualiser les gradins des différentes terrasses et de délimiter les terrasses. Dans un second temps, les terrasses ont été corrélées entre elles suivant des critères géomorphologiques. Ces critères sont des profils transversaux permettant de corréler des terrasses d'égale altitude et des profils longitudinaux permettant de vérifier la cohérence amont aval des pentes des terrasses.

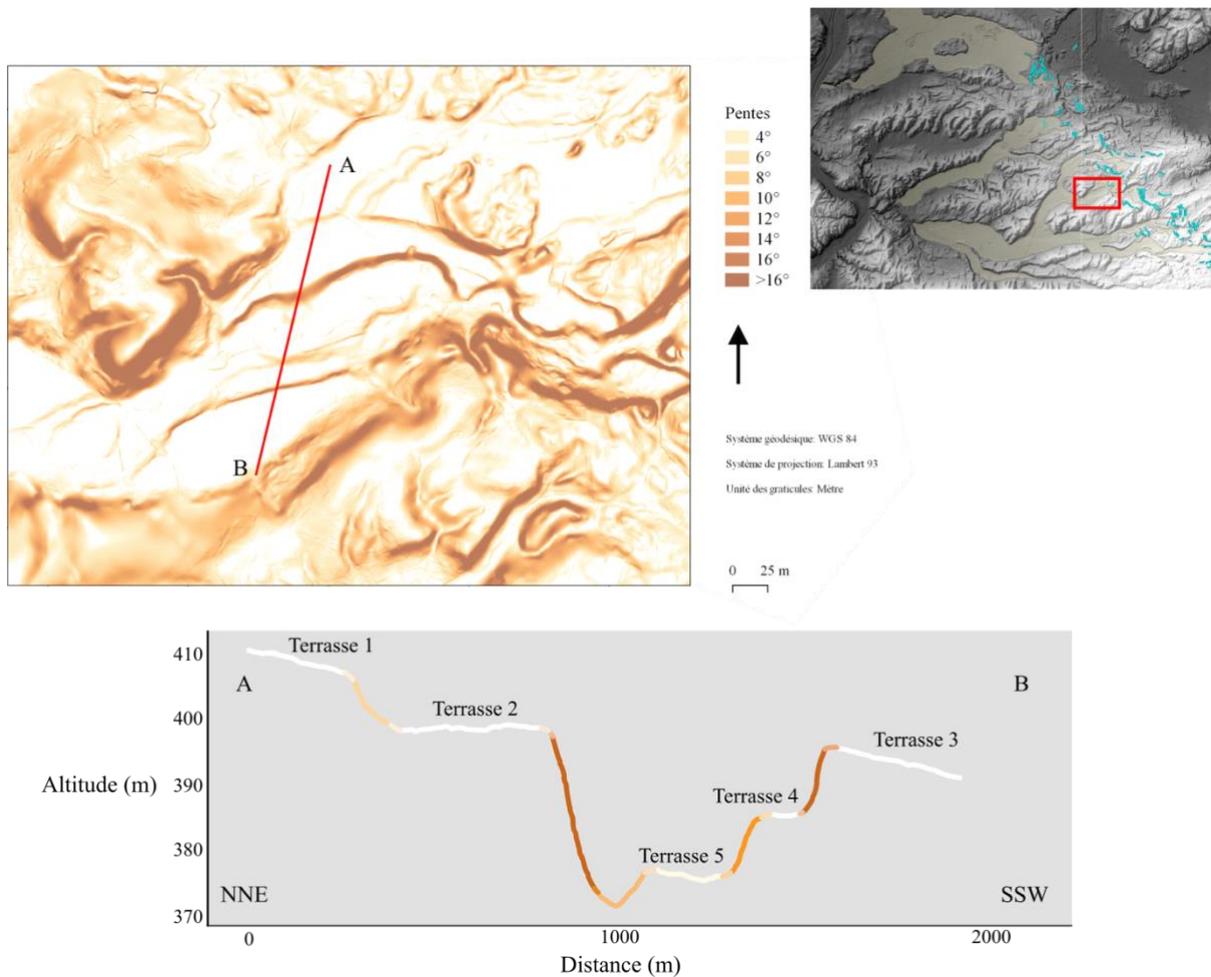


Figure 11: Extrait de la carte des pentes comprises entre 5 et 16° permettant la visualisation des terrasses fluviales et profil topographique mettant en évidence ces terrasses.

Les crêtes morainiques ont été identifiées grâce aux cartes géologiques du BRGM, aux travaux de Mandier (1984), au MNT (IGN 2003) et à quelques observations de terrains. Les crêtes morainiques ont été corrélées aux terrasses grâce aux profils topographiques longitudinaux. Les moraines peuvent être considérées comme représentatives de la position de la limite amont d'un bassin versant d'un épandage fluvioglaciaire. Ainsi, un ensemble de crêtes morainiques peut être corrélé à une terrasse lorsqu'il prend place à l'extrémité amont de la pente de cette terrasse, au point où passe la ligne de partage des eaux. Ceci a été effectué dans un premier temps dans le couloir de Moidieu où les terrasses sont très visibles. Des ensembles de cordons morainiques cohérents formant chacun une limite d'un bassin versant associé à un stade de retrait et à un niveau de terrasse ont ainsi été définis. Ces ensembles de cordons morainiques ont ensuite été étendus à l'ensemble de la zone d'étude en corrélant les crêtes morainiques des deux autres couloirs entre elles. De telles corrélations prennent en compte la topographie, l'écoulement de la glace et la géométrie du front d'un glacier par le biais de la formule de Lliboutry (Lliboutry, 1975). De cette manière, différents ensembles de crêtes morainiques associés chacun à un niveau de terrasse et à un stade de retrait ont été définis à l'échelle de la zone d'étude. Enfin, les terrasses des deux autres couloirs, ont été attribuées à un stade de retrait grâce à la corrélation entre les ensembles de crêtes morainiques. De cette manière toutes les terrasses des trois couloirs ont été associées avec un stade de retrait.

## *Carte de l'isopaque du Quaternaire et coupes géologiques*

### *Description des données*

Les coupes géologiques ont été dessinées à partir des forages de la BSS réalisés dans les couloirs de la zone d'étude qui permettent de reconnaître les lithologies constituant les dépôts fluvioglaciers, glaciolacustre, le till et le substratum. Les dépôts fluvioglaciers ont été reconnus aisément dans les forages grâce à leur composition typique en galets, graviers et sables en proportion variables et avec une quantité négligeable en silt et en argile. A l'inverse, le till a été reconnu comme un mélange riche en argile et en silt associé à des blocs, galets, graviers et sable en quantité variable. Enfin, les dépôts glaciolacustres sont facilement reconnaissables dans les forages car ils apparaissent comme des niveaux uniquement composés de silt et ou d'argile. Le Miocène qui représente la majeure partie du substratum apparaît dans les forages sous forme de « sable » ou de « sable molassique », le plus souvent massif sur des épaisseurs importantes. Le risque de confusion avec des niveaux sableux présents dans les dépôts quaternaires est limité, en effet lorsque ces derniers contiennent des lentilles sableuses, elles n'excèdent rarement un mètre d'épaisseur. En revanche le risque de confusion entre les dépôts fluvioglaciers et les faciès conglomératiques du Miocène est plus important car les descriptions des forages sont très souvent trop limitées ou ambiguës pour une bonne discrimination de ces deux lithologies. Ainsi afin de minimiser les possibles erreurs, la profondeur du Miocène a été vérifiée en prenant en compte la tendance se dessinant au regard des forages alentours. Les forages indiquant des valeurs trop éloignées de ces tendances n'ont pas été utilisés. Enfin, les autres lithologies rencontrées formant le substratum sont représentées par les micaschistes du socle primaire et des calcaires retrouvés très localement et très facile à reconnaître avec les données de forages.

La carte de l'isopaque du Quaternaire du couloir d'Heyrieux a été réalisée à partir des données de forages ayant atteint le substratum. Outre des points de forages, des points d'affleurement du Miocène autour du couloir ont été utilisés. Les cartes géologiques ont ainsi permis d'extraire des coordonnées  $x$  et  $y$  des points et le MNT a été utilisé pour en extraire l'altitude  $z$ . Enfin, quelques points ont été acquis grâce à des relevés GPS dans les carrières où le Miocène était affleurant (Fig. 12). Pour le couloir de Moidieu, seuls les points de forage et d'observation en carrière mais pas les points d'affleurement ont été considérés. En effet les points de forage dans cette zone sont peu nombreux et des artefacts sont apparus lorsque les points d'affleurement ont été considérés. Ces points d'affleurements surestimaient effectivement beaucoup trop l'altitude du substratum et n'ont donc pas été utilisés. Enfin pour le couloir de Septeme, le nombre de points de forage beaucoup trop faible et l'absence de points d'observation n'ont pas permis de réaliser la carte isopaque.

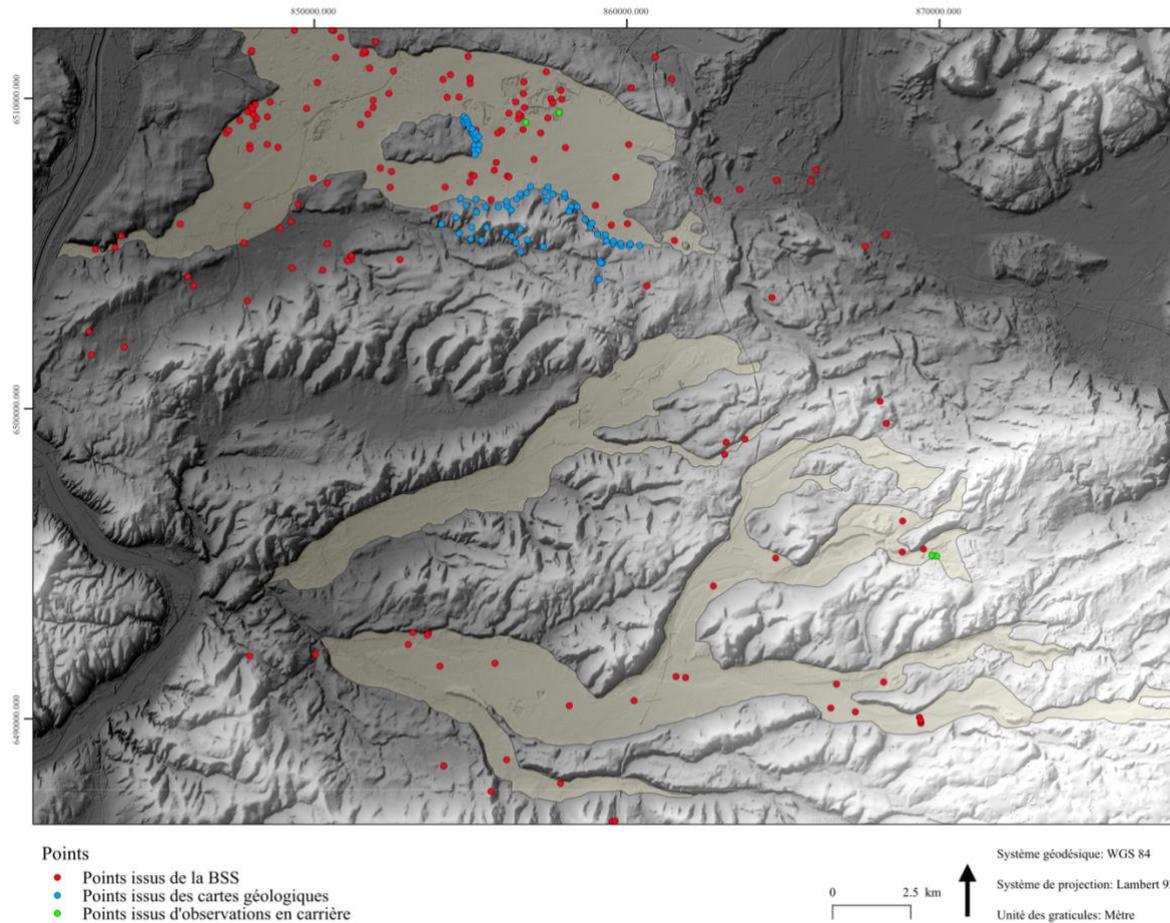


Figure 12: Carte de localisation des points utilisés pour la réalisation de la carte du substratum du Quaternaire et de la carte de l'isopaque du Quaternaire.

### Méthode

La carte du mur du Quaternaire a été réalisée par krigeage ordinaire avec le logiciel SAGA sur toute la zone d'étude. Cette carte du mur du Quaternaire a ensuite été découpée au niveau des couloirs d'Heyrieux et de Moidieu, puis la carte de l'isopaque du quaternaire a été simplement réalisé en soustrayant les altitudes du mur du Quaternaire aux altitudes du MNT. Les différents couloirs de la zone d'étude sont principalement couverts de champs agricoles et très peu de forêts qui peuvent surestimer l'altitude du sol, ainsi le MNT des vallées mortes a été considéré comme étant le toit du Quaternaire. Il est à noter que la carte de l'isopaque montre localement des valeurs négatives. Ces valeurs liées à la méthode d'interpolation ont été supprimées. En effet la carte du mur du Quaternaire est relativement lissée, ainsi certaines zones peuvent montrer des altitudes supérieures à celle du MNT notamment en bordure des vallées mortes ou les ruptures de pentes de la topographie sont fortes. Les coupes géologiques ont été réalisées simplement à partir des données de forages auquel un profil topographique issu du MNT a été ajouté.

# Sédimentologie

## Résultats

Quatre carrières de granulats à Artas (Fig. 13), Eyzin-Pinet (Fig. 15), Oytier (Fig. 17) et à St Pierre de Chandieu (Fig. 19) ont été visitées afin de décrire les dépôts fluvioglaciaires des trois couloirs de la zone d'étude. L'observation des dépôts a permis de définir différents faciès représentés sur des logs stratigraphiques synthétiques (Fig. 14, 16, 18 et 20). Pour chaque faciès, les courbes granulométriques et le pourcentage de classe granulométrique sont données respectivement dans les annexes 2 et 3. La signification des symboles utilisés est résumée ci-dessous :

- |   |  |
|---|--|
|  Trough cross-bedding    |  Rides de courant |
|  Planar cross-bedding    |  Galet mou        |
|  Sigmoidal cross-bedding | SE Surface d'érosion   |

## Artas

La carrière d'Artas est localisée à environ 500 m à l'E du village (Fig. 13), à environ 430 m d'altitude en amont du couloir de Moidieu. Cette carrière est exploitée par l'entreprise Gachet pour l'extraction de granulats. Elle est située dans des dépôts fluvioglaciaires se raccordant aux moraines du complexe interne, à 500 m à l'E de la carrière. Cette vallée est encaissée dans les dépôts molassiques du Miocène (m2) recouvert au sud par des dépôts morainiques Gx et Gya de la carte géologique de la Cote St André (Monjuvent, et al., 1975) et au nord par les dépôts morainiques Gx5 de la carte géologique de Bourgoin Jailleu (Elmi, et al., 1986).

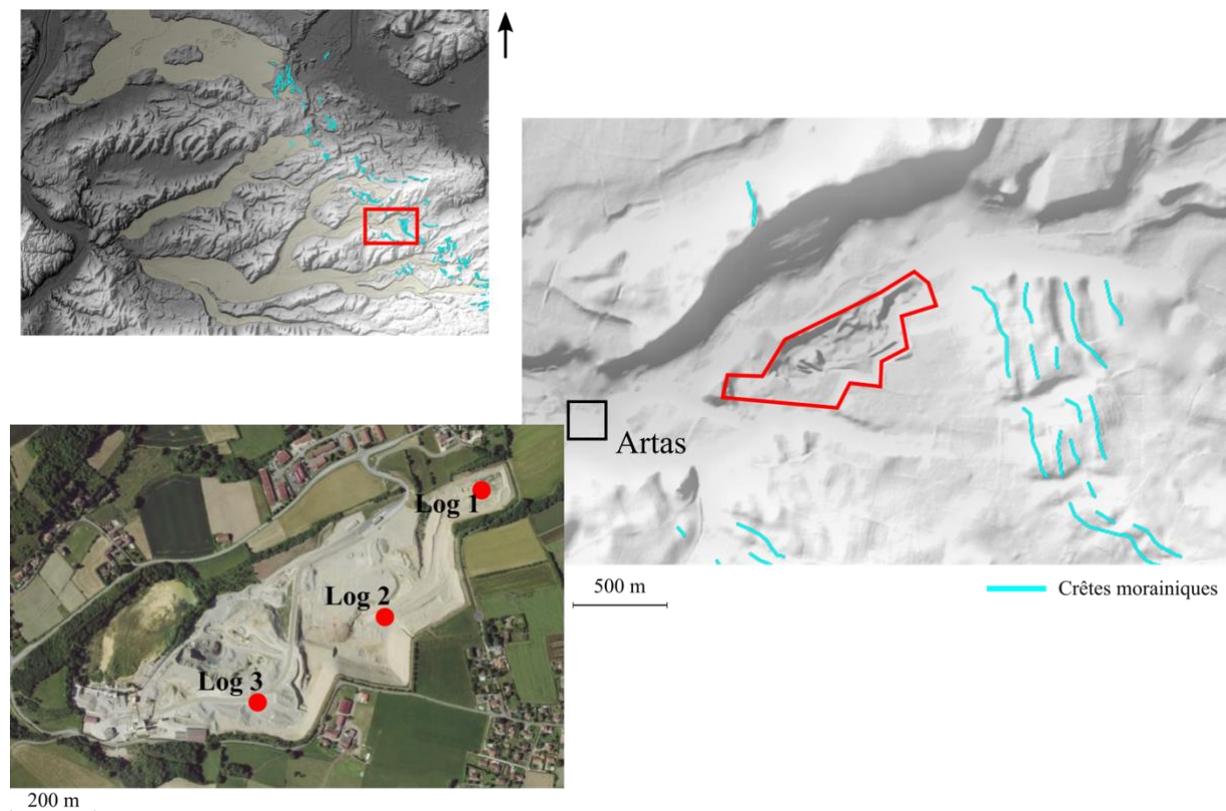


Figure 13: Carte de localisation de la carrière d'Artas (polygone rouge) et des logs réalisés (points rouges).

Les dépôts observés en carrière au point  $x = 870279,0 / y = 6495675,5$  (Lambert 93) sont représentés sur le log 1 dont la base est à 430 m d'altitude et montrant les faciès A1 et A2. Le log 2 réalisé au point  $x = 856842,32 / y = 6509345,06$  (Lambert 93) et dont la base est à 413 m d'altitude montre les faciès A3 et A4. Enfin le log 3 levé au point de coordonnées  $x = 869857,72 / y = 6495193,29$  dont la base est à 402 m d'altitude, montre le faciès A3 (Fig. 14)

A1 est composé d'un conglomérat polygénique à galets et graviers (granites, quartz, quartzite, schistes, poudingue, calcaires, grès, silex et lutites) à matrice de sable moyen à grossier beige. Le faciès est mal trié (Annexe 2) et le D50 est d'environ 10,5 mm (Annexe 3). Les éléments sont peu sphériques et sont subanguleux à bien arrondis. Ce faciès montre une stratification floue oblique plane dans de petites séquences limitées par des « trough cross bedding » et par des surfaces d'érosion. Ces séquences à granoclassement normal se terminent parfois par des lentilles sableuses, de plus en plus épaisses et nombreuses vers la base du faciès. Ces lentilles contiennent des rides de courant.

