



*Université de Bourgogne - Franche Comté
Géosciences Dijon - Master 2 SP2G*

Mémoire de Recherche

**Etude géomorphologique,
cartographique et sédimentaire des
dépôts Würmiens dans la région
de Lyon, France.**

20 Novembre 2020

Simon Gérard Steiner

*Tuteur : Jean-Francois Buoncristiani
Hélène Tissoux*

Abstract:

The object of this research paper is two-fold and focuses on a study area situated in the forelands of the European Alps in the region of Lyon, France (Figure 1). Being at the Eastern extremity of the LGM (last glacial maximum), it is believed that this region is undergoing active tectonic uplift following the demise of the Würmien glaciers (Champagnac *et al.*, 2008). A first objective consists in determining the motor responsible for the displacement of the Ain river towards the East which occurred in the midst of the last deglaciation, during the Grenay and Crémieux stages. For long, tectonic uplift in response to glacial unloading was speculated. However recent research is aligning with previous beliefs thus supporting climatic positive feedback and induced vertical uplift (Molnar et England, 1990; Champagnac *et al.*, 2007; 2008; 2012). In order to find markers of climatic induced rebound, landscape (MNT) analysis will be done on GIS to find geomorphological support. In this regard, algorithms (slope, hillshading, height, sky view factor, visible sky view, topographic positive index, Vsky) will be compared in order to see which is most suited in a GIS geomorphological study in Alpine forelands. Furthermore, the algorithms will be compared in the aim of determining a semi-automated approach in glacial and pro-glacial analysis.

A second aim is to produce a precise mapping of the deglaciation stages since the LGM to compare with the works priorly published (Derruau et Mandier, 1989 ; Mandier, 1981 ; Schoenich, 1989 ; Mandier 2003). As will be highlighted by the GIS applications and the geomorphological structures observed, many inter-stadial events were ignored in the older maps. A new series of maps were produced to present the stages of deglaciation during the Würm and the various geomorphological objects associated.

Keywords: *LGM, fluvial deposits, terraces, tectonics, climate change, uplift, European Alps*

Introduction :

Le relief d'une chaîne de montagnes est le résultat d'une combinaison de processus d'origine tectoniques et climatiques. Historiquement, la surrection d'une orogénèse était associée à la tectonique (Davis, 1899) et l'érosion était associé au climat (Tricart and Cailleux, 1965). Or, les études de terrain récentes proposent une interprétation du relief plus complexe dans le sens que la tectonique, le climat et les processus de surface résultent de couplages et d'une interaction forte (Mollnar et England, 1990 ; Willet, 1999).

Les études récentes sur les Alpes semblent indiquer unilatéralement un contrôle climatique sur l'uplift actuel contredisant de nombreuses études antérieurs (Champagnac *et al.*, 2008 ; 2012). Avec le retrait des glaces au LGM, la disparition progressive du volume de glace a entraîné un déséquilibre isostatique. La réponse tectonique visco-élastique à ce déséquilibre pourrait être responsable de 50% à 90% de l'uplift mesuré actuellement (Mey *et al.*, 2016).

La zone d'étude pour ce travail se situe sur un secteur d'environ 4500 km² dans le bassin d'avant pays Alpin Français comprenant la ville de Lyon et son agglomération actuelle. Il sera question de répondre à deux problématiques. Dans un premier temps il s'agira de réévaluer les études passées concernant le retrait du lobe Lyonnais au Würm (Derruau et Mandier, 1989 ; Mandier, 1981 ; Schoenich, 1989 ; Mandier 2003). Historiquement, l'extension des glaciers Alpins est étudiée en se basant essentiellement sur la cartographie des structures morainiques (Penck et Buckner, 1909). Cette approche a permis de déterminer les grands stades de glaciation

quaternaire (Günz, Mindel, Riss et Würm) ainsi que la chronologie des stades A, B, C, D et E du Würm, notamment au niveau du lobe Lyonnais (Mandier 2003).

Afin de réévaluer les travaux antécédents, une cartographie de la zone d'étude sera effectuée en croisant les informations géologiques et géomorphologiques relevées dans la littérature et sur le terrain. La cartographie sera réalisée sur un MNT à haute résolution spatiale (lidar 1m et 5m, RGE Alti IGN) et elle servira à réaliser des cartes événementielles à résolution temporelle fine pouvant mettre en évidence les structures géomorphologiques héritées. Plus précisément, il s'agira aussi de distinguer les structures par âge et séparer les formations liées à l'extension du LGM de celles héritées des diverses phases de retrait Quaternaire (Mandier, 2003). Au biais du logiciel SIG, divers algorithmes géomorphologiques seront appliqués sur le MNT. Il s'agira de comparer les modèles et déterminer quels algorithmes sont utiles dans une étude géomorphologique glaciaire en milieu périalpin. Ensuite, les algorithmes seront comparés dans l'idée de déterminer des méthodes semi-automatiques pour cartographier les structures glaciaires.

La seconde question abordée dans ce travail est de déterminer pourquoi l'Ain a dévié vers l'Est lors du retrait glaciaire au Würm. D'emblée, il est spéculé que se soit dû à l'impact du couplage climat-tectonique sur l'uplift. Deux mécanismes majeurs contrôlent la tectonique récente dans les Alpes. Il s'agit de la compensation isostatique et le rééquilibrage lithosphérique suite à une instabilité gravitaire, dans ce cas de retrait du glacier et son érosion (Berger *et al.*, 2008 ; Sternai *et al.*, 2016). Sur la zone d'étude, de nombreuses structures géomorphologiques semblent témoigner d'un déséquilibre tectonique d'origine gravitaire. L'une des conséquences tectoniques se traduit par une augmentation de l'uplift entraînant alors, la surrection des crêtes lors de l'incision des vallées (Burbank *et al.*, 1996 ; Whipple et Tucker, 1999).

Contexte Géologique :

L'histoire géologique de cette région est complexe et commence au Carbonifère avec l'orogénèse hercynienne.

L'orogénèse Hercynienne, ou le cycle Varisque, se termine au Permien. Ce cycle est marqué par une tectonique extensive engendrant un amincissement de la croûte (Pffner, 2014). Ainsi se structurent par l'action de failles normales et décrochantes des bassins sédimentaires tardi-orogéniques et l'exhumation d'intrusion granitiques anatexiques (Pffner, 2014). Bien que ces dépôts soient actuellement profonds et recouverts d'une série sédimentaire (Derruau et Mandier, 1989), ces structures anciennes influent encore sur les processus géologiques modernes de par leur rhéologie et les accidents tectoniques hérités.

Au Trias, les continents sont regroupés en un super-continent, la Pangée. A cette époque, une mer épi-continentale s'installe et les premiers sédiments se déposent recouvrant progressivement les roches Varisques. Les sédiments du Trias vont fortement influencer l'orogénèse alpine notamment dû au dépôt d'évaporites qui servent de plan de chevauchement lors de la compression Alpine. C'est à la fin du Trias (220 ma) que la dislocation de la Pangée débute.

Les processus de dislocation débutent au Jurassique avec le rifting des paléo-continentes de la Pangée. Il s'agit donc d'une tectonique extensive (Lemoine, *et al.*, 1986). Ce rifting aboutit dans un premier temps à l'ouverture de la Téthys alpine, puis au Jurassique moyen l'ouverture progressive de l'océan Atlantique (Tricart, 1984). Lors de ces processus tectoniques, les accidents majeurs Hercyniens sont pour certains réactivés (Tricart, 1984). Cette période est marquée par d'importants dépôts marno-calcaire, une diminution des évaporites dû à l'approfondissement progressif des dépôts et la mise en place d'une plateforme continentale

épiréique. Le rifting continental est exprimé par des bassins en semi-graben déca-kilométriques séparés par des failles normales crustales (Avigad, 1996). In fine, la marge continentale se transforme en marge passive subsidante (Tricart, 1984).

L'histoire compressive des Alpes débute au Crétacé qui sera marqué par subduction puis la collision des plaques continentales Apulienne et Européenne (Tricart, 1984). C'est au Crétacé supérieur qu'a lieu l'ouverture de l'Atlantique Nord ce qui provoquera la fermeture de la Téthys. La subduction se poursuivra jusqu'à l'Oligocène et provoquera le charriage massif puis l'empilement de couches géologiques. L'analyse des roches métamorphiques alpines indique des profondeurs d'enfouissement pouvant atteindre les 100 kilomètres de profondeur suivant les unités (Goffé *et al.*, 2004).

Au Miocène, la déformation tectonique se propage progressivement des unités internes vers les unités externes affectant fortement la marge Européenne. Les nappes de couverture formées à l'Oligocène, telles que les nappes Helvétiques et Dauphinoises (Fig. x), sont déformées et un soulèvement des massifs cristallins externes a lieu (Champagnac, *et al.*, 2006). C'est au Miocène supérieur que les derniers épisodes compressifs ont lieu sous forme de *fold and thrust belt*, notamment au Jura (Burkhard *et al.*, 1998).

Lors de la tectonique compressive tardive, un bassin d'avant pays s'est formé par flexure (Burkard *et al.*, 1998 ; Sue *et al.*, 2003) dit le bassin molassique. Celui-ci a été actif de l'Oligocène au Miocène moyen, jusqu'à son soulèvement lors de la déformation Jurassienne. La molasse est constituée essentiellement par des roches sédimentaires détritiques (érosion alpine) post-orogéniques. Les dépôts de grès sont prépondérants.

À l'Eocène, la plaque européenne poursuit sa subduction plongeante par tectonique compressive ce qui engendra une importante force de traction. Cette force engendra à son tour un régime extensif en zone externe de l'orogénèse Alpine (Pfiffner, 2014 ; Calais *et al.*, 2002). C'est à ce moment que le rift européen et le fossé rhodanien se créent (Pfiffner, 2014 ; Ballezio, 1972). Ce fossé évoluera en trois temps distincts : l'Oligocène, le Miocène et le Pliocène.

Le fossé rhodanien était initialement un couloir ponctué de petits bassins d'effondrement d'axe N/S débutant vers Bourg en France actuelle, passant par la région Lyonnaise et terminant à Marseille au contact avec la mer méditerranéenne. Il est également associé à l'activation du graben de Bresse (Ballezio, 1982). C'est à l'Oligocène que le bassin rhodanien à proprement parler se forme par la création de trois fossés subsidants liés toujours à une tectonique localement extensive : la Bresse, le Bas-Dauphiné et le Bas-Rhône (Debelmas *et al.*, 1980). Au Miocène, une transgression permet la connexion des fossés et ainsi l'individualité du bassin rhodanien. Au Messinien, la Méditerranée s'assèche engendrant un abaissement marqué du niveau de base. En parallèle, on enregistre un mouvement d'uplift régional lié à la croissance du Jura à l'Ouest (Sissingh, 2001). Le paléo-Rhône est en emmersion et creuse ainsi son cours jusqu'à la Méditerranée (Montjuvent et Nicoud, 1988). Dans la région de Lyon, d'importantes gorges se forment et une érosion importante a lieu (Gennesseaux *et al.*, 1980). C'est à la transgression du Pliocène que les vallées encaissées sont immergées et comblées de sédiments (Debrand-Passard *et al.*, 1984). Actuellement le fossé rhodanien correspond à la vallée du Rhône actuel contraint à l'Est par le Massif Central et les chaînes subalpines et provençales à l'Ouest.

Au Quaternaire, le climat terrestre est modifié par les variations orbitales et une cyclicité glaciaire (stades) et inter-glaciaire (inter-stades) a lieu. Au sein des Alpes, de vastes glaciers se développent ce qui va influencer la géomorphologie jusqu'à aujourd'hui. Outre les Alpes, toutes les moyennes à hautes latitudes de la planète ont été atteintes par la glaciation et subissent les effets du réajustement isostatique après la déglaciation (Molnar et England, 1990 ; Ivy-Ochs, 2015). Les grands épisodes climatiques quaternaires sont définis à partir du rapport isotopique de l'oxygène mesuré sur les tests de foraminifères marins. On appelle communément les excursions isotopiques : *stades isotopiques marins (MIS)* (Imbrie *et al.*, 1984).

Dans les Alpes, l'extension des glaciers est étudiée depuis le début du 20^{ème} siècle (Penck et Buckner, 1909) en se basant essentiellement sur la cartographie des structures morainiques et cette approche a permis de déterminer les grands stades de glaciation quaternaire (Günz, Mindel, Riss et Würm). Bien que ces périodes et termes soient anciens et associés à l'orogénèse Alpine (Penck et Buckner, 1909), les tendances suivent les courbes de variation climatiques globales du quaternaire, tels que les événements de Heinrich de l'atlantique Nord (H1-H6), les forages antarctiques GRIP et les MIS (Mandier, 2003).

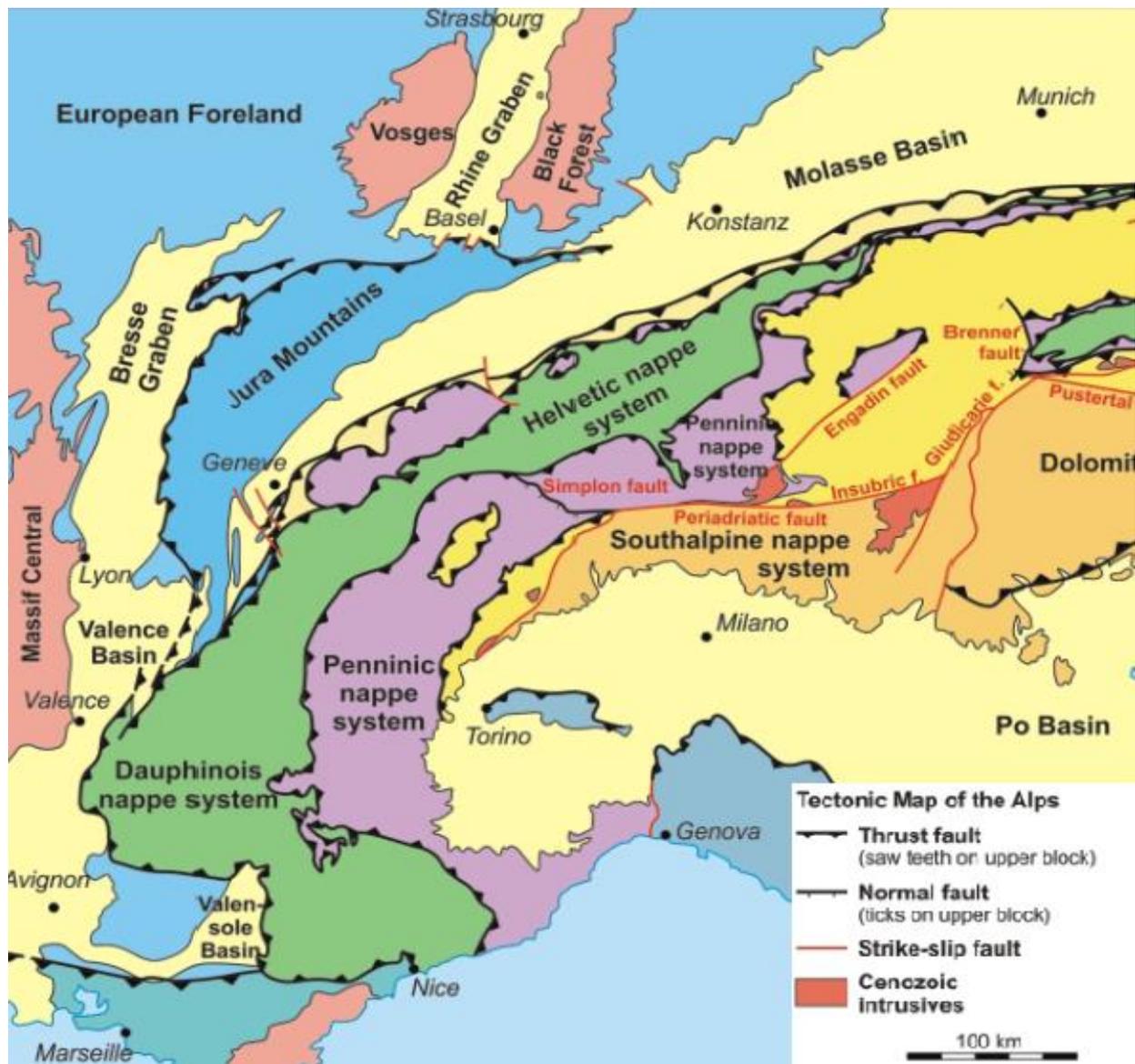


Figure 1 : Carte géologique globale présentant les principales unités Alpines. Lyon et le terrain d'étude se trouve à l'Ouest de la carte dans le bassin de Valence (Neubauer 2014).