A2 est composé d'un conglomérat polygénique à galets et graviers de même lithologie que A1 à matrice de sable moyen à grossier beige. Ce faciès est relativement massif et contient quelques blocs (diamètre supérieur à 25 cm), la stratification extrêmement peu marquée semble horizontale. Malheureusement aucun échantillon n'a été prélevé pour ce faciès afin d'en déterminer la granulométrie et la morphologie des clastes. Néanmoins les observations en carrières ont montré que ce faciès est très mal trié et plus grossier que la faciès A1.

A3 est un conglomérat de même composition que A1, mais contenant quelques blocs (diamètre supérieur à 25 cm). Le faciès est mal trié (Annexe 2) et le D50 est d'environ 25 mm (Annexe 3). Les clastes sont peu sphériques avec de rares éléments très sphériques, ils sont subanguleux à bien arrondis. Les clastes sont légèrement imbriqués et la stratification est nette. Des niveaux montrent une absence de matrice et alternent avec des niveaux à matrice sableuse. On observe dans les séquences conglomératiques, des granoclassement normaux et des structures en auges à grande échelle, montrant un remplissage de type « planar cross-bedding ». Les séquences sont limitées par des « trough cross-bedding » et contiennent des lentilles sableuses de longueur métrique et d'épaisseur décimétrique avec des rides de courant.

A4 est constitué d'un conglomérat polygénique à galets et graviers de même lithologie que les faciès A1, à matrice de sable grossier beige. Le faciès est mal trié (Annexe 2) et le D50 est d'environ 11 mm (Annexe 3). Les éléments sont peu sphériques ou très rarement sphériques et ils sont très anguleux à bien arrondis. La stratification est très floue, et semble oblique plane et certains bancs sont sans matrice. Les séquences à granoclassement normal sont délimitées par des trough cross-bedding. Elles montrent parfois des lentilles de sable de longueur métrique et d'épaisseur décimétrique avec des rides de courant.

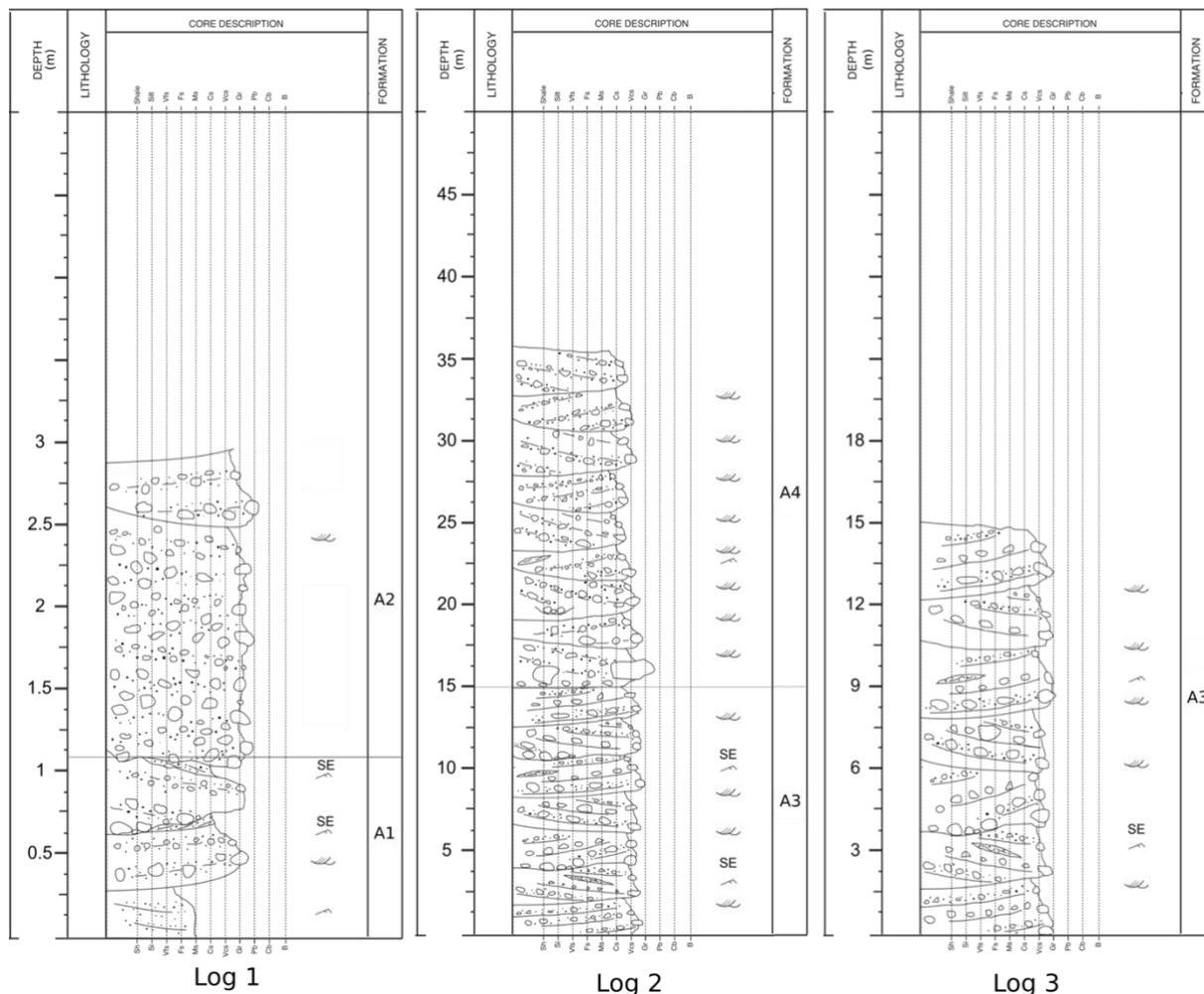


Figure 14: Log stratigraphiques synthétiques 1, 2 et 3 réalisés à la carrière d'Artas.

### Eyzin-Pinet

La carrière d'Eyzin-Pinet est localisée à environ 2,4 km au N de la commune (Fig. 15), à 262 m d'altitude à l'aval du couloir de Moidieu. L'entreprise R.E.M. exploite cette carrière de granulats qui est située dans des dépôts fluvioglaciaires se raccordant aux moraines du complexe interne. Cette vallée morte est limitée au nord et au sud par les dépôts morainiques ancien Gy4 de la feuille de Vienne (Chenevoy, et al., 1971).

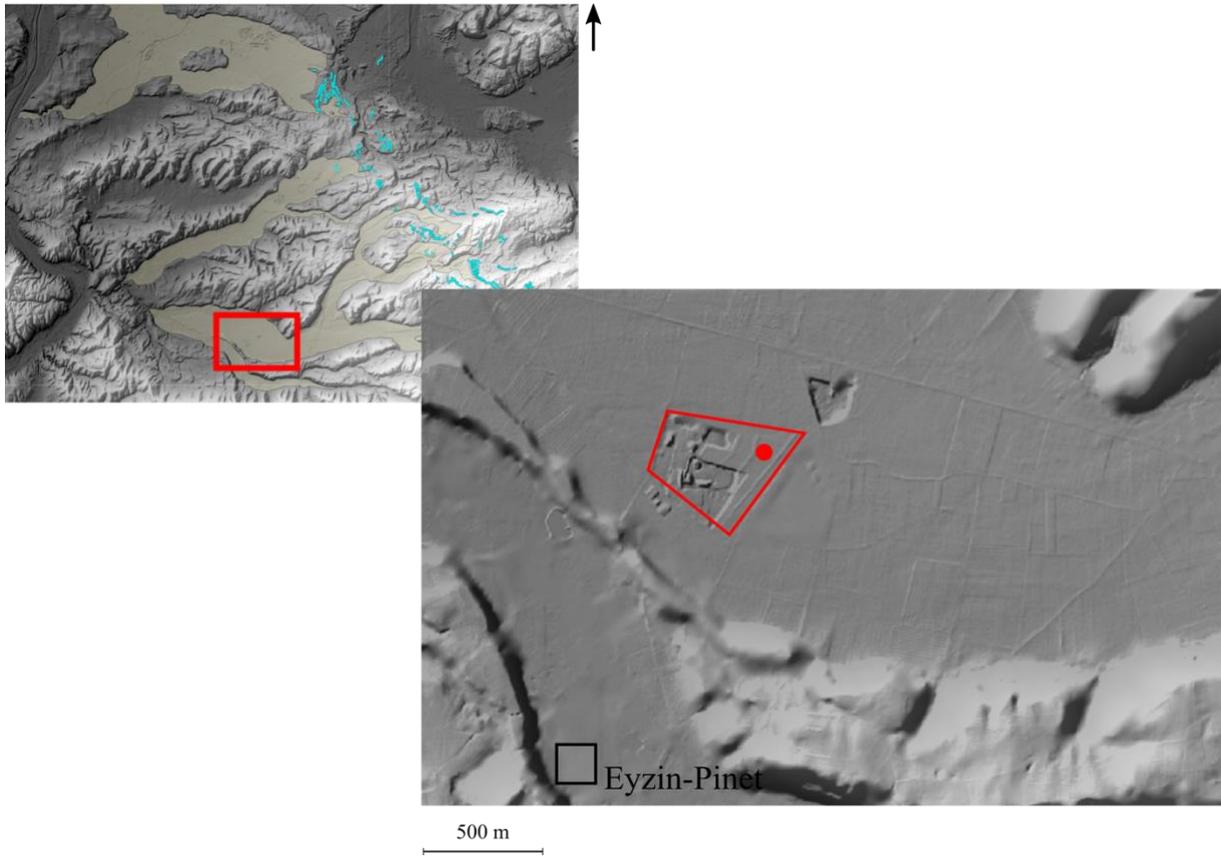


Figure 15: Carte de localisation de la carrière d'Eyzin-Pinet (polygone rouge) et des logs réalisés (points rouges).

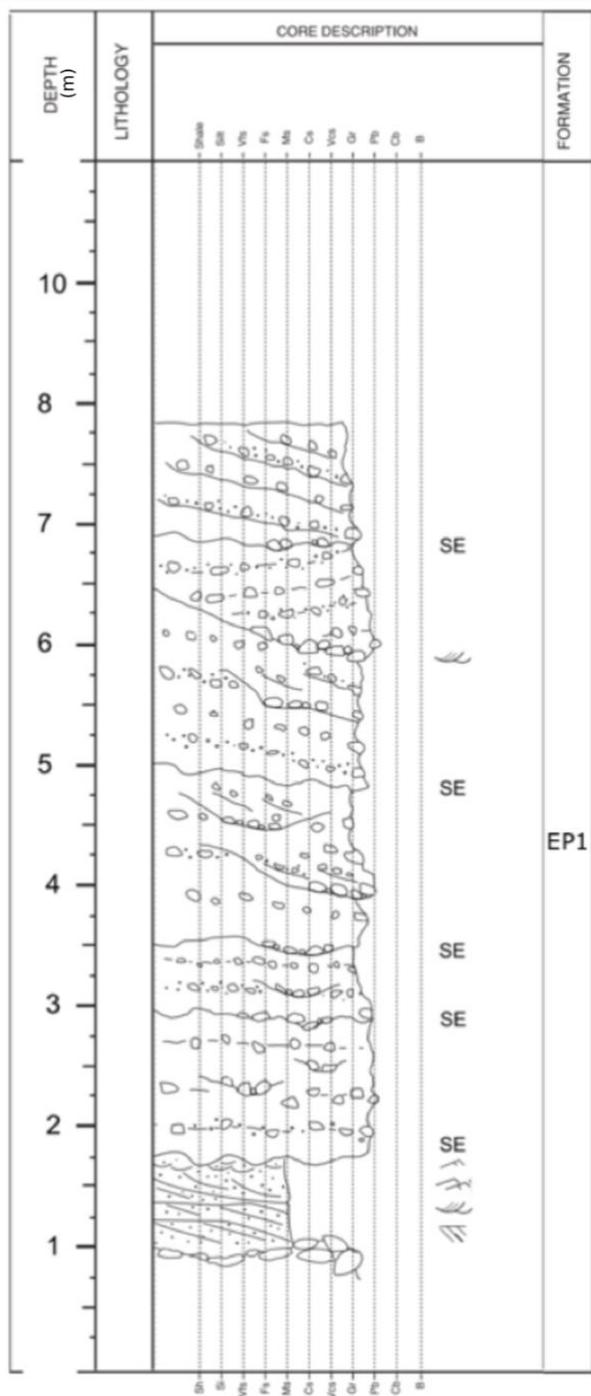


Figure 16: Log stratigraphiques synthétiques réalisé à la carrière d'Eyzin-Pinet

Les dépôts décrits en carrière au point  $x = 856924,80 / y = 6490453,33$  (Lambert 93) et à environ 254 m d'altitude, ont été regroupé sur le log ci-contre (Fig. 16) en un faciès EP1.

EP1 est majoritairement composé par un conglomérat polygénique constitué de gravier et galets, (granites, quartz, quartzite, schistes, poudingue, calcaires, grès, silex et lutites) avec de rares blocs à matrice de sable moyen beige. Le faciès est mal trié (Annexe 2) et le D50 est d'environ 30 mm (Annexe 3). Les clastes sont peu sphériques avec de rares éléments très sphériques, ils sont subanguleux à bien arrondis. Les clastes sont légèrement imbriqués et la stratification est massive à diffuse. Quelques niveaux montrent une absence de matrice et des clastes imbriqués. On observe dans certaines séquences conglomératiques, des granoclassement normaux et des structures en auge à grande échelle, montrant un remplissage de type « planar cross-bedding ». Les autres séquences montrent une stratification plane horizontale et contiennent de petits chenaux.

A la base on observe des niveaux sableux (Sable moyen à sable fin), lenticulaire à morphologie en auge, d'environ 5 mètres de longueur et épaisses de 40 à 60 cm. On note la présence de stratifications obliques planes passant latéralement à une stratification oblique tangentielle. A plus petite échelles, on note la présence de rides de courants et de quelques rides grimpantes.

## Oytier

La carrière de Oytier est localisée à environ 2,2 km au NE de la commune (Fig. 17), à environ 265 m d'altitude en amont du couloir de Septeme. Elle est exploitée par CEMEX pour la production de granulats. La carrière est située dans des dépôts fluvioglaciaires se raccordant aux moraines du complexe interne. Cette vallée morte est limitée au nord comme au sud par les dépôts molassiques Miocène m2 recouvert par les dépôts morainiques ancien Gy4 et par du loess OEy de la feuille de Givors (Chenevoy, et al., 1969).

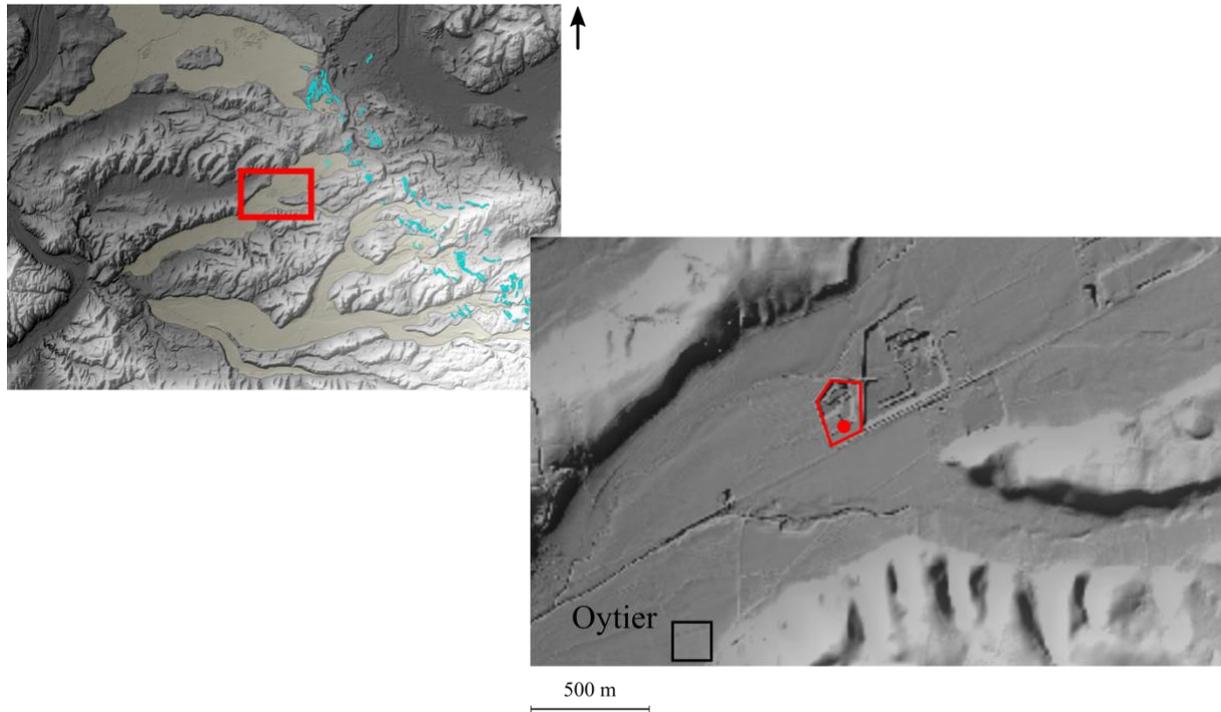


Figure 17: Carte de localisation de la carrière de Oytier (polygone rouge) et des logs réalisés (points rouges).