Présentation de la Zone d'Etude :

La région de Lyon est située dans le bassin de Valence et elle est directement bordée par le Massif Centrale à l'Ouest, les terrains Mésozoïques subalpins à l'Est et le Jura au Nord (Figure 1). La zone d'étude comprend plusieurs ensembles géographiques, dont les Dombes, l'Ile crémieux et les Terres Froides (Figure 2), qui sont séparés par d'importants couloirs de dépôt fluvioglaciaire, notamment les couloirs de Villeurbanne et d'Heyrieu. Entre ces reliefs

jalonent l'Ain et la Saône avant de rejoindre l'importante vallée du Rhône qui s'étend de l'extrémité orientale du canton du Valais (Suisse) à Marseille où le Rhône rejoint la Méditerranée.

Les dépôts pré-quaternaires correspondent à des dépôts du miocène qui sont sous-divisés en deux faciès principaux (Chenevoy *et al.*, 1969 ; Derruau et Mandier, 1989). Le premier est dit molassique et il est principalement constitué de dépôts silto-sableux. Le second faciès est conglomératique et il est discontinu dans l'espace.

Les premiers dépôts quaternaires de la région sont datés de 2.5 à 1.2 Ma, ce qui prédate la glaciation du Gunz daté de 1.2 à 0.8 Ma (Derruau et Mandier, 1989). Les sédiments de cette période sont rares et ils constituent des moraines, des conglomérats grossiers et des dépôts fluvio-glaciaires. Cette glaciation étant ancienne, les sédiments associés ont subi l'entier des oscillations climatiques du quaternaire et ils ont été érodé par les extensions glaciaires suivantes (Norton *et al.*, 2010).

La glaciation du Mindel (475-410 ka) a déposé des terrasses de haute altitude, notamment la terrasse de Ternay au sud de Lyon (Derruau et Mandier, 1989) qui est mise en évidence par le couloir rhodanien (Debrand-Passard *et al.*, 1984).

La glaciation du Riss (370-130 ka) a déposé les terrasses de moyennes altitudes du Rhône. Cette glaciation est divisée en deux périodes référées par les moyennes terrasses supérieures de Chasse I, II (Riss inférieur) et les moyennes terrasses inférieures de Chasse III, IV (Riss supérieur) (Debrand-Passard *et al.*, 1984 ; Derruau et Mandier, 1984). Une sous-division est établie sur l'évidence d'une glaciation en deux phases d'intensité inégale. C'est au Riss inférieur qu'on attribue la plus importante glaciation du quaternaire, avec une extension de glace atteignant Bourg-en-Bresse (Buoncrisiani et Campy, 2011). Cette période s'apparente au MIS 6 et MIS 8 et pour certains il est préférable de nommer cette période l'extension glaciaire maximum (MEG) (Champagnac *et al.*, 2013).

La chronologie relative des extensions glaciaires du Würm (125-11.4 ka) présente cinq stades, nommé stade A à stade E (Figure 24) (Derruau et Mandier, 1989 ; Mandier, 2003). Dans le domaine alpin Français et ces zones de piedmont, ces stades sont déterminés à partir de cartographie des structures morainiques cependant la datation fine demeure en discussion.

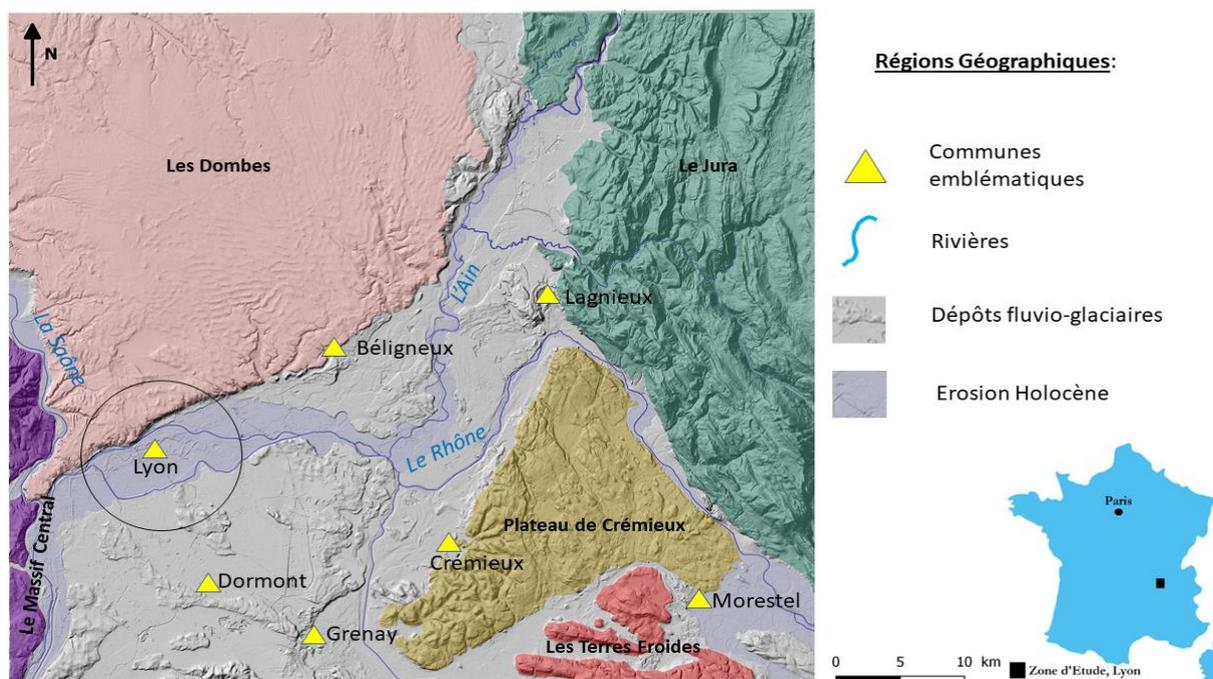


Figure 2 : Carte figurant les grandes régions géographiques de la zone d'étude (en couleur), les principaux cours d'eau, l'érosion Holocène en bleu, les principaux couloirs fluvioglaciaires en gris et les communes emblématiques dans la littérature indiquées par les figurés en triangle.

En effet, les données utilisées dans les études antérieures (Schoenich, 1998), principalement basées sur des âges de C^{14} , contredisent les études récentes (Baize *et al.*, 2011 ; Wirsig *et al.*, 2016 ; Becker *et al.*, 2017 ; Seguinot *et al.*, 2018). Au nord du front du lobe Lyonnais, l'extension pourrait être plus ancienne et datée antérieurement à 38,4 ka. Ceci implique un LGM situé entre 45 et 60 ka (Monjuvent et Nicoud, 1988) correspondant alors au MIS 4. Wirsig *et al.*, (2016) ont proposé une synthèse des données chronologiques relative à l'extension des glaciers au LGM dans les Alpes. Ce travail montre clairement qu'il existe deux phases d'extension, un LGM précoce daté à 26.5-23 ka suivit par une dernière extension datée de 23-21 ka. Le retrait final est estimé à 19 ka (Monegato *et al.*, 2007 ; Wirsig *et al.*, 2016).

Le stade A correspondrait au Würm inférieur et il représente l'extension maximale glaciaire du Würm. Cette période froide est mondiale et elle pourrait correspondre à l'événement Heinrich 6 (Derruau et Mandier, 1989). Le lobe lyonnais est en place et il est alors alimenté par un important bassin versant comptant trois glaciers, dont le plus important devait être le glacier du Rhône (Mandier, 2003). Les stades suivants, B et C, sont marqués par un retrait du front glaciaire et une augmentation de la dynamique fluvio-glaciaire (Kuhlmann *et al.*, 2002), marquée par le dépôt de terrasses et de moraines frontales orientées globalement vers l'ouest du glacier. Cette période est peu documentée et il est toujours difficile d'attribuer ces périodes de retrait aux variations climatiques globales (Mandier, 2003). Au stade D, le bassin versant du lobe lyonnais diminue et il ne serait alors alimenté uniquement par le glacier de l'Isère. Il correspondrait à l'événement Heinrich 2 (Mandier, 2003). Finalement le stade E est marqué par un retrait maximal des glaciers avec des dépôts morainiques présent au pied de la chaîne alpine et des plis jurassiens. Ce stade est apparenté au MIS 2 (Mandier, 2003).