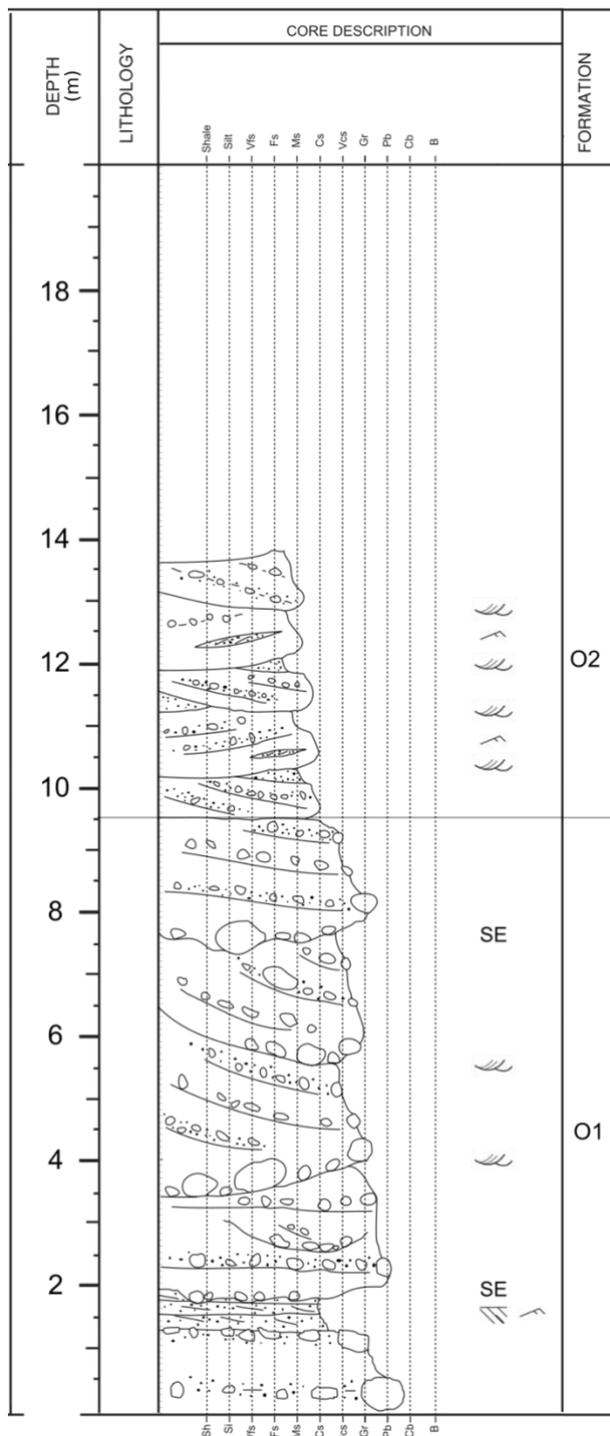


Figure 18: Log stratigraphiques synthétiques réalisés à la carrière de Oytier.

par des trough cross-bedding. Enfin, les séquences peuvent contenir des lentilles sableuses abritant des rides de courant.

Les dépôts décrits en carrière au point  $x = 858319,50 / y = 6499332,44$  (Lambert 93), sont représentés sur le log ci-contre (Fig. 18) montrant deux faciès O1 et O2.

O1 est composé d'un conglomérat polygénique constitué de graviers, galets et de quelques blocs (granites, quartz, quartzite, schistes, poudingue, calcaires, grès, silex et lutites), à matrice de sable grossier beige. A noter que certains éléments étaient encrustés d'argile. Le faciès est mal trié (Annexe 2), avec un D50 d'environ 35 mm (Annexe 3). Les clastes sont peu sphériques avec de rares éléments très sphériques, ils sont anguleux à bien arrondis. Les clastes sont parfois imbriqués et la stratification est floue à nette. Elle est soulignée dans tout le faciès par des alternances de bancs avec matrice et de bancs sans matrice. On observe dans certaines séquences conglomératiques, des granoclassements normaux et des structures en auges à grande échelle, montrant un remplissage de type « planar cross-bedding », ou d'autre avec une stratification oblique tangentielle. Ces séquences sont limitées par des « trough cross-bedding ». Enfin, on trouve dans d'autres séquences une stratification plane horizontale, qui abrite de petits chenaux. A la base du faciès, on observe une lentille de sable de 8 m de longueur et épaisse d'environ 40 cm. A l'intérieur de cette lentille, la stratification est horizontale. A plus petite échelle, des rides de courant sont présentes.

O2 est composé d'un conglomérat de même composition que O1. Le faciès est mal trié (Annexe 2) et le D50 est d'environ 22 mm (Annexe 3). Les éléments sont peu sphériques avec de rares éléments très sphériques, ils sont subanguleux à bien arrondis. La stratification est floue à nette, oblique plane et soulignée par des alternances de bancs avec matrice et de bancs sans matrice. Ces séquences à granoclassement normal se finissent parfois par un niveau sableux et sont délimitées

### *St Pierre de Chandieu*

La carrière de St Pierre de Chandieu est localisée à environ 3 km au NNE de la commune (Fig. 19), à environ 250 m d'altitude dans le couloir d'Heyrieux. Cette carrière est également exploitée par CEMEX pour le granulats. Elle est située dans des dépôts fluvioglaciaires se raccordant aux moraines du complexe interne. Cette vallée morte est limitée au nord par les dépôts morainiques ancien Gy4 de la feuille de Givors (Chenevoy, et al., 1969). Elle est limitée au sud par les molasses sableuse Miocènes m2 de la feuille de Givors ponctuellement recouvertes du loess OEy et de moraines Gy4 (Chenevoy, et al., 1969), dont l'ensemble forme un relief culminant à environ 350 m d'altitude, soit 100 m au-dessus de la plaine actuelle.

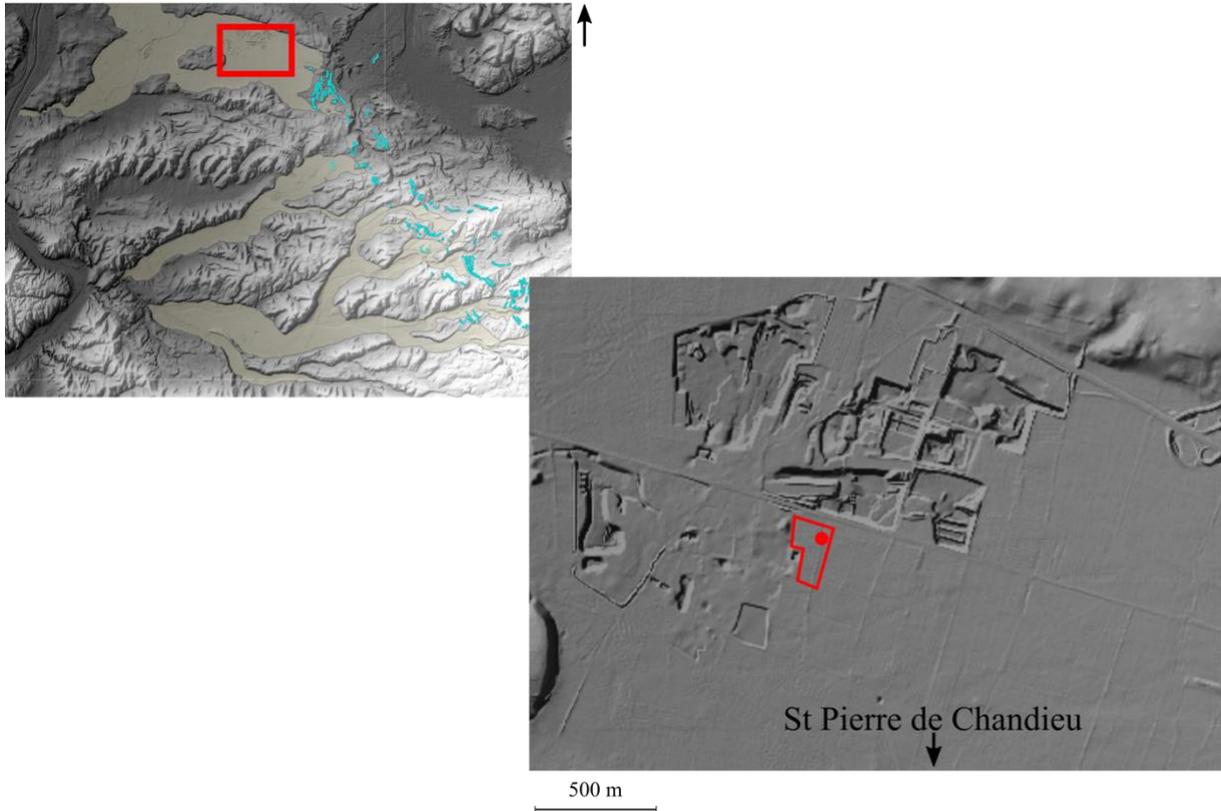


Figure 19: Carte de localisation de la carrière de St Pierre de Chandieu (polygone rouge) et des logs réalisés (points rouges).

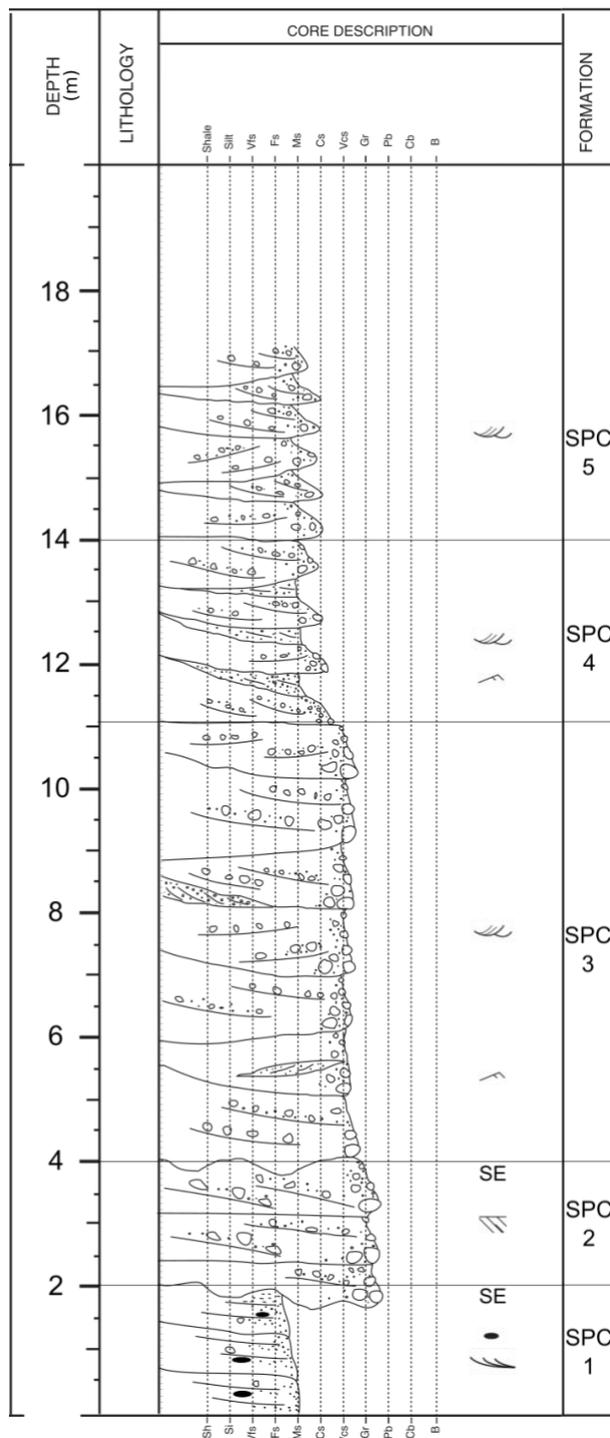


Figure 20: Log stratigraphiques synthétiques réalisés à la carrière de St Pierre de Chandieu.

métrique et de quelques dizaines de centimètre d'épaisseur. Ces lentilles sont soit obliques soit en auge.

SPC 4 est constitué d'un conglomérat de même composition que celui de SPC3. Le faciès est mal trié (Annexe 2), le D50 vaut environ 10 mm (Annexe 3). Les éléments sont peu sphériques avec de rares éléments très sphériques, et sont anguleux à bien arrondis. La stratification oblique tangentielle est nette. Les séquences à granoclassement normal sont séparées par des « trough cross-bedding » et se terminent par des lentilles de sables en auge avec des rides de courants.

SPC 5 est composé d'un conglomérat polygénique à galets et graviers de même lithologie que SPC2 à matrice de sable grossier beige. Le faciès est mal trié (Annexe 2) et le D50 est d'environ 13 mm (Annexe

Les dépôts observés en carrière au point  $x = 856842, 32/ y = 6509345,06$  (Lambert 93) sont représenté sur le log ci-contre (Fig. 21) montrant les faciès SPC1, SPC2, SPC3, SPC4 et SPC5 (Fig. 20).

SPC1 est constitué de sable jaune à brun micassé avec quelques graviers arrondis et quelques galets mous. Ces galets mous contiennent parfois des coquilles de gastéropodes. Le faciès se termine par un banc de silt. Le banc sableux abrite des zones cimentées en flute. Enfin, la seule structure visible est une stratification sigmoïde.

SPC2 est composé d'un conglomérat polygénique constitué de galets et graviers (granites, quartz, quartzite, schistes, poudingue, calcaires, grès, silex et lutites), à matrice de sable grossier brun. Le faciès est mal trié (Annexe 2) avec un D50 d'environ 12 mm (Annexe 3). Les clastes sont peu sphériques à très sphériques, et sont sub-arrondis à bien arrondis. En outre ces éléments ont subis une altération importante. Ce faciès montre une stratification oblique plane nette, soulignée par des alternances de bancs avec ou sans matrice. Les séquences à granoclassement normal sont séparées par des « trough cross-bedding ».

SPC3 est un conglomérat polygénique constitué de galets et graviers de mêmes lithologies que SPC2, à matrice de sable moyen beige. Le faciès est mal trié (Annexe 2) et le D50 est d'environ 9 mm (Annexe 3). Les éléments sont peu sphériques à très sphériques, et sont sub-arrondis à bien arrondis. Les clastes sont imbriqués et la stratification est nette. Elle est soulignée par des alternances de bancs avec matrices et sans matrice. Les séquences à granoclassement normal sont séparées par des « trough cross-bedding » et montrent une stratification oblique plane. Les séquences se terminent parfois par un niveau sableux avec des rides de courant et peuvent contenir des lentilles sableuses de longueur

3). les éléments sont peu sphériques avec de rares éléments très sphériques, anguleux à bien arrondis. Les séquences à granoclassement normal se terminent par un niveau riche en sable et révèlent une stratification oblique plane, soulignée par des niveaux à matrice alternant avec d'autre sans matrice. Ces séquences sont limitées par des « trough cross-bedding ».

### *Interprétation et discussion*

Le faciès SPC1 (Fig. 21 A) est issu d'un dépôt de marée. Les stratifications obliques sigmoïdes sont issues de la migration de dunes tidale (Reynaud & Dalrymple, 2012). Ces dunes transportent principalement du sable et laisse un dépôt bien trié. Les galets mous sont issus de l'érosion de niveaux d'argiles lors de la propagation des dunes tidales (Stride, 1982). Ces niveaux argileux sont issus de bouchons vaseux, ces derniers se formant par flocculation des argiles en suspension en zone de contact entre de l'eau douce et de l'eau de mer. Les niveaux horizontaux silteux sont issus de la propagation de dunes tidales de faible énergie (Stride, 1982). Enfin, les zones cimentées sont le fruit de phénomènes diagénétiques ayant localement grésifié ce faciès. Ces dépôts correspondent à un environnement intertidale caractéristique du Serravalien retrouvé à Heyrieux (Lesueur, et al., 1990). Ces dépôts étaient jusqu'à présent considéré comme faisant partie du Quaternaire, notamment dans les interprétations des forages de la BSS. En réalité ces dépôts font partie de la molasse miocène qui forme la majorité du substratum du Quaternaire de la zone d'étude.

Les faciès EP1, A2 et O1 montrent des stratifications horizontales qui sont typiquement le fruit d'un dépôt lorsque le courant est fort (Brodzikowski & Van Loon, 1990), en période de crue, générant de surcroit une érosion du sommet des séquences sous-jacentes. Ces stratifications horizontales sont issues de migration de nappes de charriage de graviers (Goutaland, 2008). Les séquences de graviers massifs et mal triés avec des clastes allant jusqu'à la taille d'un bloc résultent d'écoulement hyperconcentrés (Mulder & Alexander, 2001). Les conglomérats à structures en auge et à litage oblique plan représentent la migration de mégarides 3D et 2D liées à des courants turbulents d'eau de fonte, les granoclassements normaux de certaines séquences indiquent des conditions de décrue (Mulder & Alexander, 2001). La présence de conglomérat sans matrice, correspond au dépôt progressif de charge de fond durant les phases de crues (Rust, 1978). Les lentilles sableuses correspondent à des remplissages de chenaux par un courant faible, par des processus tractifs entraînant la mise en place de mégarides 2D et 3D et de rides (Ashley & Boothroyd, 1975). Ces lentilles sont probablement les stades finaux de remplissage de chenaux.

Les faciès SPC2, SPC3, SPC4, SPC5, O2, A4, A3 et A1 sont des dépôts de barres laissant des limites de séquences en trough cross-bedding, dans un système de rivières à chenaux en tresses où le sédiment a été transporté par traction. Les alternances de bancs avec matrice et sans matrice sableuse témoignent de la migration de barres (Rust, 1972) (Carling, 1990), pendant les périodes de fort débit. L'argile présente localement, est un dépôt secondaire qui peut être dû à des battements de nappe (Siegenthaler & Huggenberger, 1993). Ces faciès correspondent probablement des dépôts de cut-and-fill, interprété comme un remplissage de creux d'érosion (Siegenthaler & Huggenberger, 1993). Dans les réseaux en tresse, ces dépressions se forment dans les courbes et les confluences. Deux processus permettent le remplissage, le premier étant un dépôt au niveau du foreset par éboulements, le second étant une accréation latérale. Les niveaux sableux se mettent en place en bas régime d'écoulement, à la fin du remplissage (Siegenthaler & Huggenberger, 1993). Ces lentilles apparaissent soit en marge des barres soit dans les chenaux pour les lentilles en auges (Ashley & Boothroyd, 1975). Le remplissage se fait par traction entraînant la mise en place de rides de courant (Ashley & Boothroyd, 1975). Les granoclassements normaux des séquences indiquent des conditions de décrue (Mulder & Alexander, 2001). La granulométrie très contrastée entre les galets gravier et les sables témoigne de fortes variations du débit, caractéristique des dépôts fluvioglaciaires.

Les faciès EP1, A2 et O1 caractérisent donc un environnement de type rivière en tresse, l'ensemble des structures montrant l'enregistrement d'écoulements hyperconcentrés (Fig. 21). Les faciès SPC3, SPC4, SPC5, O2, A4, A3 et A1 correspondent à des dépôts typiques de barres superposés (Fig. 21). L'ensemble de tous ces faciès marque donc un système de rivière en tresse avec des périodes de crues et de décrues ce qui est caractéristique d'un système fluvial proglaciaire, d'un environnement relativement proximal de type Scott (Miall, 1978).