Lors de la période de glaciation du Würm le glacier delphino-savoisien s'est étendu pour former les alluvions du lobe lyonnais étant situé au piémont de la chaîne alpine. Plusieurs avancées glaciaires et oscillations climatiques ont affecté la région (Derruau et Mandier, 1989 ; Monjuvent et Nicoud, 1988 ; Buoncristiani et Campy, 2011) et on relève deux complexes morainiques frontaux pour le Würm (Penck, 1905 ; Derruau et Mandier, 1989; Monegato *et al.*, 2007), indiquant deux périodes distincts climatiques. A l'extension glaciaire maximale du Würm, le bassin versant et ses zones d'accumulations sont extensifs et comprennent le massif du Mont-Blanc, de Tarentaise et de Beaufortin (Coutterand *et al.*, 2009). Les basses terrasses du Rhône sont associées à cette période et des couloirs d'épandage glaciaires sont trouvés à Moidieux, Septème et Heyrieux (Derruau et Mandier, 1989).

Méthodes

L'étude de la géomorphologie glaciaire, et des processus géologiques et naturels sous-jacents, est un processus complexe. L'observation du paysage offre une vision finale de la morphologie glaciaire tout en omettant, a priori, le passé géologique (Bennet et Glasser, 2011). Les processus glaciaires sont complexes de part les nombreux acteurs agissant sur le système ainsi que par la périodicité lors d'une glaciation. Une simple structure glaciaire peut ainsi cacher un passé complexe marqué par des épisodes d'érosion et de re-sédimentation (Bennet et Glasser, 2011). Ainsi, il est impératif de considérer la continuité dans le temps des structures glaciaires.

Afin de décortiquer le paysage et comprendre l'évolution des processus glaciaires dans le temps, un système d'informations géographiques (SIG), sous forme de modèle numériques de terrain (MNT), a été fourni pour la zone d'étude. A l'heure actuelle, de nombreux méthodes et

algorithmes existent (Fiore, 2007 ; Doneuy, 2015 ; Hiller et Smith, 2008) pour traiter les MNT et étudier la géomorphologie d'un terrain.

En amont des calculs et de l'application d'algorithmes sur SIG, divers outils ont été employés afin de permettre une véritable compréhension du terrain d'étude. Il s'agit essentiellement des cartes géologiques de la France au 1 :50'000 publiés par la BRGM. Le service de la BRGM offre deux versions numérisées de la carte géologique de la France, dites harmonisées et non harmonisées. La différence majeure entre ces cartes est la nomenclature associée aux sédiments du Würm (Figure 28). Associés à ces cartes géologiques, une vision actuelle de la zone d'étude au biais de Google Earth Pro a été utilisé, notamment pour repérer les objets anthropiques.

Dans un premier temps, divers algorithmes, ou traitements de terrain, ont été employés afin d'en comparer l'utilité et spécificité de chaque dans le cadre d'une étude de paysage glaciaire et plus précisément pour étudier certains objets géomorphologiques spécifiques. Ce travail présente ainsi divers algorithmes SIG (SAGAgis) largement utilisé par la communauté scientifique (Fiore, 2007 ; Hiller et Smith, 2008 ; Doneuy, 2015) ainsi qu'un nouvel outil développé récemment par l'Université de Bourgogne (l'algorithme VSKY).

Dans un second temps, un processus de seuillage ainsi qu'une répartition par classes seront effectués pour certaines cartes. L'étude sur MNT a eu pour but de développer une méthode d'extraction des objets géomorphologiques par voie semi-automatique, ou même automatique. Le seuillage est alors impératif dans la limitation des données lors du passage d'un fichier raster (MNT) à un fichier vectorisé (SHP).

L'ensemble des méthodes employées a pour but de fournir une nouvelle cartographie sur SIG. Pour ce faire, il a fallu croiser les informations géologiques et géomorphologiques issues des divers sources présentées (Figure 5). Cette approche servira à réaliser des cartes événementielles temporelles incluant les diverses structures glaciaires aux phases d'extension et de retrait (Figure 12 à 17).

MNT et dallage de la zone d'étude :

Le MNT initial est un raster à haute résolution spatiale (RGE Alti IGN, lidar 1m) (Figure 6.a) couvrant une superficie approximativement de 4500 km². Afin d'alléger les calculs informatiques sur cette zone, un dallage a été effectué en amont divisant la zone en 25 unités de taille égale (Figure 5).

Afin de diviser la zone d'étude puis de la réunir post-traitement, deux dallages ont été effectués dont un premier sans superposition de la grille, puis un second avec une superposition de 500 mètres. Les algorithmes sont effectués sur les dalles avec superposition. Ensuite, elles sont coupées par les dalles sans superposition dans le but de supprimer les effets de bords entre les dalles et fournir une carte complète et homogène de la zone d'étude. L'envergure de la superposition est importante dans la suppression des effets de bord. Dans ce travail, une superposition de 500 mètres a été réalisée.

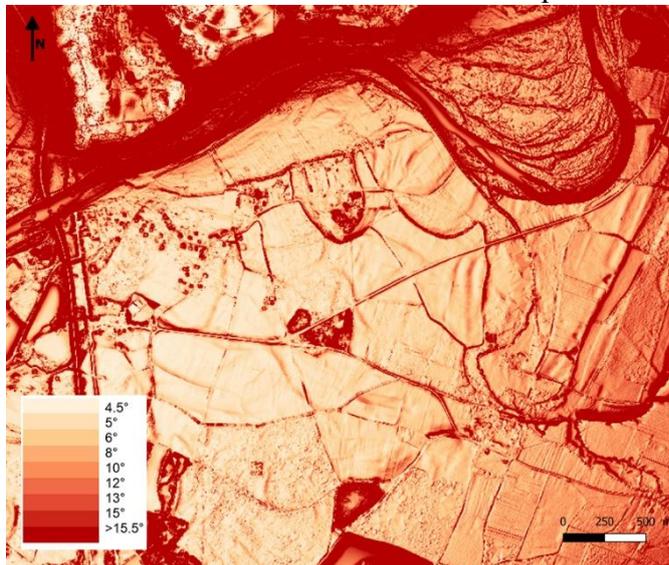
Principe du Seuillage

Le seuillage est une méthode d'analyse d'image en niveau de gris consistant à créer une nouvelle image monochrome comportant deux valeurs, noir ou blanc. Pour ce faire, le seuillage remplace les pixels d'une image par des valeurs du seuil fixé. Par exemple, pour un seuil fixé arbitrairement à 80 les valeurs supérieures seront représenté en blanc (1) et les valeurs inférieures à 80 seront représentés en noir (0).

Dans le cadre de ce travail, la méthode du seuillage utilise deux informations en entrée soit la valeur de la pente et la valeur de l'algorithme VSky. De part ces information composites, il est alors possible d'identifier des structures géomorphologiques selon des valeurs discriminantes tout en attribuant une valeur arbitraire de classement. Afin de déterminer au mieux les valeurs représentatives des structures géomorphologiques, des coupes topographiques ont été effectués afin de comparer les valeurs de pente avec celles du VSky (Figure 4). Avant de réaliser une carte seuillée définitive un tamisage est effectué. C'est-à-dire que l'ensemble des surfaces inférieurs au seuil sont supprimés étant non significatives.

Principe de la répartition par classes :

Cette méthode de visualisation de données consiste à appliquer au MNT des classes de couleurs pour faire ressortir des valeurs semblables. Cette méthode a servi, par exemple, pour visualiser les terrasses fluviales qui se déposent à des altitudes échelonnées. En observant les altitudes moyenne des terrasses, une répartition des classes peut ainsi être extraite du MNT permettant de visualiser l'étendue des terrasses ainsi qu'une chronologie relative de leur dépôt (Figure 7.g).



Outre les données relatives à l'altitude, cette méthode est également applicable aux pentes. Dans ce cas, l'objectif est de distinguer les ruptures de pente pouvant caractériser les limites érosives limitant les terrasses (Figure 3). En effet, l'effet d'ombrage sur le MNT n'est pas optimal pour la cartographie des ruptures de pente puisqu'il cache les objets géomorphologique mal orientés. Par méthode empirique, il a été noté que les plaines ont des pentes en moyenne égale à 1.5° alors que les ruptures de pentes fluviales sont comprises entre 5° et 15.5°.

Figure 3 : Image d'un seuillage de pente appliqué sur un MNT d'ombrage simple. Le seuille de 4.5° à 15.5° a été retenu la mise en évidence des limites entre terrasses fluviales.

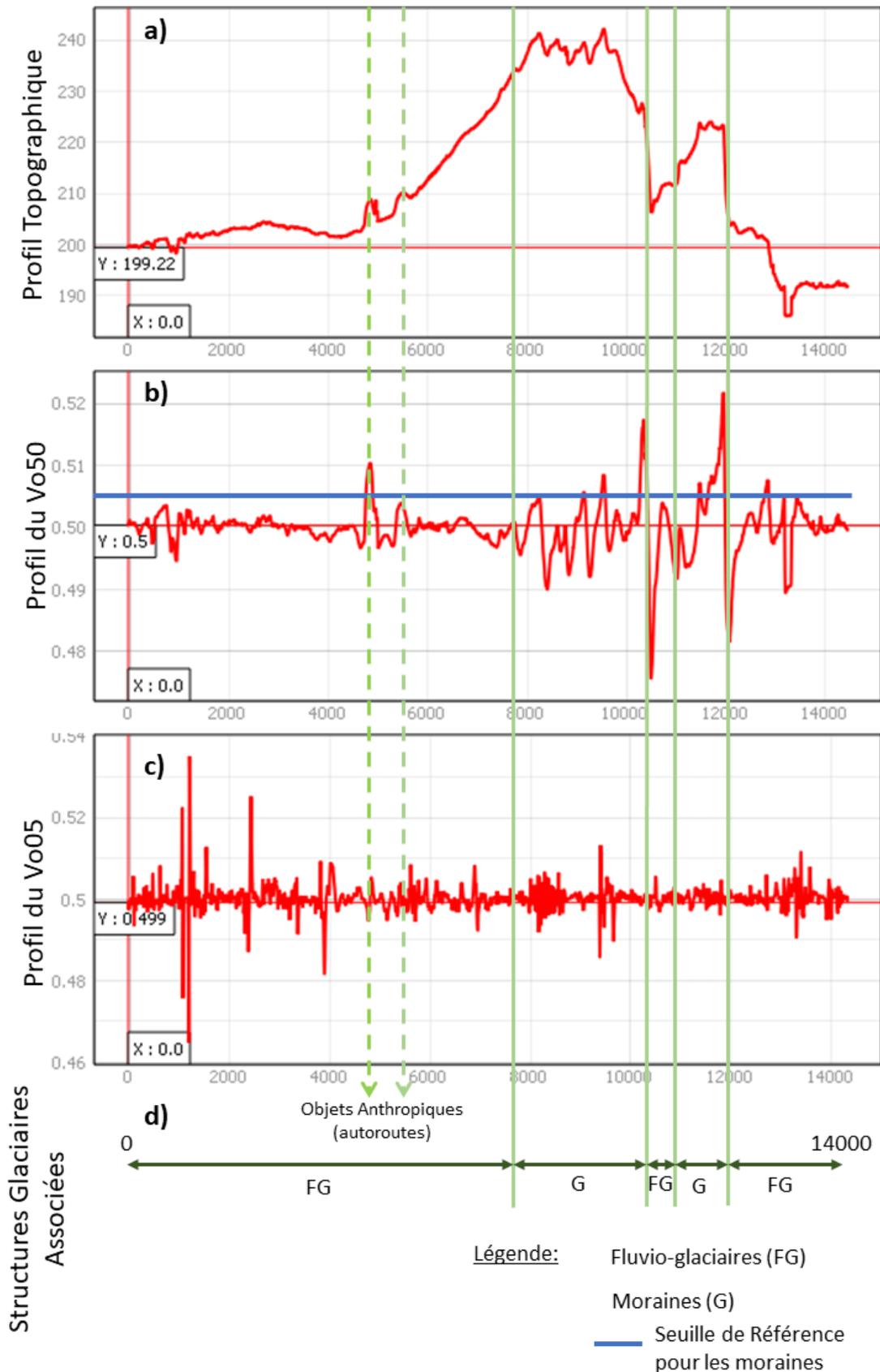


Figure 4 : Illustration graphique de l'amplitude de variation des valeurs du VO. a) Topographie mesuré sur le MNT b) Valeurs pour le VO50 c) Valeurs pour le VO05 d) Structures géomorphologiques associées.

Organigramme des méthodes :

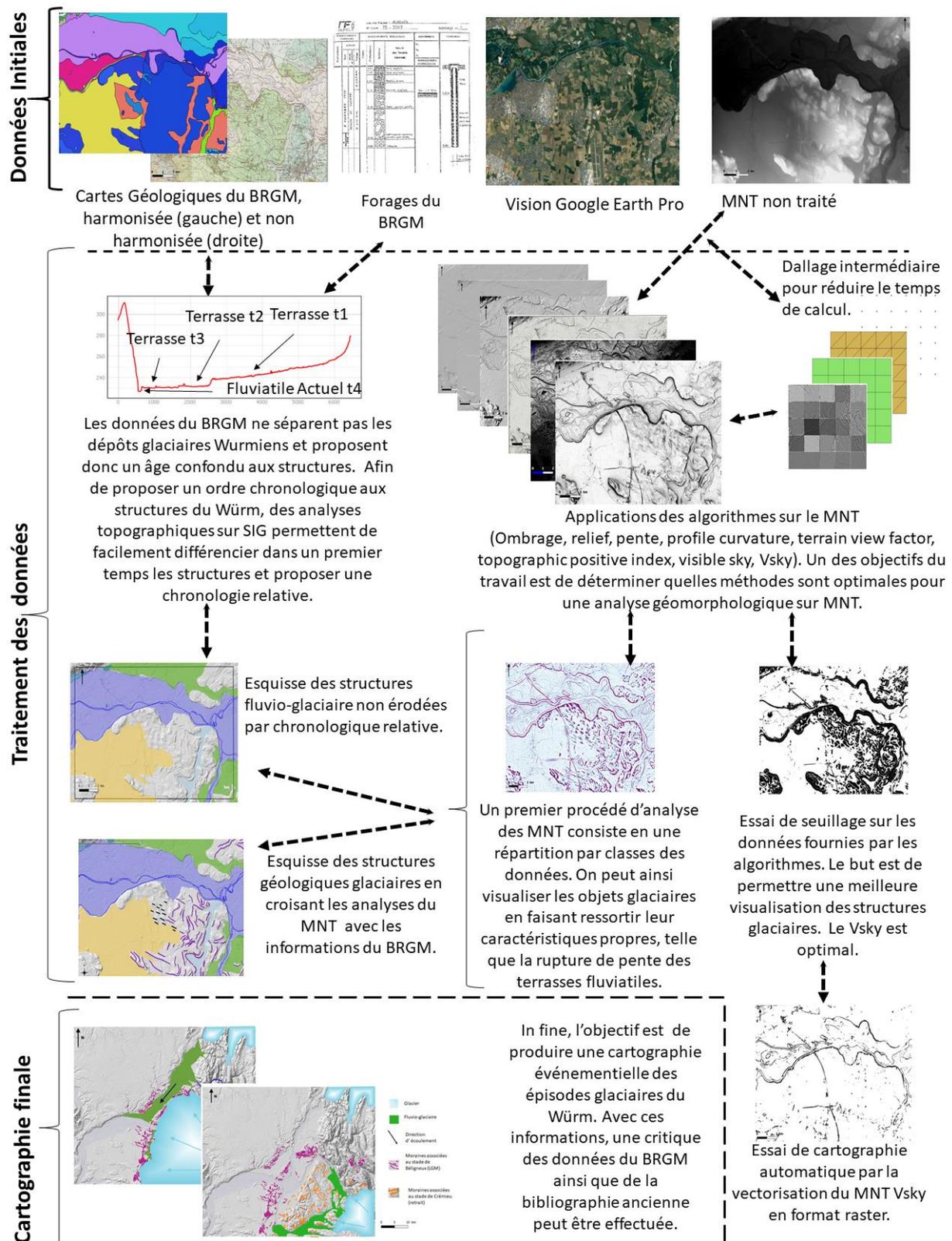


Figure 5 : Organigramme des méthodes employées dans l'élaboration des cartes événementielles. Le travail a évolué en trois temps consistant en la prise de connaissances des données, de leur traitement sur SIG puis de leur cartographie semi-automatique.