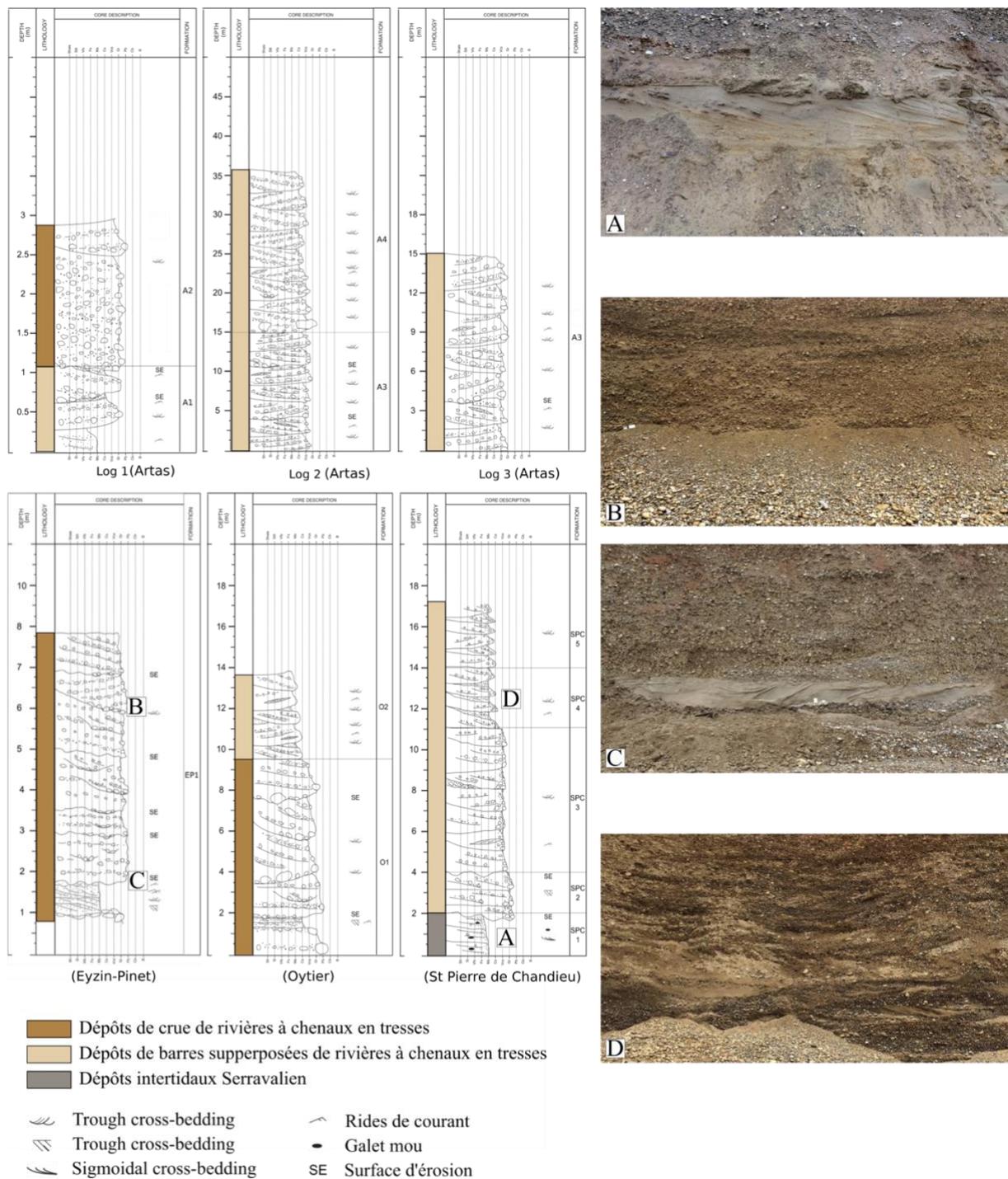


Figure 21: Synthèse des différents faciès observés en carrière et leurs interprétations en termes d'environnement de dépôt.

Cet environnement de dépôt fluvio-glaciaire proglaciaire proximal est retrouvé au maximum à environ 16 km des cordons morainiques dans le couloir de Moidieu au niveau de la carrière d'Eyzin-Pinet. Ceci est en accord avec ce qui est observé dans des dépôts analogues actuels. En effet ce type de dépôts s'étendent jusqu'à 16

km en aval du front du glacier couvrant les parties hautes et médianes des cônes proglaciaires Scott et Yana en Alaska (Ashley & Boothroyd, 1975). Les dépôts de la zone d'étude restent néanmoins très pauvres en sable. La présence de rivières à chenaux en tresse à 16 km en aval des crêtes morainiques du couloir de Moidieu est également en accord au regard de systèmes proglaciaires actuels comparables. Deux systèmes en Alaska montrent par exemple des rivières proglaciaires à chenaux en tresses jusqu'à 33 km en aval du front du glacier (Kahiltna river) ou jusqu'à 35 km en aval du front (Gakona river). Un autre système actuel dans le territoire du Yukon montre des chenaux en tresses jusqu'à 80 km en aval du front glaciaire. Les couloirs de la zone d'étude sont finalement trop courts pour que les rivières proglaciaires qui s'y écoulaient aient pu exprimer d'autres morphologies et pour observer des faciès issus d'environnements de dépôts plus distaux.

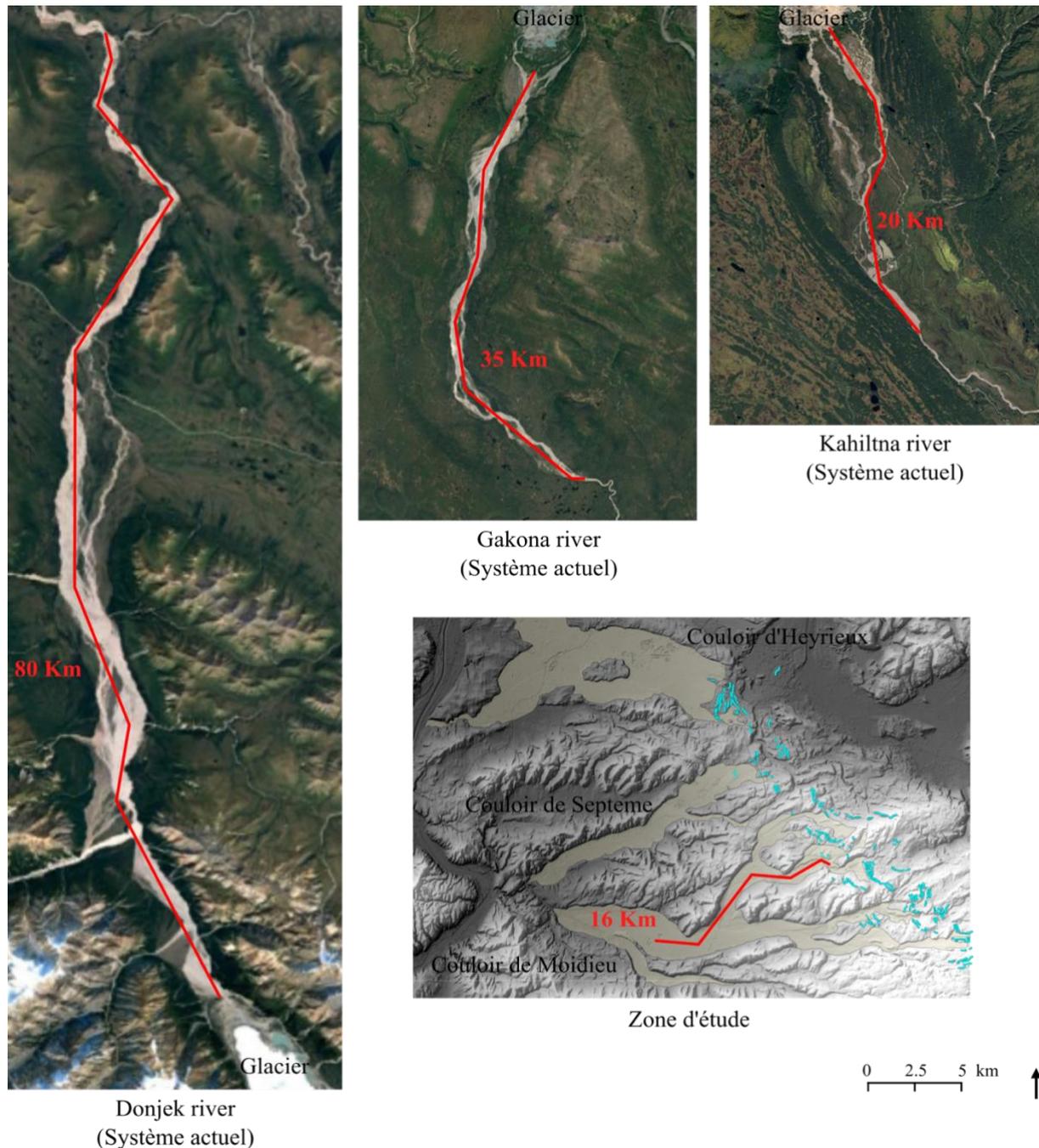


Figure 22: Comparaison de la longueur des parties montrant des rivières à chenaux en tresses de sandurs actuel par rapport à la position du log le plus distal montrant des dépôts de rivières à chenaux en tresse dans la zone d'étude. L'ensemble des clichés sont à la même échelle.

Les rivières à chenaux en tresses sont des réseaux de chenaux très instables, les barres qui les séparent sont éphémères (Ashmore, 2013), il en résulte une grande variabilité latérale et verticale des dépôts. En outre, chaque étape de retrait du glacier ne sont pas à une distance suffisante en amont de l'étape précédente pour que les dépôts associés présentent des faciès contrastés. Ceci se traduit ainsi par la présence d'un seul environnement de dépôts, et par voie de conséquence par une impossibilité de pouvoir discriminer des dépôts associés à un niveau de terrasse, ce qui pourra être réalisé uniquement avec l'aide de datations. Il en est de même pour la granulométrie qui ne montre pas de lien clair entre la taille des clastes et la proximité de la source. Le même problème se répète avec la morphologie des grains qui ne montre pas de tendances différentes en fonction de la distance à la source. Le critère granulométrique et la morphologie des clastes sont en outre potentiellement biaisés par la masse restreinte (environ 25 kg par échantillon) de sédiment prélevé pour effectuer ces deux analyses.

## Géomorphologie

### *Résultats*

#### *Carte géomorphologique*

La carte géomorphologique (Fig. 23) montre des différences importantes entre les trois couloirs. Le couloir de Moidieu est géomorphologiquement le plus riche avec quatre terrasses identifiées. Les très hautes terrasses sont les plus rares et se raccorde avec aucuns cordons morainiques. Les hautes terrasses se raccordent à un ensemble de cordons morainiques qui sont les plus externes. Les terrasses moyennes se raccordent quant à elle à un ensemble de cordons en position intermédiaire et enfin les basses terrasses sont associées à un ensemble de crêtes qui sont les plus internes et les plus basses en altitude. Ces terrasses sont de mieux en mieux exprimées en direction de l'amont du couloir. L'ensemble des moraines du couloir de Moidieu sont localisées globalement à 500 m d'altitude sur le versant à regard ouest d'un massif vallonné.

Les couloirs de Septeme et d'Heyrieux sont beaucoup plus monotones. Le couloir de Septeme abrite une haute terrasse de petite taille et localisée en amont du couloir, qui se raccorde à quelques crêtes mal préservées situées à environ 320 m d'altitude. Cette terrasse est entourée par une moyenne terrasse raccordée à un ensemble de crêtes morainiques à environ 250 m d'altitude et surplombant la dépression de l'ombilic de la Verpillère. Enfin, le couloir d'Heyrieux montre une seule terrasse qui se raccorde à un ensemble de crêtes morainiques relativement localisée à environ 280 m d'altitude et situé directement en bordure de la dépression formée par l'ombilic de la Verpillère.

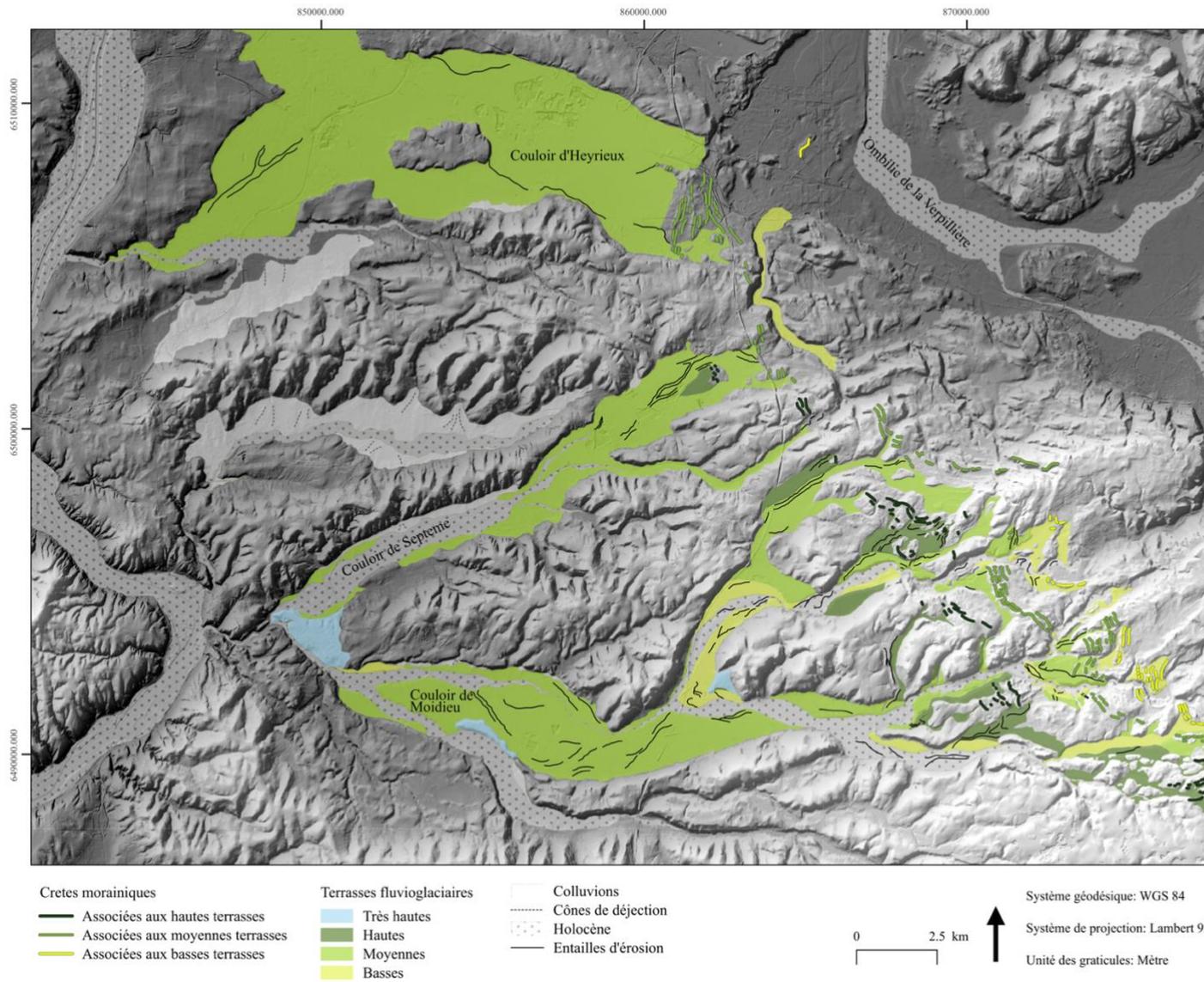


Figure 23: Carte géomorphologiques des dépôts fluvioglaciaires de la zone d'étude.

## Géométrie du substratum du Quaternaire

De manière générale, la carte du substratum du Quaternaire (Fig. 24) montre une surface relativement régulière, sans rugosité dans les deux couloirs où elle a pu être élaborée. Néanmoins deux seuils apparaissent à l'amont du couloir d'Heyrieux, le premier au nord de St Pierre de Chandieu orienté NS et second au nord-est de Toussieu orienté SE-NW. Ensuite, un gradient d'altitude plus important pour le couloir de Moidieu que pour celui d'Heyrieux est visible. En effet la partie la plus amont de ce dernier montre une altitude du mur du Quaternaire à environ 230 m d'altitude, contre environ 465 m d'altitude pour la partie la plus amont du couloir de Moidieu. On considère que leur altitude la plus aval est identique car les systèmes fluvioglaciaires de ces deux vallées se raccordent à celui du Rhône. Il n'y a effectivement que 10 m de dénivelée entre Vienne qui est l'exutoire du système fluvio-glaciaire de Moidieu et Lyon, l'exutoire de la branche nord du couloir d'Heyrieux.

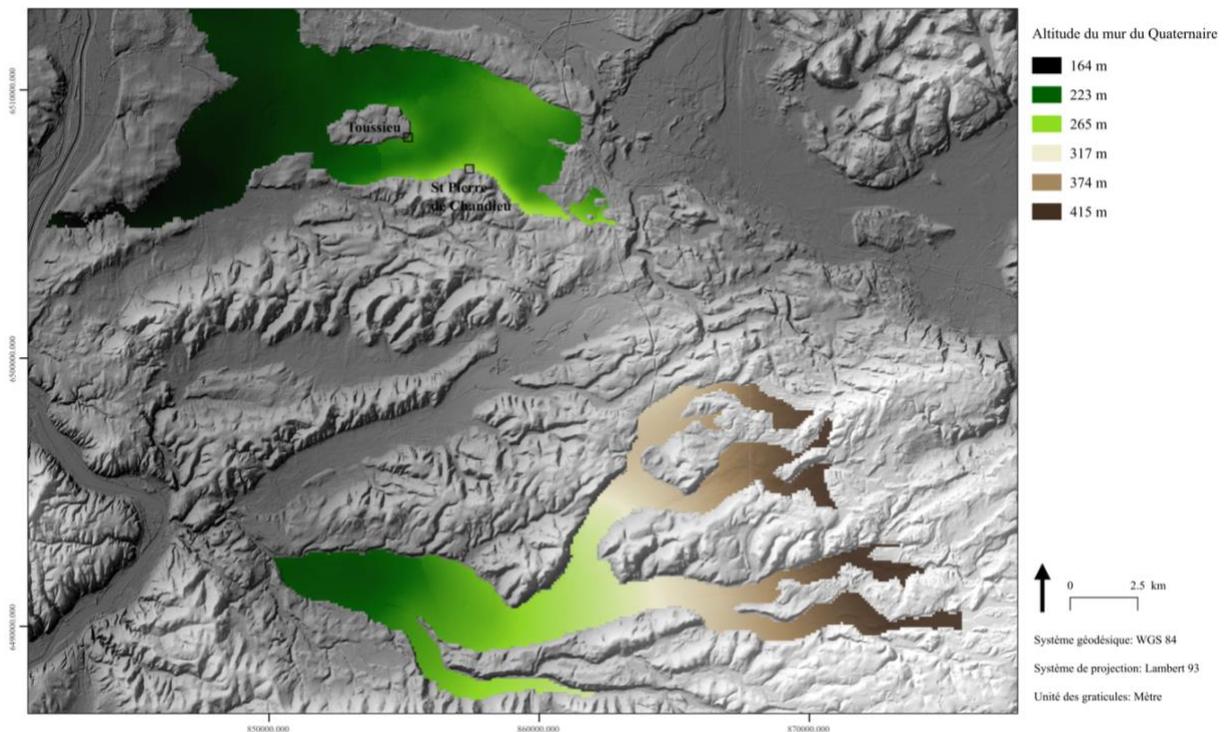


Figure 24: Carte du substratum des dépôts fluvioglaciaires des couloirs de Moidieu et d'Heyrieux.