Présentation des méthodes SIG :

Un secteur de la zone d'étude (Figure 6.a) a été défini pour illustrer la spécificité de chaque algorithme. Chaque méthode d'analyse de terrain nécessite un MNT de format raster en entrée pour fonctionner. Il en résulte un nouvel MNT de même format.

1. MNT initial (Figure 6.a) :

Il s'agit d'un raster à haute résolution spatiale (RGE Alti IGN, lidar 1m).

2. Ombrage :

Cette analyse de terrain imite l'effet de soleil afin d'améliorer la visibilité du paysage à l'écran. L'ombrage est ainsi modélisé en fonction de la position du soleil qui peut être modifié par l'utilisateur en fonction de l'azimut (angle horizontal) et de l'élévation du soleil (angle vertical). L'algorithme engendre des contrastes de luminosité entre les zones ensoleillées et celles non ensoleillées ce qui facilite la compréhension du paysage (Fiore, 2007). Un avantage majeur de cet algorithme est qu'il est facile et rapide à appliquer sur un MNT tout en produisant un résultat lisible et accessible. Son défaut principal est dû au fait que le rendu variable énormément en fonction de la position du soleil. Ainsi, les structures géomorphologiques ne sont pas généralement pas toutes visible sur un unique MNT. De ce fait, deux cartes ont été générées avec une source lumineuse orientée inversement mais à azimut égal (Figure 6.c et 6.d). Afin de contrer partiellement ce problème, il est possible de rendre la couche d'ombrage partiellement transparente et de l'associer à, par exemple, un raster de pente ou d'élévation.

La première carte d'ombrage (Figure 6.b) illustre une complication inhérente à ce projet d'étude. Comme il sera expliqué ultérieurement, la hauteur des structures glaciaires étudiés est faible rendant ainsi la lecture du paysage plus complexe (Figure 9). De ce fait, les algorithmes SIG propose de varier un facteur z , égale à 1 par défaut, qui peut être utilisé comme une exagération verticale. Ce facteur z sera fixé à 3 pour l'ensemble des algorithmes proposant cette option.

3. Relief :

Cet algorithme crée une couche exprimant les données d'élévation de terrain (Figure 6.e). Il est optimal pour visualiser le relief et ses tendances à large échelle mais il exprime mal les détails de petite envergure (Fiore, 2007). Comme pour l'algorithme d'ombrage, celui-ci est rapide et facile à réaliser. A partir de cet algorithme, une répartition par classe pour des valeurs fixes d'élévation est possible (Figure 6.g).

4. Pente :

Un calcul de pente permet de représenter la valeur de pente pour chaque pixel du MNT (Figure 6.f). Un avantage de cet algorithme est qu'il imite une représentation d'ombrage sans le biais zénithal (Fiore, 2007). Or, sans effet d'ombrage, certaines formes géométriques deviennent difficiles à différencier, notamment pour les structures convexes ou concaves. Dans le cadre de ce travail se sont les ruptures de pente (Figure 3) qui ont largement servi à distinguer les structures géomorphologiques.

5. Profile Curvature :

Cet outil exprime la courbure du MNT sur un plan vertical en direction de la pente (Figure 7.j). Par ce biais, l'utilisateur peut visualiser si une pente augmente ou diminue de manière significative (Fiore, 2007). Il se distingue de l'algorithme des pentes du fait que les ruptures de pentes sont mieux exprimées. Les deux algorithmes ont en commun de négliger le biais azimutal exprimé dans les cartes d'ombrages.

Le *Profile Curvature* est une méthode récente en géomorphologie qui prouve être très utile en analyse de terrain (Krebsa *et al.*, 2015). De part sa haute résolution, sa facilité d'utilisation et

son faible coup, elle sert aujourd'hui pour évaluer et estimer les taux d'érosion en vallée, le transport de sédiments et l'évolution de chenaux (Hurst *et al.*, 2012).

6. Sky view factor:

Le *Sky View Factor (TVF)* est un algorithme servant à quantifier le ciel visible en un certain point (Figure 7.k) Il ne présente aucun biais angulaire lié à l'illumination. Cet outil sert à des buts différents tels que la quantification des rapports énergétiques ou la cartographie de structures peu visibles à l'œil nu (Szypula, 2017 ; Zaksek *et al.*, 2012). Il existe des méthodes pour diminuer ou augmenter la résolution au biais d'un filtre gaussien.

7. Topographic Positive Index:

Le *Topographic Positive Index (TPI)* compare l'élévation de chaque pixel du MNT initial avec l'élévation des pixels avoisinants (Weiss, A., 2001). Pour appliquer cet algorithme, il faut d'abord appliquer un filtre gaussien sur le MNT, puis soustraire au MNT d'origine le MNT filtré. Sur le rendu final (Figure 7.h), les valeurs positives représentent les points supérieurs aux valeurs proches. Au contraire, les valeurs négatives représentent les points inférieurs à leur entourage. Les valeurs nulles représentent les plan horizontaux ou les zones à pentes égales. Cet algorithme a l'avantage de soustraire du bruit et faciliter la lecture de structures peu visibles à l'œil nu. Son rendu est semblable au VSky.

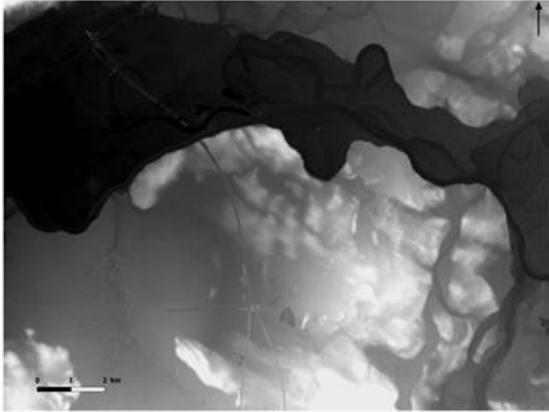
8. Visible Sky View:

Cette méthode a pour but d'exprimer pour chaque pixel du MNT le degré de ciel visible (Figure 7.l). Pour ce faire, l'algorithme mesure par une unité de surface l'angle pour lequel le ciel est visible. Le calcul se réfère à un plan horizontal de référence passant par chaque pixel (Zaksek *et al.*, 2011 ; Helbig et Löwe, 2013). Ainsi, un terrain plat aura un plan de référence égal à la topographie et une exposition maximale de ciel visible. En analysant un terrain en zone d'orogénèse, les valeurs maximales représentent les sommets alors que les valeurs minimales représentent les fonds de vallées. L'intérêt de cet algorithme est de représenter les creux et sommets topographiques. Les désavantages majeurs sont la puissance de calcul nécessaire et la sensibilité des options offertes à l'opérateur. De part sa haute résolution, cet algorithme est utile dans la détection de site archéologique (Zaksek *et al.*, 2012).

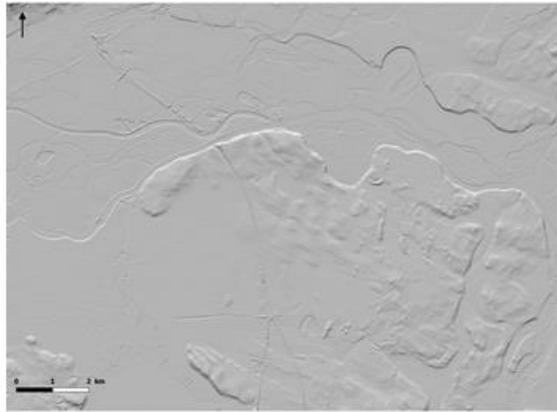
9. Vsky :

Cet algorithme est un nouvel algorithme développé à l'Université de Bourgogne. Il sert à aplatir la morphologie d'un terrain et de normaliser les valeurs autour d'une valeur fixe. Pour ce faire, l'algorithme crée une sphère, dont le rayon est modifiable par l'utilisateur, et il affecte une valeur à chaque pixel obtenu en comparant l'écart entre le pixel et la hauteur de la sphère. La sphère se déplace pour chaque pixel faisant que le MNT final contiendra des valeurs dérivées de l'ensemble des pixels calculés. Les valeurs sont strictement positives. Deux cartes de résolution différente ont été produites à partir de rayons différents (Figure 8.m et 8.n).