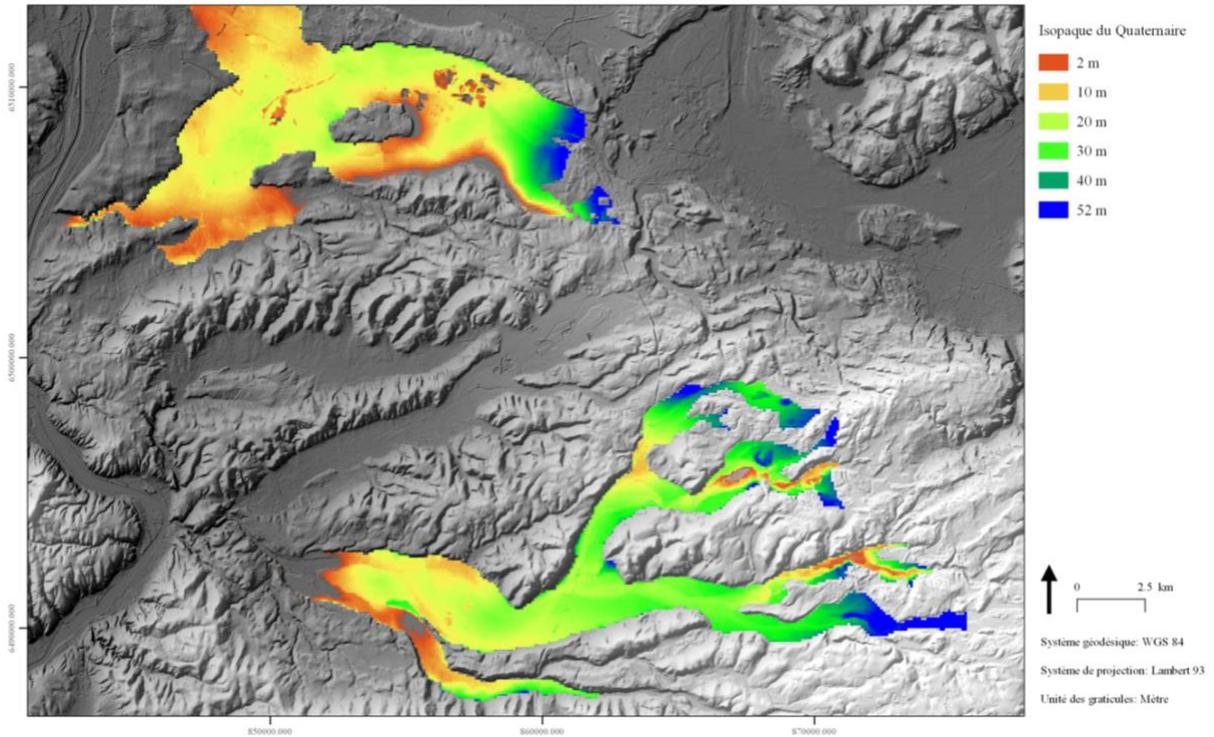


Figure 25: Carte de l'isopaque des dépôts fluvioglaciaires des couloirs de Moidieu et d'Heyrieux.

L'observation de la carte isopaque (Fig. 25) montre une épaisseur plus importante du Quaternaire en partie amont puis un affinage en direction de l'aval de ces mêmes terrains au niveau des deux couloirs fluvioglaciaires. Les épaisseurs des dépôts fluvioglaciaires sont finalement assez limitées puisque comprise entre 52 m et quelques mètres. Les deux couloirs montrent de plus des différences marquées entre eux puisque l'épaisseur du Quaternaire est plus importante dans le couloir de Moidieu que dans celui d'Heyrieux. En effet l'épaisseur qui montre la plus grande fréquence vaut environ 12 m pour le couloir d'Heyrieux (Fig. 26 A) contre 25 m pour le couloir de Moidieu (Fig. 26 B).

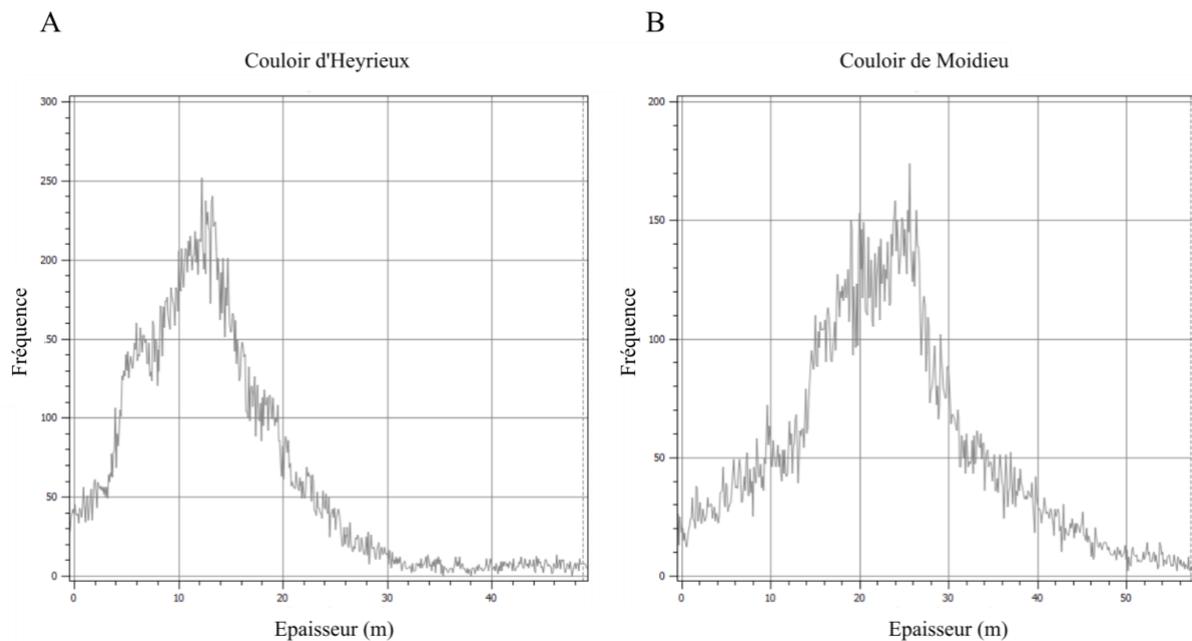


Figure 26: Histogrammes des épaisseurs de l'isopaque du Quaternaire des couloirs d'Heyrieux (A) et de Moidieu (B).

Les coupes longitudinales et transversales révèlent des morphologies relativement irrégulières du substratum du Quaternaire avec de nombreuses contrepenes. Le profil 1 (Fig. 27 et 28) est probablement le plus intéressant et montre deux seuils dont un en partie aval et un second plus massif en amont. Les crêtes morainiques sont ainsi localisées à la verticale d'une zone qui semble surcreusée. On observe en outre que le till des cordons morainiques en amont du couloir d'Heyrieux repose sur des dépôts fluvioglaciaires. La coupe 2 (Fig. 27 et 28) montre un profil du substratum très irrégulier.

La coupe 3 (Fig. 27 et 29) du couloir de Septeme permet d'avoir une bonne représentation de l'aspect du substratum formant une structure en auge.

La coupe 4 (Fig. 27 et 30) révèle une morphologie similaire à la coupe 1 avec quelques points probablement légèrement surcreusée, mais diffère par un profil du Quaternaire très monotone à la verticale des crêtes morainiques où aucun surcreusement n'est visible. Le profil transversal du couloir de Moidieu de la coupe 5 (Fig. 27 et 30) met en évidence une morphologie du substratum relativement plate.

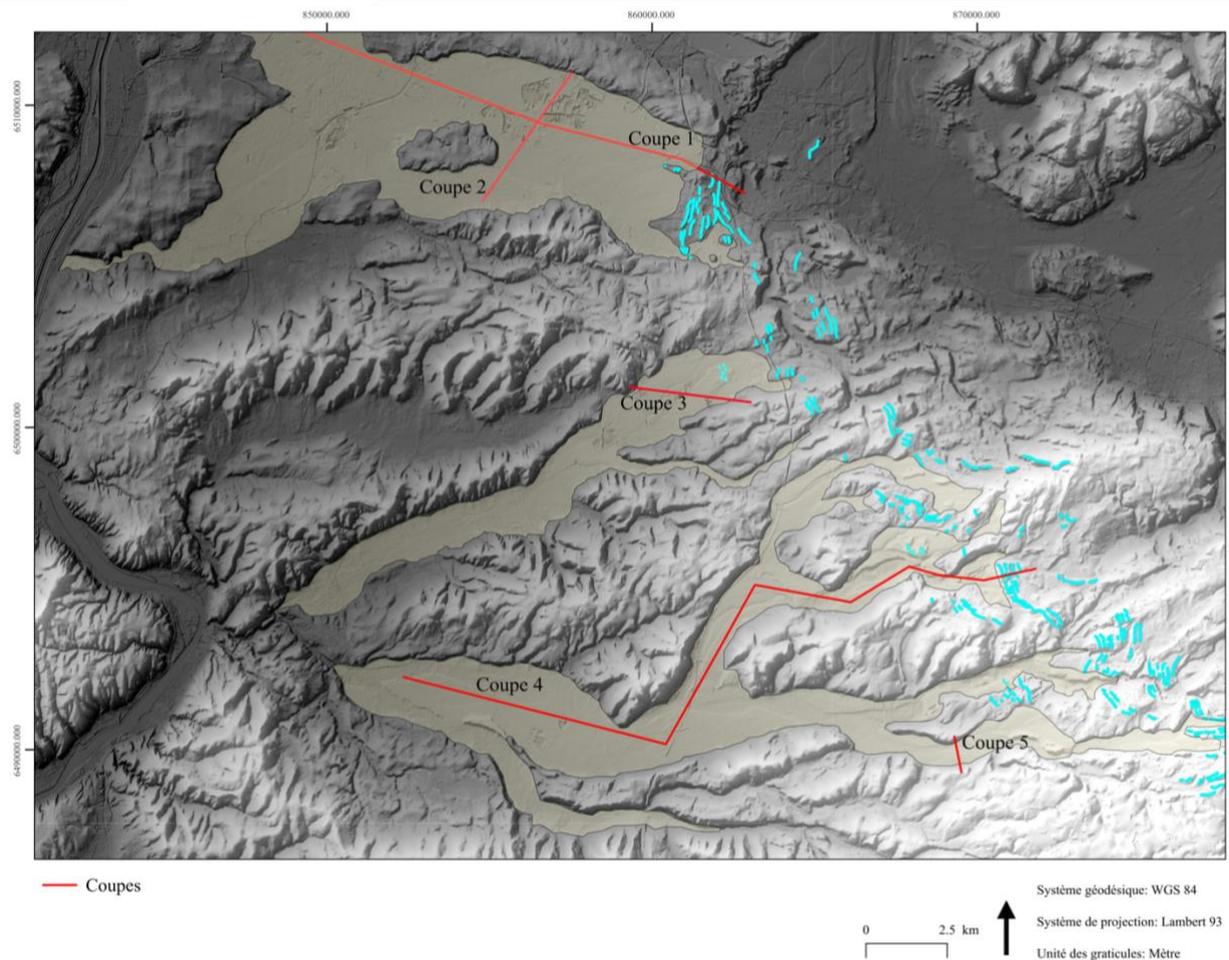


Figure 27: Carte de localisation des coupes géologiques réalisées.

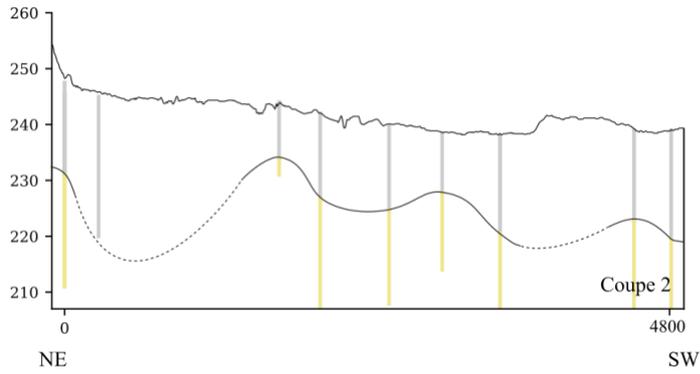
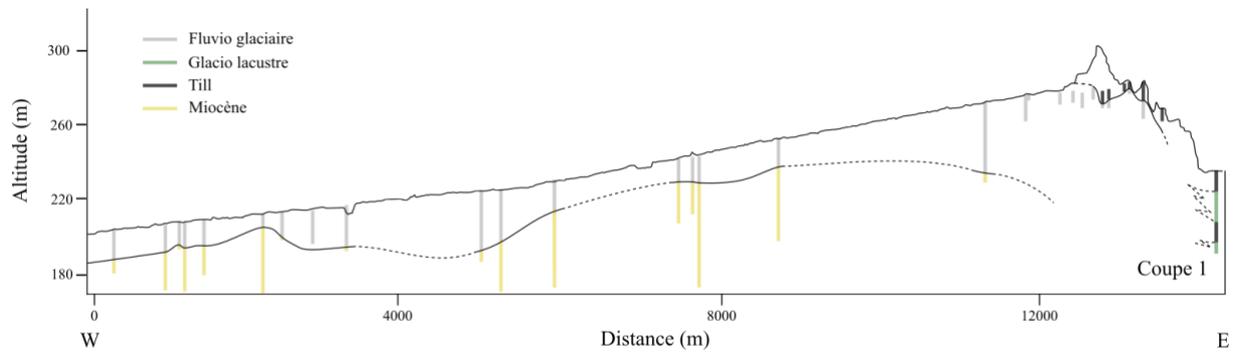


Figure 28: Coupes géologiques longitudinale (Coupe 1) et transversale (Coupe 2) du couloir d'Heyrieux.

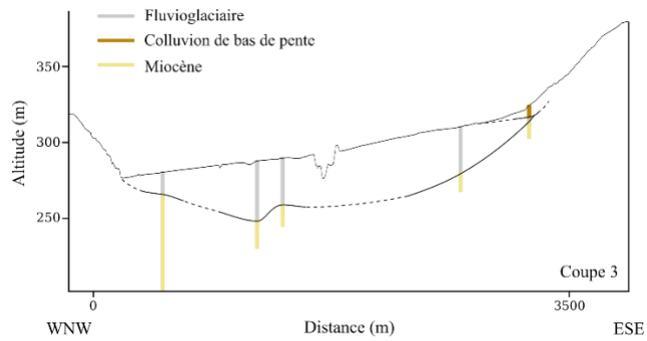


Figure 29: Coupe géologique transversale du couloir de Septeme.

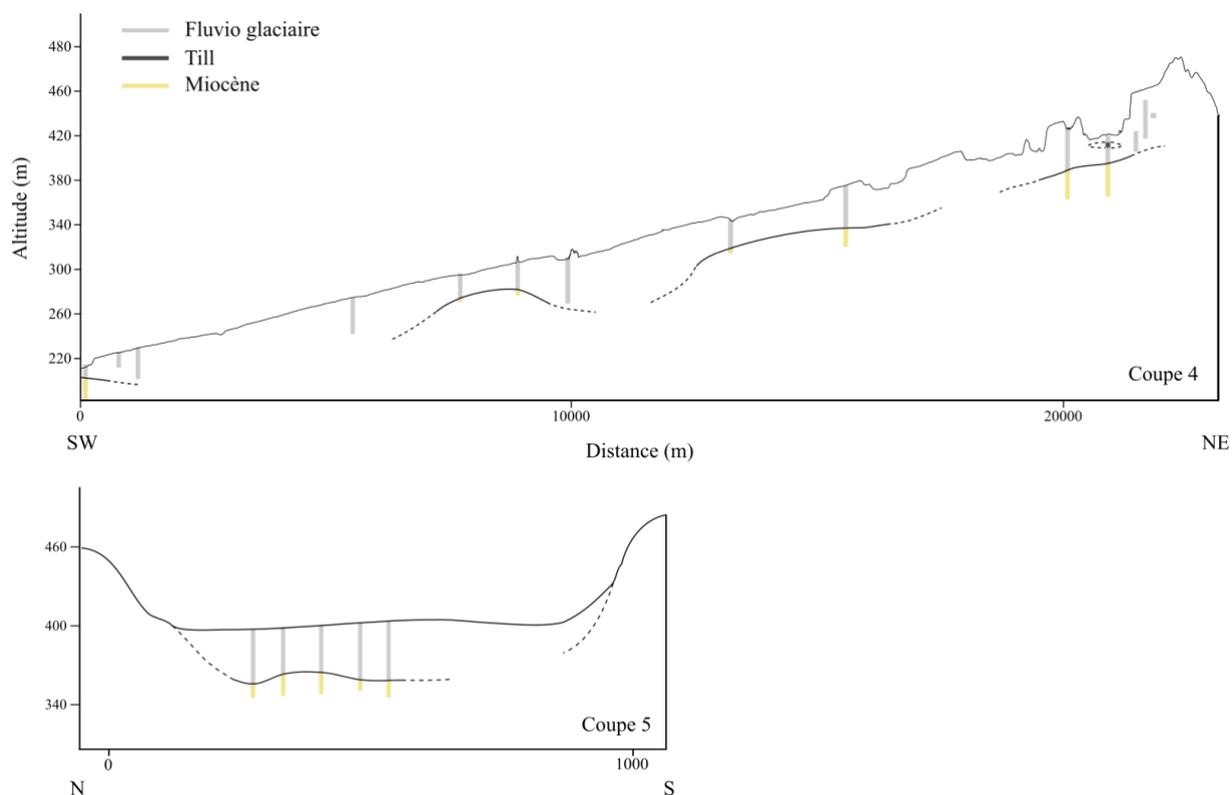


Figure 30: Coupes géologiques longitudinale (Coupe 4) et transversale (Coupe 5) au niveau du couloir de Moidieu.

## Interprétations et discussion

### Morphologie du substratum

La littérature (Debrand-Passard, et al., 1984) suggère un creusement important par des cours d'eau orientés E-W à NE-SW des terrains miocènes dans l'est lyonnais lié à la crise messinienne. Les coupes révèlent une surface du substratum formant des vallées très peu profondes ce qui semble contredire le caractère profond des incisions messiniennes dans la zone d'étude. Les contrepentes visibles sur les profils longitudinaux sont difficiles à interpréter mais il pourrait s'agir soit de morphologies héritées de glaciations antérieures soit d'un creusement par d'anciens cours d'eau messiniens, notamment ceux orientés NE-SW (Debrand-Passard, et al., 1984). Il est également possible que la densité de points de forage soit trop limitée pour faire ressortir les formes de manière suffisantes pour pouvoir bien les interpréter.

### Validité de la carte isopaque du Quaternaire et des coupes géologiques

La comparaison entre les coupes géologiques et la carte du mur du Quaternaire met en évidence que le Krigeage a tendance à fortement lisser la surface du substratum, ce qui est en outre la cause des valeurs négatives obtenues lors de la création de la carte de l'isopaque du Quaternaire.