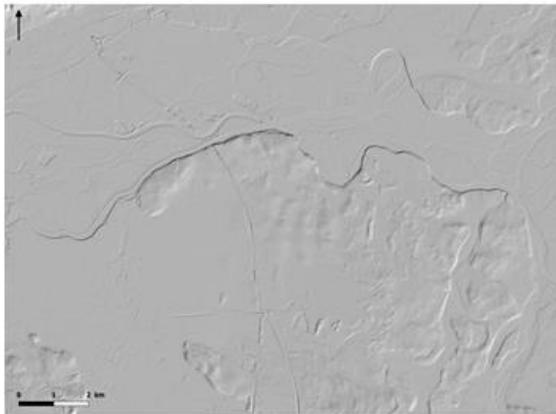
Grâce à la normalisation des valeurs morphologiques, cet algorithme est optimal pour effectuer un seuillage des valeurs (Figure 8.o). A partir du seuillage, une cartographie automatique par vectorisation a été produite (Figure 8.p). Ce calcul, très gourmand en puissance de calcul, peut être fait car le Vsky et le seuillage simplifient drastiquement la morphologie du paysage et la connectivité des objets.



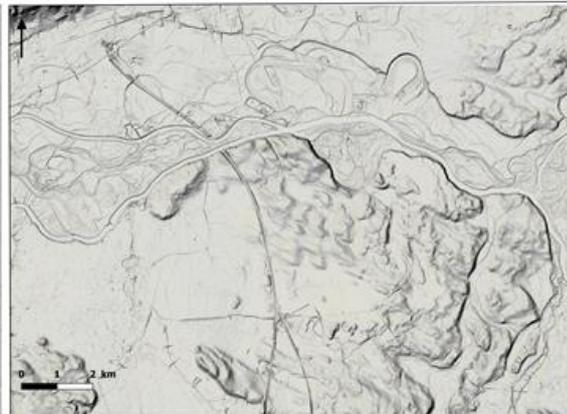
a) MNT initial à haute résolution



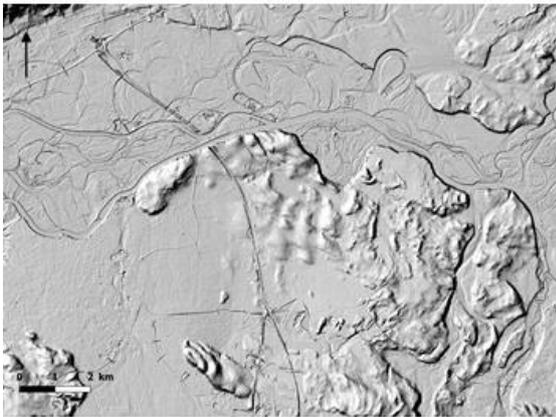
b) Ombrage (125°, 45°, z=1)



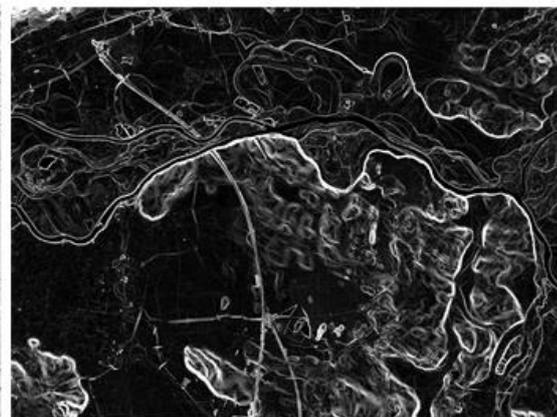
c) Ombrage (125°, 45°, z=3)



d) Ombrage (270°, 45°, z=3)



e) Relief (z=3)

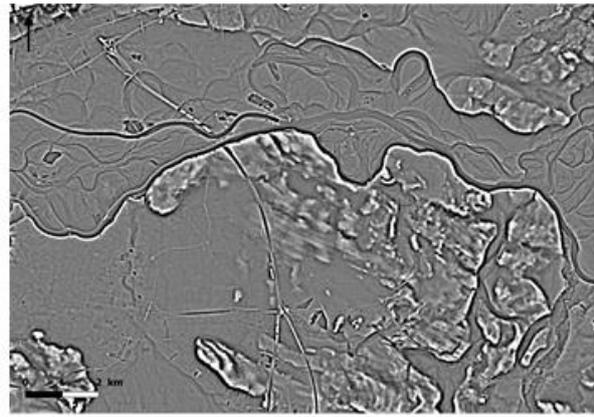


f) Pentes (z=3)

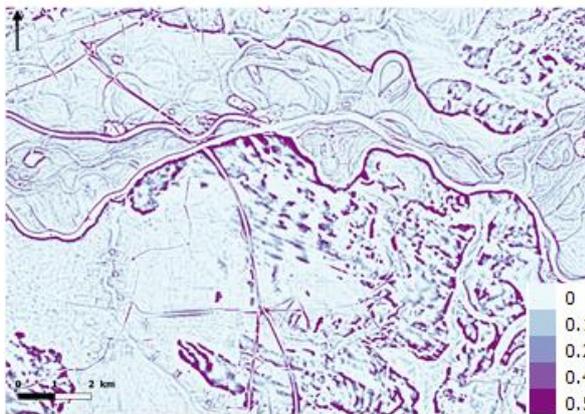
Figure 6 : Méthode d'analyses de modèle numérique de terrain. a) MNT à haute résolution b) Ombrage 125°, 45°, z=1 c) Ombrage 125°, 45°, z=3 d) Ombrage 270°, 45°, z=3 e) Relief z=3 f) Pentes z=3.



g) Relief, répartition par classe



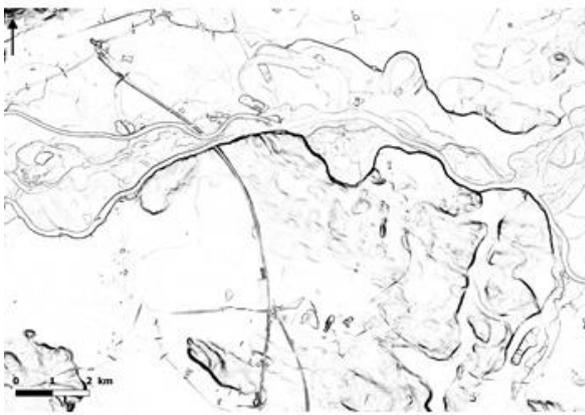
h) Topographic Positive Index, classés



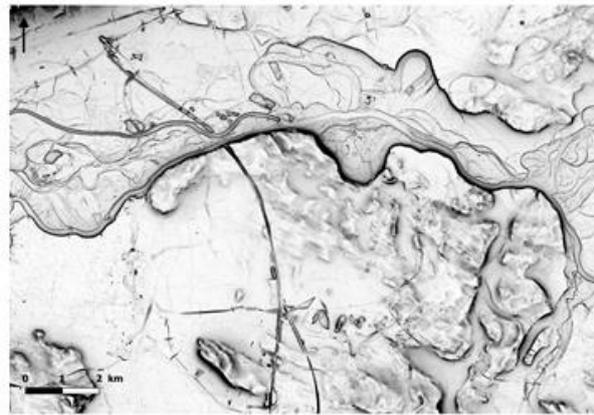
i) Topographic Positive Index, répartition par classe