La validité des coupes géologiques et de la carte de l'isopaque du Quaternaire doit être discutée notamment à cause de la difficulté à distinguer le faciès conglomératique du Miocène et les dépôts fluvioglaciers des couloirs de la zone d'étude. Il en résulte que la carte et les coupes sont probablement entachées d'une grande incertitude. Ceci est surtout vrai pour la carte de l'isopaque du couloir de Moidieu. Le nombre de points de forages y est effectivement très faible ce qui ne permet pas d'observer de tendances vis-à-vis de la profondeur du substratum à l'inverse du couloir d'Heyrieux où le nombre de points de forages est important. En outre le seuil orienté N-S au nord de St Pierre de Chandieu est

potentiellement un artefact du krigeage car les points de forages dans cette zone du couloir sont très peu nombreux. Ainsi l'altitude du substratum est surestimée à cause de points localisés en bordure du couloir où le Miocène est à relativement haute altitude. En revanche le seuil NE-SW au nord-est de Toussieu est une réalité car le nombre de points est important dans cette zone.

### *Dynamique glaciaire*

Les cartes du substratum et les coupes mettent en évidence une absence de surcreusement glaciaire important dans les différents couloirs de la zone d'étude. Ce surcreusement des couloirs aurait pu être le fruit des glaciers anté Würm. A titre de comparaison dans la vallée de l'Isère au niveau du Grésivaudan, la glaciation du Würm a profondément creusé le substratum carbonaté sur plusieurs centaines de mètres. En effet cette vallée est comblée par 535 m de dépôt post Würm principalement lacustre (Nicoud, et al., 2002). L'absence d'un tel surcreusement dans la zone d'étude reste difficile à expliquer.

Un léger creusement semble toutefois apparaître dans la partie la plus amont du couloir d'Heyrieux à la verticale des dépôts morainiques. On observe par ailleurs que le till des crêtes morainiques repose sur des dépôts fluvioglaciaires antérieurs sur lesquelles le glacier du Würm serait venu prograder. L'âge de ces dépôts reste actuellement difficile à estimer, il peut s'agir d'épandages du Riss, ou même du Würm. Ce dépôt ancien pourrait correspondre au faciès SPC2, dont l'altération importante indique un âge relatif ancien par rapport au dépôt sus-jacent. Si le glacier delphino-savoisien a effectivement avancé sur des dépôts fluvioglaciaires anciens, le creusement lié à l'abrasion de ce dernier ne sera pas visible sur les coupes. Dans le couloir de Moidieu, aucun creusement même au niveau de la lentille de till présente dans la coupe 4 n'a été observé, ce qui pourrait être également lié à une progradation du glacier sur des dépôts fluvioglaciaires anciens, mais ces derniers n'ont pas été observés.

### *Dynamique des couloirs fluvioglaciaires*

L'épaisseur des dépôts fluvioglaciaires est comparable aux épandages fluvioglaciaires Würm de la Durance près de Sisteron qui montrent des épaisseurs entre 50 et 18 m (Gabert, 1984). Néanmoins cette épaisseur est relativement faible par rapport à celle suggérée par les interprétations des forages de la BSS. Le log de la figure 31 est un bon exemple d'une mauvaise interprétation où la profondeur du Quaternaire a été surestimé à 18 m d'épaisseur. En réalité la molasse est présente en dessous de 9,85 m de profondeur et les dépôts sus-jacents correspondent bien à un faciès fluvioglaciaire quaternaire. La description lithologique fournie permet de conclure que l'épaisseur de Quaternaire est ici de 9,85 m de profondeur et non pas de 18 m.

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
0.60	Sol (terre végétale)		Remblai et sol végétal meuble.	Holocène	198.40
4.50	Formations fluvi-glaciaires et dépôts résiduels associés		Argile rouge brun enrobant des galets (6/7cm maxi) et graviers. Altération superficielle.	Würm	194.50
9.85			Cailloutis sablo-graveleux riche en galets polygéniques et très hétérométriques (jusqu'à 15cm). Peu de graviers. Fraction fine de sable moyen gris beige. Blocs de quartzites vers le bas.		
12.00			Galets polygéniques et hétérométriques (jusqu'à 10cm), fragments de molasse grésifiée, fraction de sable et graviers nettement plus abondante (le sable est argileux).		
13.00	Formations glacio-morainiques et dépôts résiduels associés		Banc de molasse grésifiée très résistante. Matériaux glaciaires très hétérogènes et hétérométriques, accumulation complexe de sable molassique, boue glaciaire argilo-calcaire (parfois oxydée ocre ou brun rougeâtre), et gros blocs lisses de quartzites (40/50cm).	189.15	
14.30			Sable molassique avec galets (jusqu'à 8cm) et graviers disséminés. Présence de quelques nodules et petites passées centimétriques de marne ocre rouille indurée.		187.00
17.00			Sable molassique beige jaunâtre homogène, sans galets.		186.00
17.50			Même sable mais avec gros éléments épars de quartzites (jusqu'à 20cm). Quelques petits galets et graviers noirâtres, et quelques inclusions mameuses diffuses.		184.70
18.00	Sables de Saint-Fons		Sable molassique homogène et meuble.	Serravallien	181.50
19.00			Miocène en place. Sables de St-Fons.		181.00

Figure 31: Exemple d'un log de la BSS mal interprété localisé dans le couloir d'Heyrieux.

Toutes les terrasses se raccordent aux complexes des moraines internes sauf les très hautes terrasses qui sont probablement antérieures au Würm et probablement issues de la glaciation du Riss comme suggérée dans la littérature (Mandier, 1984). Trop peu d'informations sont disponibles à propos de ces très hautes terrasses, en conséquence seules les hautes, moyennes et basses terrasses seront traitées ici.

Le nombre variable de terrasses entre les différents couloirs peut s'expliquer par la situation topographique des crêtes morainiques. Une grande partie des cordons morainiques en amont du couloir de Moidieu est effectivement sur un versant à regard ouest. En conséquence, à chaque étape de stationnement le glacier delphino-savoisien a pu alimenter les vallées fluvioglaciaires et générer les trois niveaux de terrasses. A contrario, les couloirs de Septeme et d'Heyrieux étaient alimentés au niveau de crêtes morainiques proche de la dépression de l'ombilic de la Verpillère. Ainsi lorsque le glacier était au niveau des cordons morainiques associés aux basses terrasses, il n'alimentait plus ces deux couloirs qui ont ainsi fonctionné moins longtemps. Les terrasses les plus récentes ne peuvent donc pas y être trouvées.

La formation des terrasses de la zone d'étude pourrait être expliquée dans un premier temps par le couplage entre les avancés et reculs du glacier et entre le débit et la charge de fond des paléorivières. En préliminaire, il est important de retrouver la source en sédiment de ces paléorivières. Ayant traversé une partie des Alpes et les massifs subalpins, le glacier delphino-savoisien a déposé des moraines contenant des clastes de composition carbonatés, plutonique ou encore métamorphiques. Le fait que ces lithologies constituent la plus grande partie des clastes retrouvés dans les dépôts fluvioglaciaires implique que la source sédimentaire principale de ces paléorivières était les moraines du complexe interne au niveau du

lobe lyonnais. Lorsque le glacier vient d'atteindre son maximum d'extension, le till frontal et de fond permet de fournir aux rivières s'écoulant au front du glacier une charge sédimentaire importante, ce qui augmente le Resisting power et donc leur capacité à déposer. Dans un second temps lorsque le glacier se retire, l'épuisement du till implique une diminution de la charge sédimentaire et une diminution du Resisting power. En outre, il est probable que lors du retrait, la quantité des eaux de fontes s'accroisse permettant d'augmenter le débit des rivières ce qui augmente en conséquence le Stream power. La diminution du Resisting power et l'augmentation du Stream power permettent de faire basculer les rivières proglaciaires dans un régime érosif. Un troisième facteur est lié au recul de la position du front du glacier déplaçant les profils d'équilibre des rivières plus en amont et favorisant une érosion des dépôts fluvioglaciaires notamment en partie proximale (Fig. 32). Ceci expliquerait en partie la présence de terrasses de mieux en mieux exprimées vers l'amont du couloir de Moidieu. Les rivières proglaciaires de glaciers islandais ont révélé un comportement érosif similaire lors du retrait des glaciers liée à une perturbation de la dynamique fluviale et au déplacement du profil d'équilibre. Ce creusement s'est par ailleurs exprimé en 257 ans seulement (Thompson & Jones, 1986). Ces incisions accueillent ensuite d'autres dépôts fluvioglaciaires lors de l'expansion glaciaire suivante, puis sont à leur tour érodés lors de la phase de retrait. Ce modèle implique donc que les terrasses de la zone d'étude soient des terrasses d'aggradations. Néanmoins, il est actuellement difficile de confirmer la présence de ce type de terrasses. L'observation des dépôts de la carrière d'Artas, recoupant des terrasses bien définies n'a pas clairement permis d'observer la présence de terrasses d'aggradations ou d'érosion. De plus, l'observation des logs levés dans cette carrière n'offre pas plus de réponses du fait de la grande variabilité latérale des dépôts de rivières à chenaux en tresse. Seul des arguments chronologiques permettront de savoir de quel type de terrasse il est question.

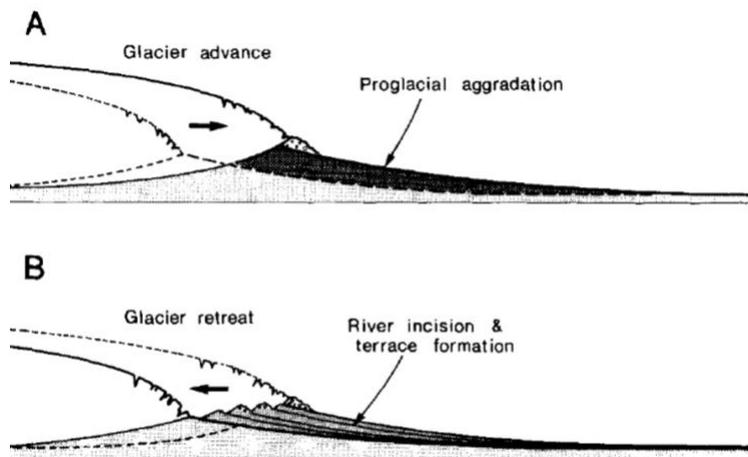


Figure 32: Coupe schématique du déplacement du profil d'équilibre d'une rivière proglaciaire lors du retrait d'un glacier (Thompson & Jones, 1986).

Les terrasses de la zone d'étude sont donc le fruit de variations de la source de sédiment, d'une variation du débit et du déplacement du profil d'équilibre des rivières. La proportion de ces trois facteurs est difficile à déterminer, néanmoins le décalage des profils d'équilibre semble important. En effet, en amont du couloir de Septeme, les crêtes morainiques les plus internes sont à plus hautes altitudes que les plus externes, le déplacement du profil d'équilibre est alors limité tout comme le creusement de la phase d'érosion ce qui expliquerait la taille très limitée et la mauvaise expression de la haute terrasse. A l'inverse, dans le couloir de Moidieu, les crêtes morainiques internes sont à plus faibles altitudes que les plus externes, le décalage du profil d'équilibre est donc important, l'érosion par les rivières est importante lors des phases de retrait et les terrasses sont mieux exprimées notamment en partie amont.

En outre la topographie a probablement jouée un rôle dans les différences observées entre les couloirs. Il est, par exemple, possible que la largeur importante du couloir d'Heyrieux ait favorisé l'aggradation

ne permettant pas aux phases d'érosions de bien s'exprimer, ou en tous cas seulement sous forme des incisions présente. Les dépôts de chaque étape de retrait se seraient plutôt empilés ce qui expliquerait l'absence de terrasses dans ce couloir. Néanmoins, ce raisonnement implique une tendance à l'aggradation et donc une épaisseur des dépôts importante or ce n'est pas le cas. Cette finesse pourrait être liée au fait que ce couloir a fonctionné seulement sur deux phases de retrait du glacier, il n'a ainsi pas accueilli les sédiments fluvioglaciaires de la dernière phase. Enfin les vallées en amont du couloir de Moidieu sont relativement étroites ce qui favorise une érosion profonde du lit de la rivière et permet de bien exprimer les terrasses. Ainsi en partie plus aval du couloir, la largeur de la vallée augmente et limite l'érosion ce qui inhibe la formation de terrasse dans cette zone.

Une seconde explication au nombre différent de terrasses dans les couloirs pourrait être d'ordre tectonique. En effet la diminution du volume des glaciers après le LGM couplé à un export de matière lié à l'érosion est à l'origine d'une surrection dans la zone de piémont des Alpes française (Champagnac, et al., 2008). Une partie de cette surrection serait également le fruit de processus géodynamiques comme une remontée mantellique (Lyon-Caen & Molnar, 1989), une rupture de slab (Kuhlemann, 2007) ou encore des transformations minéralogiques dans la croûte inférieure (Kuhlemann, et al., 2002). La composante de la surrection liée à l'érosion implique que la partie amont du couloir de Moidieu aurait subi une surrection relativement importante par rapport aux autres couloirs. En même temps, le bord du massif central où s'écoule le Rhône, qui constitue l'exutoire des vallées fluvioglaciaires, n'a pas subi de surrection (Champagnac, et al., 2008). Ainsi, les rivières fluvioglaciaires en amont du couloir de Moidieu ont probablement creusé leurs lits de manière plus importante favorisant donc une meilleure expression des terrasses dans cette zone par rapport à l'aval de ce même couloir et aux autres couloirs où la surrection est beaucoup moins importante.

### *Chronologie relative et absolue*

Les données géomorphologiques impliquent finalement que les dépôts fluvioglaciaires de la zone d'étude sont issus de trois phases de recul du glacier delphino-savoisien. Afin de visualiser l'évolution géomorphologique des couloirs fluvioglaciaires étudiés, trois cartes événementielles, correspondant aux trois grandes étapes mises en évidence, ont été réalisées (Fig. 33,34 et 35). L'évènement 1 (Fig. 33) est le plus vieux et représente le maximum d'extension würmien du glacier delphino-savoisien au niveau du lobe lyonnais qui atteint l'ensemble des crêtes morainiques les plus externes. Les eaux de fontes alimentent alors les trois couloirs, les rivières déposent et laissent une surface d'aggradation formant de grandes plaines occupant toute la surface des couloirs. Pendant la première phase de recul du glacier, ces plaines sont principalement érodées dans les couloirs de Septeme et de Moidieu et les hautes terrasses apparaissent. Au cours de l'évènement 2 (Fig. 34) le glacier est au niveau de l'ensemble des crêtes morainiques en position intermédiaires. Les trois couloirs sont alimentés, dans les couloirs de Moidieu et de Septeme, les paléorivières déposent des sédiments fluvioglaciaires dans les chenaux d'érosions précédemment formés. Dans le couloir d'Heyrieux, les dépôts s'empilent sur ceux de l'évènement 1. Pendant la seconde phase de retrait, les eaux de fontes abandonnent peu à peu les couloirs de Septeme et d'Heyrieux et commencent à s'écouler parallèlement au front du glacier. Les eaux alimentent encore le couloir de Moidieu où les paléorivières érodent les dépôts antérieurs et forment les moyennes terrasses. Enfin, l'évènement 3 (Fig. 35) est le plus récent, le glacier delphino-savoisien n'arrive plus qu'au niveau de l'ensemble des crêtes morainiques les plus internes. Les eaux de fontes s'écoulent uniquement de manière parallèle au front du glacier et rejoignent le Rhône vers le Nord en amont de Lyon, sauf dans le couloir de Moidieu. Dans ce couloir les paléorivières déposent leurs sédiments dans les chenaux d'érosions formés précédemment. Enfin après la troisième phase de retrait et à l'Holocène, l'érosion des dépôts de l'évènement 3 formeront les basses terrasses.

La reconstitution d'un évènement se base finalement sur la corrélation des cordons morainiques entre eux dont la validité est discutable sans arguments de chronologie absolue. Quelques âges OSL préliminaires réalisés sur le matériel fluvio-glaciaire existent. A St Pierre de Chandieu, un âge pour le

faciès SPC4 à 70 ka a été fournis (Griebenski et al, communication orale). Cet âge indique que l'épandage fluvioglaciaire issu du maximum d'extension du glacier delphino-savoisien correspondant aux hautes terrasses, a pu être fossilisé par les dépôts de la moyenne terrasse ce qui pourrait confirmer les cartes évènementielles proposés au niveau du couloir d'Heyrieux. Néanmoins ceci doit être confirmé par un âge plus récent du faciès SPC5, et impliquerait en outre une surface d'érosion entre ces deux faciès qui n'a pas été clairement visible. Cet âge MIS 4 peut également être renforcé par l'âge à 65 ka de la terrasse de Penol (Griebenski, et al., 2019), qui est une terrasse fluvioglaciaire de la vallée morte de la Bièvre au sud de la zone d'étude et qui se raccorde aux crêtes morainiques les plus externes. En outre des datations  $^{14}\text{C}$  des moraines les plus externes au nord du lobe lyonnais, à Balan, indique un âge minimum du till supérieur à 35 ka (Vilain, 1988). Ensuite, 2 autres âges OSL préliminaires fournissent des dates à  $30 \text{ ka} \pm 5 \text{ ka}$  pour le faciès EP 1 à Eyzin-Pinet et à  $40 \text{ ka} \pm 8 \text{ ka}$  dans le faciès O2 à Oytier (Griebenski, et al., 2019). Ces dépôts appartiennent au moyenne terrasses et permettent d'imaginer la seconde étape de stationnement du glacier delphino-savoisien au cours du MIS 3. Des datations des basses terrasses manquent malheureusement et permettrait de connaître l'âge de la troisième phase de stationnement du glacier. Enfin, à Moras, au niveau du plateau de Crémieu (Fig. 2), un âge  $^{14}\text{C}$  dans un lac creusé au Würm implique l'absence du glacier dans cette zone il y a 30.8 ka cal BP (Mandier, et al., 2003). En outre, à Creys-Mépieu, à l'est du lobe lyonnais en zone très interne, dans un lac surcreusé au Würm, une datation  $^{14}\text{C}$  indique que le glacier delphino-savoisien s'était déjà retiré il y a 28.8 ka cal BP (Mandier, 1988). Ces deux dernières dates impliqueraient que ces secteurs étaient déglacés au début du MIS 2.

Les résultats montrent finalement une certaine différence par rapport à la carte de Mandier (Mandier, 1984)(Annexe 1). En effet seulement trois terrasses ont été identifiées dans le couloir de Moidieu contre quatre sur la carte de Mandier. Pour le couloir de Septeme, deux terrasses ont été déterminé contre trois pour la carte de Mandier et enfin pour le couloir d'Heyrieux, aucune terrasse n'a été identifiée contre trois pour la carte de Mandier. La carte géomorphologique de Mandier révèle cinq étapes de retrait, mais seulement trois étapes ont été identifiées dans ce travail. A l'inverse, l'âge du maximum d'extension du glacier delphino-savoisien au niveau du lobe lyonnais au cours du MIS 4 est en accord avec les travaux de Mandier. A contrario, les datations  $^{14}\text{C}$  implique plutôt un âge de la dernière phase de retrait autour de 30 ka et non pas à 18.25 ka.

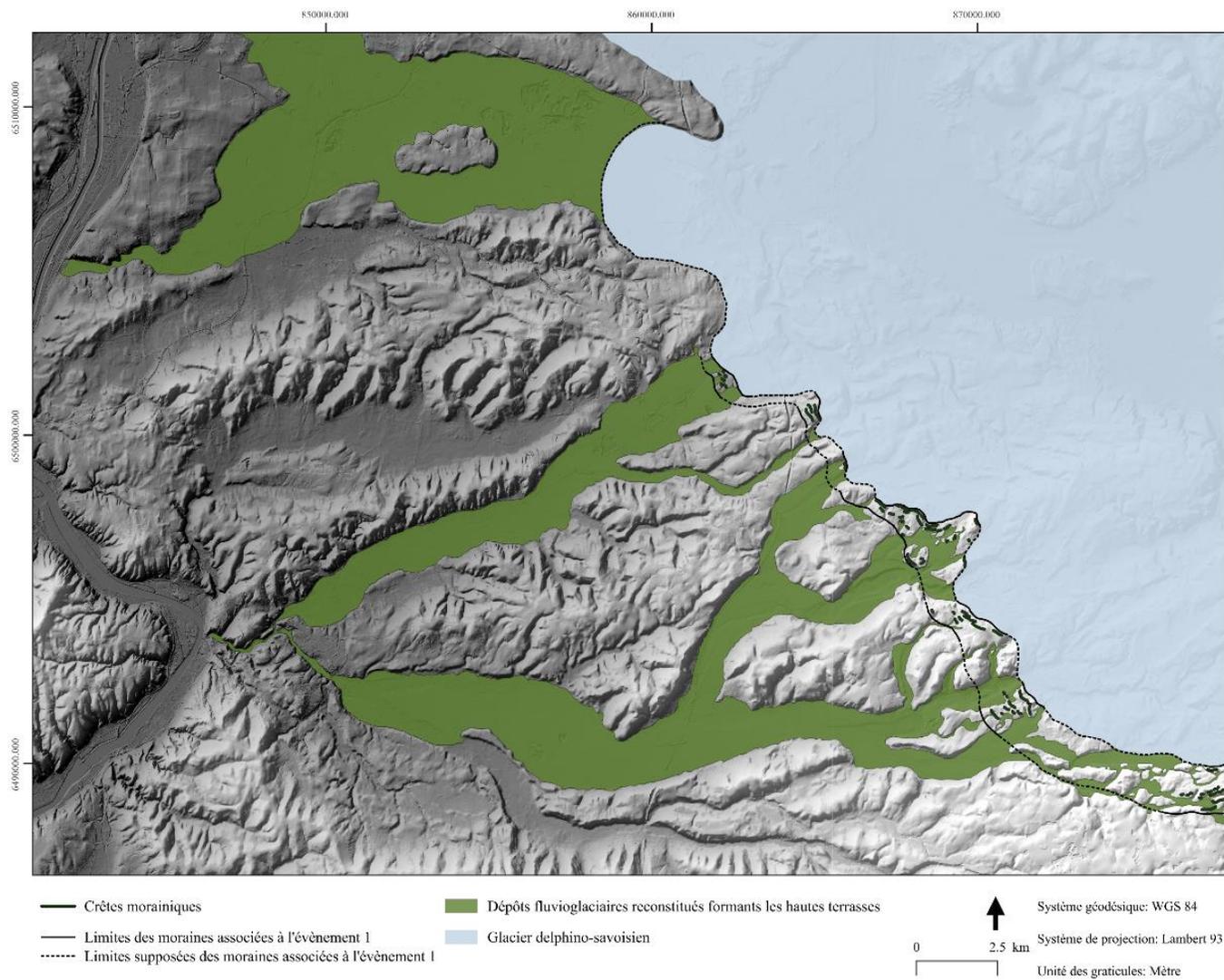


Figure 33: Carte de la zone d'étude au cours du maximum d'extension du glacier delphino-savoisien au niveau du lobe lyonnais.

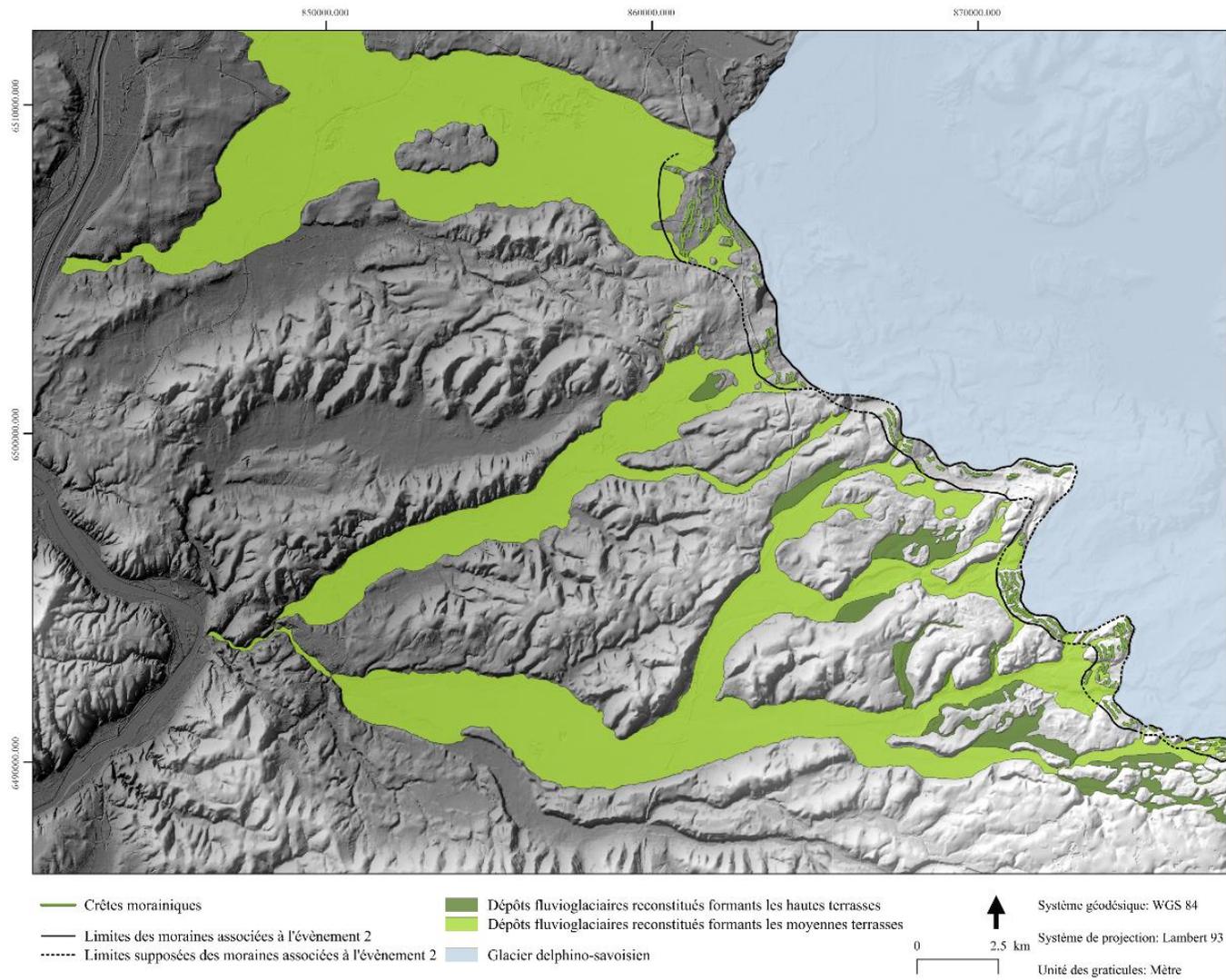


Figure 34: Carte de la zone d'étude au cours de la première étape de retrait du glacier delphino-savoisien au niveau du lobe lyonnais.

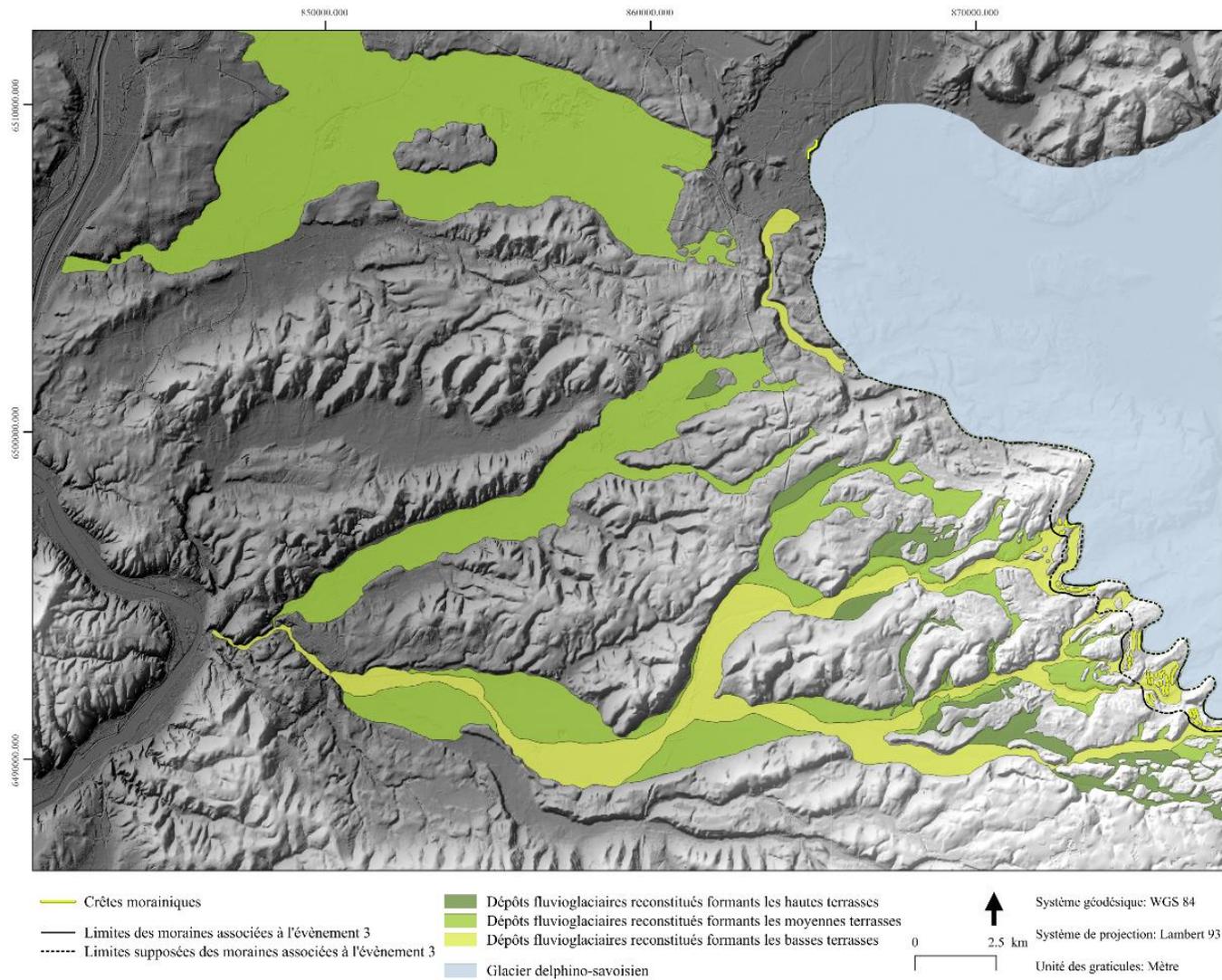


Figure 35: Carte de la zone d'étude au cours de la seconde étape de retrait du glacier delphino-savoisien au niveau du lobe lyonnais.

## Conclusion et perspective

Cette étude montre finalement que les trois couloirs de la zone d'étude ont accueilli des dépôts fluvioglaciaires riches en galets et graviers et relativement pauvre en sable. Ces sédiments sont issus d'écoulements hyperconcentrés et de la superposition de dépôts de barres retrouvés dans des systèmes de rivières à chenaux en tresses. Ils sont typique d'un environnement proglaciaire proximal de type Scott. En comparaison avec des sandurs actuels, les couloirs de la zone d'étude sont trop courts pour avoir pu exprimer des systèmes fluviaux et des environnements de dépôts plus distaux.

Au total, l'analyse géomorphologique a mis en évidence trois niveaux de terrasses fluviales d'aggradation dans les couloirs de la zone d'étude, exprimés principalement en partie amont des paléosandurs. Cette localisation préférentielle des terrasses étant probablement le fruit du décalage des profils d'équilibres des paléorivières vers les zones internes, lors des stades de retrait du glacier. Ces terrasses ne sont pas toutes représentées dans tous les couloirs puisque trois terrasses sont présentes dans le couloir de Moidieu, deux dans le couloir de Septeme et enfin une seule dans le couloir d'Heyrieux. Ce travail montre également une épaisseur des dépôts fluvioglaciaires d'une dizaine de mètres pour le couloir de d'Heyrieux contre globalement 25 m pour le couloir de Moidieu. Ce comportement différent des différents couloirs est le fruit de forçages glaciaires, hydrodynamiques, tectoniques ou encore liée à la topographie.

Ces terrasses sont l'enregistrement de 3 étapes de retrait et d'avancé du glacier delphino-savoisien qui contredisent les travaux de P. Mandier qui a conclu à 5 étapes de retrait et d'avancé du glacier. Néanmoins des datations OSL préliminaires à St Pierre de Chandieu et au sud de la zone d'étude sont en accord avec un maximum d'extension du glacier au cours du MIS 4, confirmé par des datations  $^{14}\text{C}$ . En outre, d'autres datations OSL préliminaires indiquent une seconde étape de stationnement du glacier au MIS 3. Les datations de la troisième phase d'avancé manquent mais des âges  $^{14}\text{C}$  dans des dépôts lacustres en zone interne du lobe lyonnais impliqueraient, contre toute attente que la dernière étape de retrait du glacier aurait eu lieu au début du MIS 2.

Le substratum ne montre pas de creusement important hérité de la crise de salinité messinienne, mais seulement quelques dépressions peu profondes peut-être héritées de cours d'eaux messiniens orientés NE-SW. Cet aspect est en contradiction avec l'idée d'un creusement important dû à la crise messinienne et donc des dépôts fluvioglaciaires quaternaires épais. Il faut toutefois rester prudent sur les interprétations de ces surcreusements à cause d'un manque de données.

La géométrie des corps fluvioglaciaires qui découle de cette étude devrait finalement permettre dans un travail futur de pouvoir dater par OSL les différentes terrasses identifiées pour confirmer les tendances chronologiques des différentes étapes de retrait du glacier delphino-savoisien au niveau du lobe lyonnais. Il est actuellement nécessaire d'attendre d'autres résultats de datations OSL des dépôts des différents couloirs. La datation directe des cordons morainiques sera complexe en raison du peu de blocs erratiques. En effet, ces derniers ont probablement été utilisés comme pierre à bâtir. La confirmation d'un âge du maximum d'extension durant le MIS 4 est un résultat très intéressant qui remet en cause au niveau local, la synchronicité du maximum d'extension du Würm dans les Alpes au cours du MIS 2. Ceci implique la future ouverture d'une nouvelle problématique sur les paléocirculations des masses d'air pour expliquer ce diachronisme.

## Bibliographie

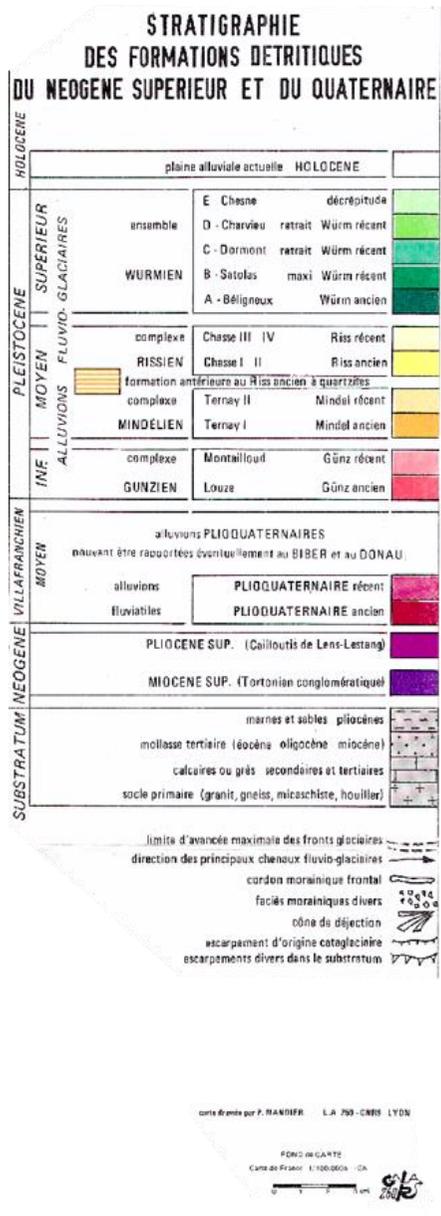
- Ashley, G. & Boothroyd, J. C., 1975. Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, Northeastern gulf of Alaska. *Society for Sedimentary Geology*, Volume 23, pp. 193-222.
- Ashmore, P., 2013. Morphology and dynamics of braided rivers. *Fluvial Geomorphology*, Volume 9, pp. 289-312.
- Baize, S. et al., 2011. Contribution to the seismic hazard assessment of a slow active fault, the Vuache fault in the southern Molasse basin (France). *Bulletin de la société géologique de France n°4*, pp. 347-365.
- Bridge, J. S. & Demicco, R. V., 2008. *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. 1 éd. Cambridge: Cambridge University Press.
- Bridlang, D. & Westaway, R., 2008. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, 98(3-4), pp. 285-315.
- Brodzikowski, K. & Van Loon, A. J., 1990. *Glacigenic Sediments*. 1 éd. Amsterdam: Elsevier.
- Bull, W. B., 1991. *Geomorphic responses to climatic change*. 1 éd. London: Oxford university press.
- Buoncristiani, J.-F. & Campy, M., 2011. Quaternary Glaciations in the French Alpes and Jura. *Developments in Quaternary Sciences*, Volume 15, pp. 117-126.
- Burbank, D. W. & Anderson, R. S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. 2 éd. Victoria: Blackwell Science Ltd.
- Busson, G. et al., 1992. Bassins paléogènes salifères de l'Est de la France (Valence, Bresse et Haute-Alsace). *Géologie de la France*, Issue 1, pp. 15-64.
- Campy, M. & Richard, H., 1988. Modalité et chronologie de la déglaciation wurmienne dans la chaîne jurassienne. *Bulletin de l'association française pour l'étude du quaternaire*, 25(2), pp. 81-90.
- Carling, P. A., 1990. Particle over-passing on depth-limited gravel bars. *Sedimentology*, Issue 37, pp. 345-355.
- Champagnac, J.-D., Van der Beek, P., Diraison, G. & Dauphin, S., 2008. Flexural isostatic response of the Alps to increased Quaternary erosion recorded by foreland basin remnants, SE France. *Terra Nova*, Issue 20, pp. 213-220.
- Chenevoy, M., David, L. & de Montjamont, M., 1969. *Notice de la carte géologique de Givors*, Orléans: BRGM éditions.
- Chenevoy, M., David, L., Mongereau, N. & Walter, B., 1971. *Notice de la carte géologique de Vienne*, Orléans: BRGM.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A. & Sugden, D. E., 1984. *Geomorphology*. 1 éd. London: Methuen.
- Clark, P. U. et al., 2009. The last glacial maximum. *Science*, pp. 710-714.
- Clozier, R., 1936. Les terrasses fluviales. *L'information géographique*, 1(1), pp. 13-16.
- Coutterand, S., 2010. *Étude géomorphologiques des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation*, Le Bourget du Lac: Thèse de doctorat.
- Coutterand, S., Schoeneich, P. & Nicoud, G., 2009. Le lobe glaciaire lyonnais au maximum würmien glacier du Rhône ou/et glaciers savoyards ?. *Cahiers de géographie*, Issue 8, pp. 9-20.

- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. & Lienhardt, M.-J., 1984. *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*. 1 éd. Orléans: BRGM.
- Elmi, S., Enay, R., Mangold, C. & Mongereau, N., 1986. *Notice explicative de la feuille Bourgoin-Jaillieu à 1/50 000*, Orléans: BRGM.
- Falsan, A. & Chantre, E., 1879. *Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône*. Paris: Masson.
- Gabert, J., 1984. La naissance des terrasses Würmiennes en amont de Sisteron. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, pp. 129-133.
- Genesseaux, M. & Lefebvre, D., 1980. Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géologie Méditerranéenne*, 7(1), pp. 71-80.
- Goudie, A. S., 2004. *Encyclopedia of geomorphology*. 1 éd. New York: Routledge.
- Goutaland, D., 2008. *Caractérisation hydrogéophysique d'un dépôt fluvioglaciaire. Evaluation de l'effet de l'hétérogénéité hydrodynamique sur les écoulements en zone non-saturée*, Lyon: Thèse de doctorat.
- Gribenski, N. et al., 2018. *Constraining the maximum glacial timing of the Lyon Lobe, French Alps, Using OSL dating*, Bern: Poster.
- Gribenski, N. et al., 2019. *When did the Lyon ice lobe (French Alps) reached its Late Pleistocene maximum extent ? A new contribution to a long lasting debate*, Bern: Geophysical Research Abstracts Vol. 21, EGU2019-14349, EGU General Assembly 2019 .
- Guennoc, P., Gorini, C. & Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, Issue 3, pp. 67-97.
- Heiri, O. et al., 2014. Palaeoclimate records 60-8 ka in the Austrian and Swiss Alps and Swiss Alps and their forelands. *Quaternary Science Reviews*, Volume 106, pp. 1-20.
- Hobléa, F., 1999. *Contribution à la connaissance et à la gestion environnementale des géosystèmes karstiques montagnards*, Lyon: Thèse de doctorat.
- Hughes, P. D., Gibbard, P. L. & Ehlers, J., 2013. Timing of glaciation during the last glacial cycle: Evaluating the concept of the global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth-Science Reviews*, Volume 125, pp. 171-198.
- Jorda, M., Rosique, T. & Evin, J., 2000. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(3), pp. 187-193.
- Kuhlemann, J., 2007. Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. *Global and planetary change*, 58(1-4), pp. 224-236.
- Kuhlemann, J. et al., 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *International journal of earth sciences*, 91(5), pp. 818-837.
- Lambeck, K. et al., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43), pp. 15296-15303.
- Lane, E. W., 1955. Importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *American Society of Civil Engineers*, 81(745), pp. 1-17.

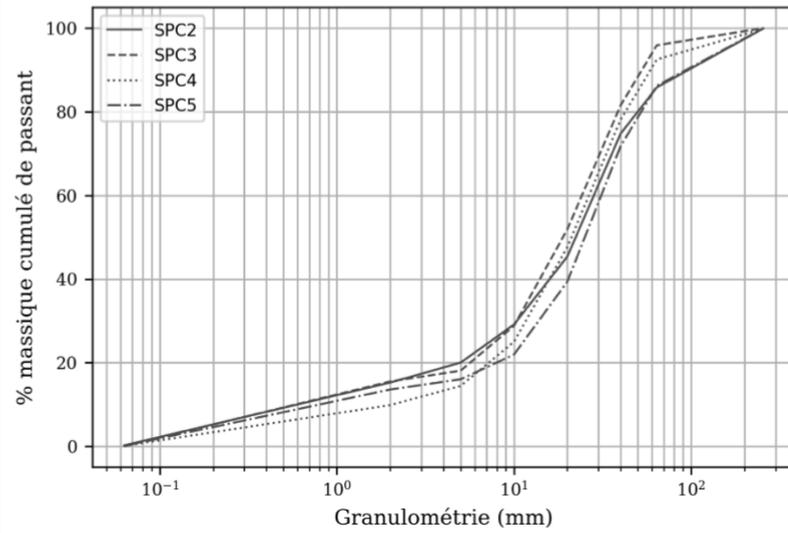
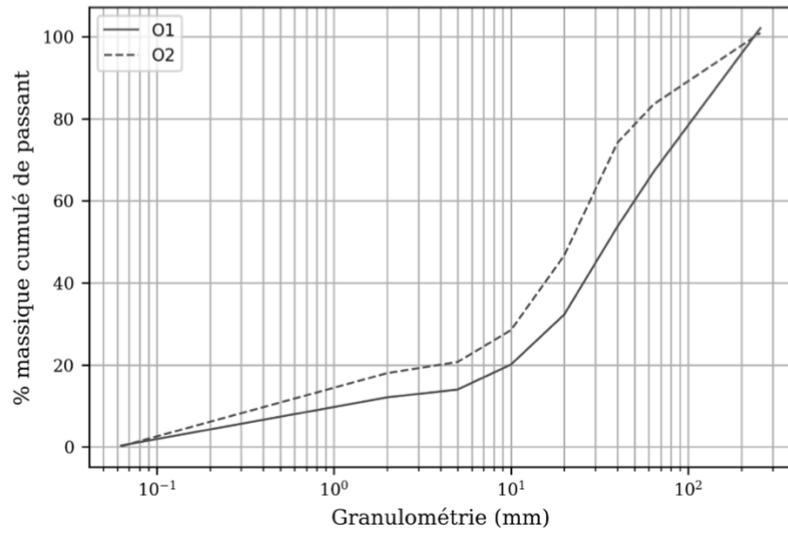
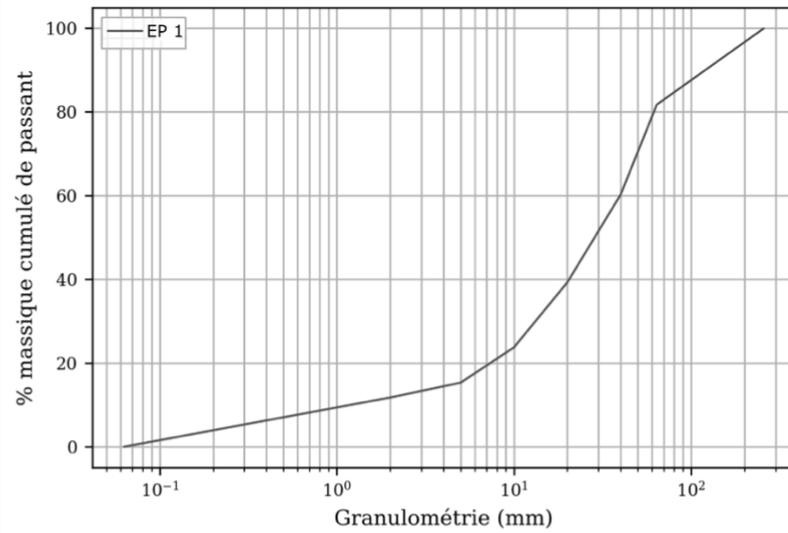
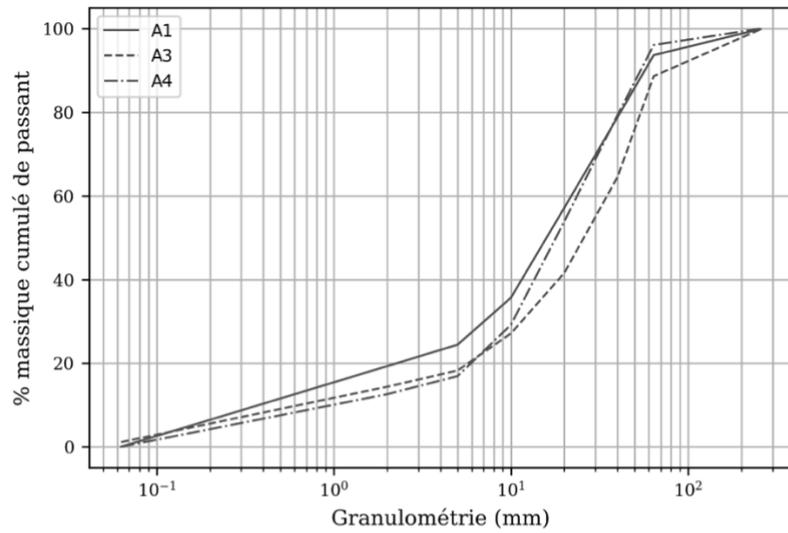
- Leopold, D. L. B., Wolman, G. M. & Miller, J. P., 1992. *Fluvial Processes in Geomorphology*. 1 éd. New York: Dover Publications.
- Lesueur, J.-L., Rubino, J.-L. & Giraudmailet, M., 1990. Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien. *Bulletin de la société géologique de France*, 6(1), pp. 49-65.
- Lisiecki, L. E. & Raymo, M. E., 2005. A Pliocène-Pleistocène stack of 57 globally distributed benthic delta 18O records. *Paleoceanography*, Volume 20, pp. 2-17.
- Lliboutry, L., 1975. Loi de glissement d'un glacier sans cavitation. *Annales geophysicae*, Volume 31, pp. 201-226.
- Lyon-Caen, H. & Molnar, P., 1989. Constraints on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. *Geophysical journal international*, 99(1), pp. 19-32.
- Mandier, P., 1984. *Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire: essai de synthèse paléogéographique*, Lyon: Thèse de doctorat.
- Mandier, P., 1988. Les problèmes chronologiques posés par les phases de la récession Würmienne dans la moyenne vallée du Rhône. *Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire*, 2(3), pp. 123-128.
- Mandier, P., 2003. Reconstitution de l'expansion glaciaire de piémont des stades A et D des glaciers Würmiens du Rhône et de l'Isère: Implication et origine de leur disparité. *Quaternaire*, 14(1), pp. 129-133.
- Mandier, P., Evin, J., Argant, J. & Petiot, R., 2003. Chronostratigraphie des accumulations würmiennes dans la moyenne vallée du Rhône: L'apport des dates radiocarbones. *Quaternaire*, 14(1), pp. 113-127.
- Miall, A. D., 1978. Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary. *Fluvial Sedimentology*, Issue 5, pp. 597-604.
- Miall, A. D., 2006. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. 4e éd. New York: Springer.
- Monjuvent, G., Combiér, J. & Michel, R., 1975. *Notice de la carte géologique de La Cote St Andre*, Orléans: BRGM.
- Moscariello, A. et al., 1998. Déglaciation würmienne dans des conditions lacustres à la terminaison occidentale du bassin lémanique (Suisse occidentale et France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Volume 91, pp. 185-201.
- Mulder, T. & Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, Issue 48, pp. 269-299.
- Nicoud, G. et al., 2002. Creusement et remplissage de la vallée de l'Isère au Quaternaire récent. *Géologie de la France*, Issue 4, pp. 39-49.
- Pfiffner, O. A., 2014. *Geology of the Alps*. Wiley Blackwell éd. Oxford: John Wiley and Sons.
- Prud'homme, C. et al., in Press. Paired 10Be sampling of polished surfaces and erratic boulders to improve glacial landforms dating. *Earth surface processes and landforms*.
- Reynaud, J.-Y. & Dalrymple, R. W., 2012. Shallow-Marine Tidal Deposits. *Principles of tidal sedimentology*, pp. 335-369.
- Rust, B. R., 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, Issue 18, pp. 221-245.

- Rust, B. R., 1978. A classification of alluvial channel systems. *Fluvial Sedimentology*, pp. 187-198.
- Schwartz, S., Baillet, L., Audin, L. & Bourlès, D. I., 2016. Cosmic ray exposure dating on the large landslide of Séchilienne (Western Alps): A synthesis to constrain the slope evolution. *Geomorphology*, Volume 278, pp. 329-344.
- Seguinot, J. et al., 2018. Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. *The Cryosphere discussions*, pp. 1-30.
- Siegenthaler, C. & Huguenberger, P., 1993. Pleistocene Rhine gravel: deposits of a braided river system with dominant pool preservation. *Geological Society*, Issue 75, pp. 147-162.
- Sissingh, W., 2001. Tectonostratigraphy of the west Alpine foreland: correlation of tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *tectonophysics*, Issue 333, pp. 361-400.
- Stride, A. H., 1982. *Offshore tidal sands*. 1 éd. Heidelberg : Springer Netherlands.
- Thompson, A. & Jones, A., 1986. Rates and causes of proglacial river terrace formation in southeast Iceland: an application of lichenometric dating techniques. *Boreas*, Volume 15, pp. 231-246.
- Triganon, A., Nicoud, G., Guiter, F. & Blavoux, B., 2005. controle de la construction de l'ensemble détritique de la région d'evian par trois phases glaciaires durant le wurm. *Quaternaire*, 16(1), pp. 57-63.
- Vilain, R., 1988. Nouvelles observations géologiques et datations absolues dans le complexe morainique wurmien de Balan, Ain France. *Bulletin des naturalistes et archéologues de l'Ain*, 1(8), pp. 5-21.
- Vilain, R., Evin, J., Drevon, G. & Marechal, J., 1988. Nouvelles observations géologiques et datations absolues dans le complexe morainique wurmien de Balan (Ain, France). *Bulletin des Naturalistes et Archéologues de l'Ain*, Volume 8, pp. 457-468.
- Whipple, K. X. & Tucker, G. E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, Volume 104, pp. 661-674.
- Wirsig, C. et al., 2016. Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. *Quaternary Science Reviews*, Volume 143, pp. 37-50.

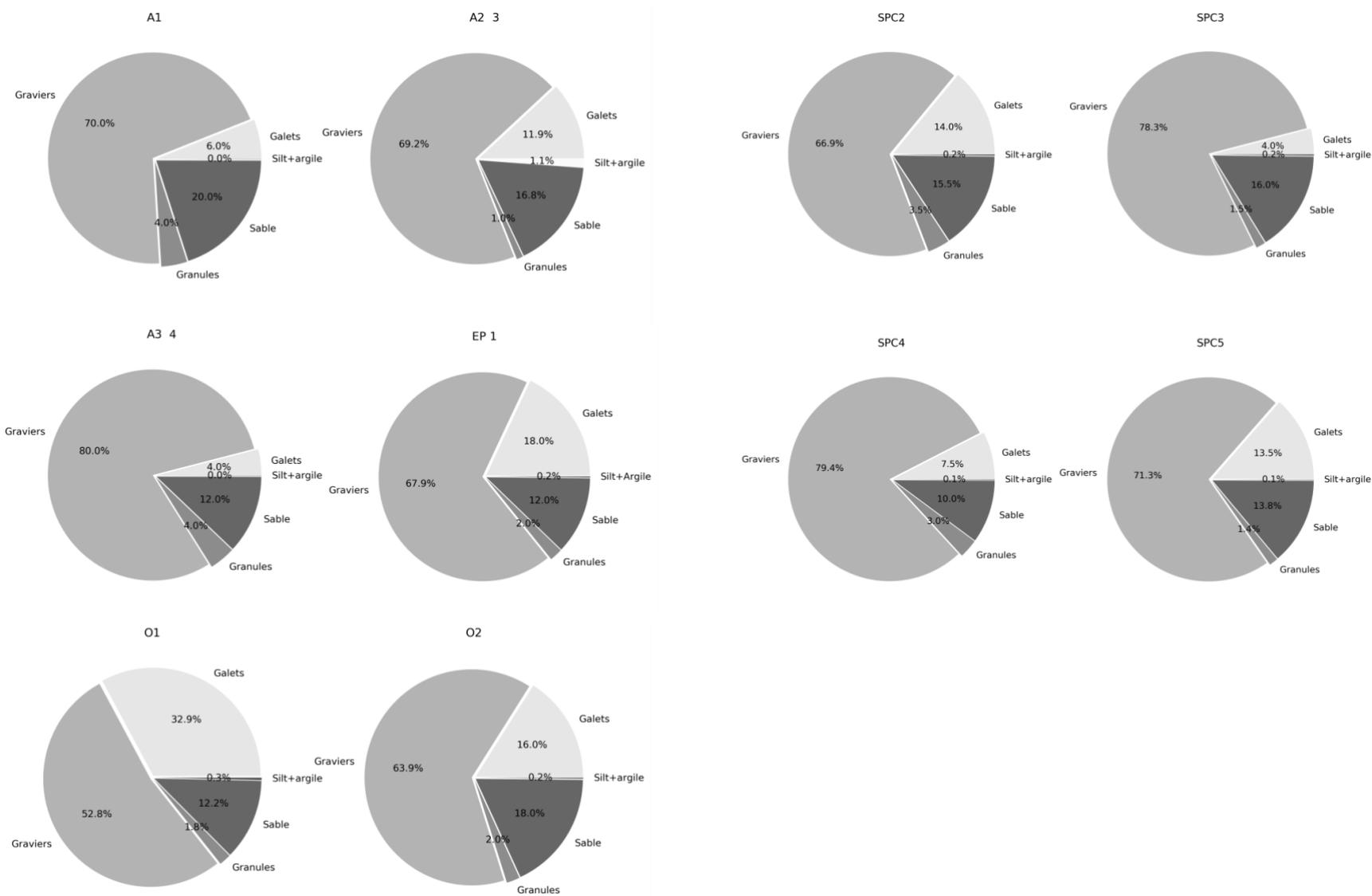
## Annexes



*Annexe 1 : Carte géomorphologique des formations détritiques du Neogènes supérieur et du Quaternaire, avec la localisation des terrasses de Chasse (A) et de Ternay (B) (Mandier, 1984).*



*Annexe 2 : Courbes granulométriques des différents faciès fluvioglaciaires observés en carrière.*



*Annexe 3 : Pourcentage des classes granulométrique de C.K. Wentworth des faciès fluvioglaciaires observés en carrières.*