j) Profile Curvature



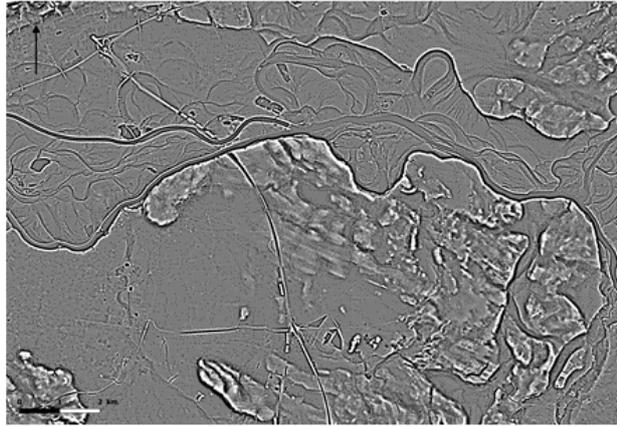
k) Sky View Factor



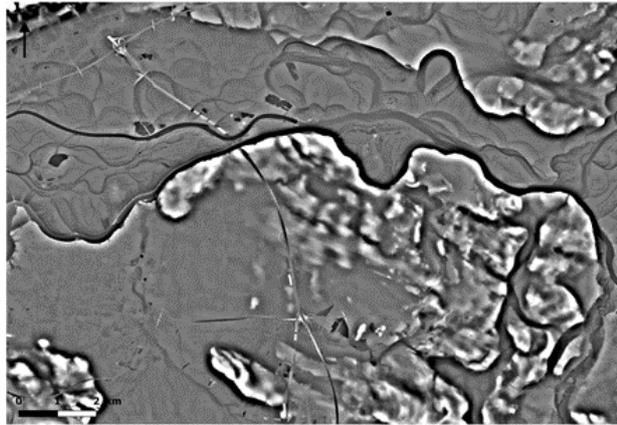
l) Visible Sky View

Figure 7 : Méthode d'analyses de modèle numérique de terrain. g) Relief, répartition par classes h) Topographic Positive Index i) Topographic Positive Index, répartition par classes j) Profile Curvature k) Terrain View Factor l) Visible Sky View

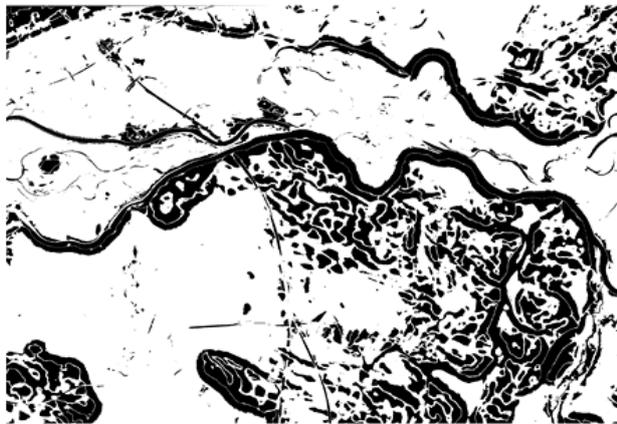
m) Vsky 05



n) Vsky 50



o) Vsky
seuillé

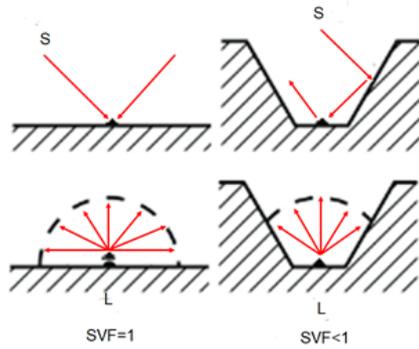


p) Vectorisation du
Vsky seuillé



Figure 8 : Méthode d'analyses de modèle numérique de terrain. m) Vsky 05 n) Vsky 50 o) Vsky seuillé p) Vectorisation du Vsky seuillé

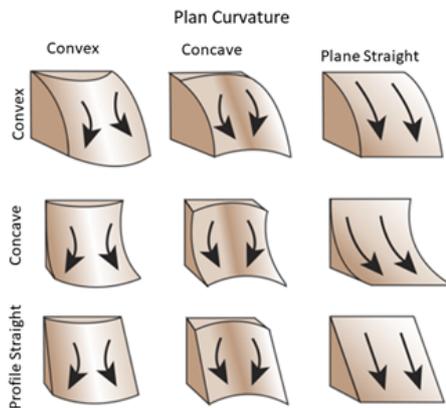
Fonctionnement des Algorithmes:



Sky View factor:

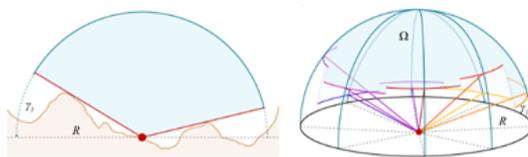
Ce facteur, compris entre 0 et 1, représente le rapport de ciel visible par rapport à un hemisphere de rayon prédéfini par l'utilisateur.

Le SVF s'avère optimal dans l'évaluation de la radiation énergétique d'un site. Ainsi, il varie fortement avec l'encaissement des points et le rayon de l'hémisphère. Dans ce travail 1 indique un encassement fort (ou une rupture de pente abrupte) et 0 le fond de vallée. (Hämmerle *et al.*, 2011)



Profile Curvature:

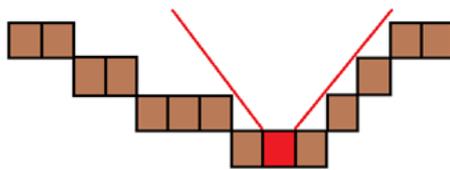
Cet algorithme illustre la courbure (*curvature*) du relief qui est un paramètre majeur à considérer en géomorphologie. Il calcule la concavité/concavité des pentes sur un plan vertical à la direction de la pente. Cela permet de montrer si une pente augmente ou diminue de manière significative. (Szygula, 2017)



Visible Sky View:

Ce facteur est défini par le taux de ciel visible (Ω) au-dessus d'un point d'observation. a) figure une représentation en deux dimensions b) l'algorithme calcule l'élévation d'un point par rapport à un plan horizontal de référence en un nombre n (ici 8) de directions définies par les angles γ_n .

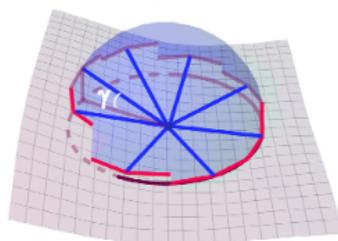
(Zaksek *et al.*, 2011)



Topographic positive index:

Le TPI est déterminé par la différence d'élévation entre deux pixels avoisinants. Il simplifie le paysage, comme le Vsky, et souligne les reliefs par des valeurs fortes et les fonds de vallées ou replats par des valeurs faibles. Il se distingue par sa simplicité d'utilisation.

(Szygula, 2017)



Vsky:

Le Vsky, développé à l'université de Bourgogne, est un algorithme qui permet d'aplatir la morphologie. Il crée une sphère dont le rayon est fixé par l'utilisateur. Cette sphère circule sur chaque pixel et affecte une valeur pour chaque pixel représentant l'écart entre le pixel et le sommet de la sphère. Chaque pixel aura une valeur dérivée de l'ensemble des calculs effectués ce qui engendre un aplatissage de la topographie.

(Monna *et al.*, 2018)

Le Vsky, ressemble dans sa fonctionnalité et son rendu au TPI.

Figure 9 : Illustration du fonctionnement des algorithmes Sky View Factor, Profile Curvature, Visible Sky View, Topographic Positivte Index et Vsky.

Résultats :

Structures Glaciaires :

Les moraines constituent les principales structures formées en milieu glaciaire. Elles sont de natures diverses et elles se classent selon leur position, leur forme et leur origine. Essentiellement, une moraine est constituée de débris rocheux angulaires, non triés, non stratifiés, érodés et transportés par un glacier (Burbank et Anderson, 2012). Il faut dans un premier temps distinguer les moraines de fond des moraines de surface.

Les moraines de surface sont alimentées directement par les sédiments issus du glacier. Ces sédiments en fonction de leur position peuvent former des moraines frontales, latérales ou médianes. Dans le paysage, ces moraines ressemblent souvent à des crêtes et c'est principalement ainsi qu'elles ont pu être repérées par les algorithmes SIG. Les moraines frontales, formées directement au front du glacier, ont servi à cartographier le retrait du glacier. Ces crêtes sont positionnées parallèlement et orthogonalement au front glacier ce qui indiquent deux dynamiques de retrait différentes.

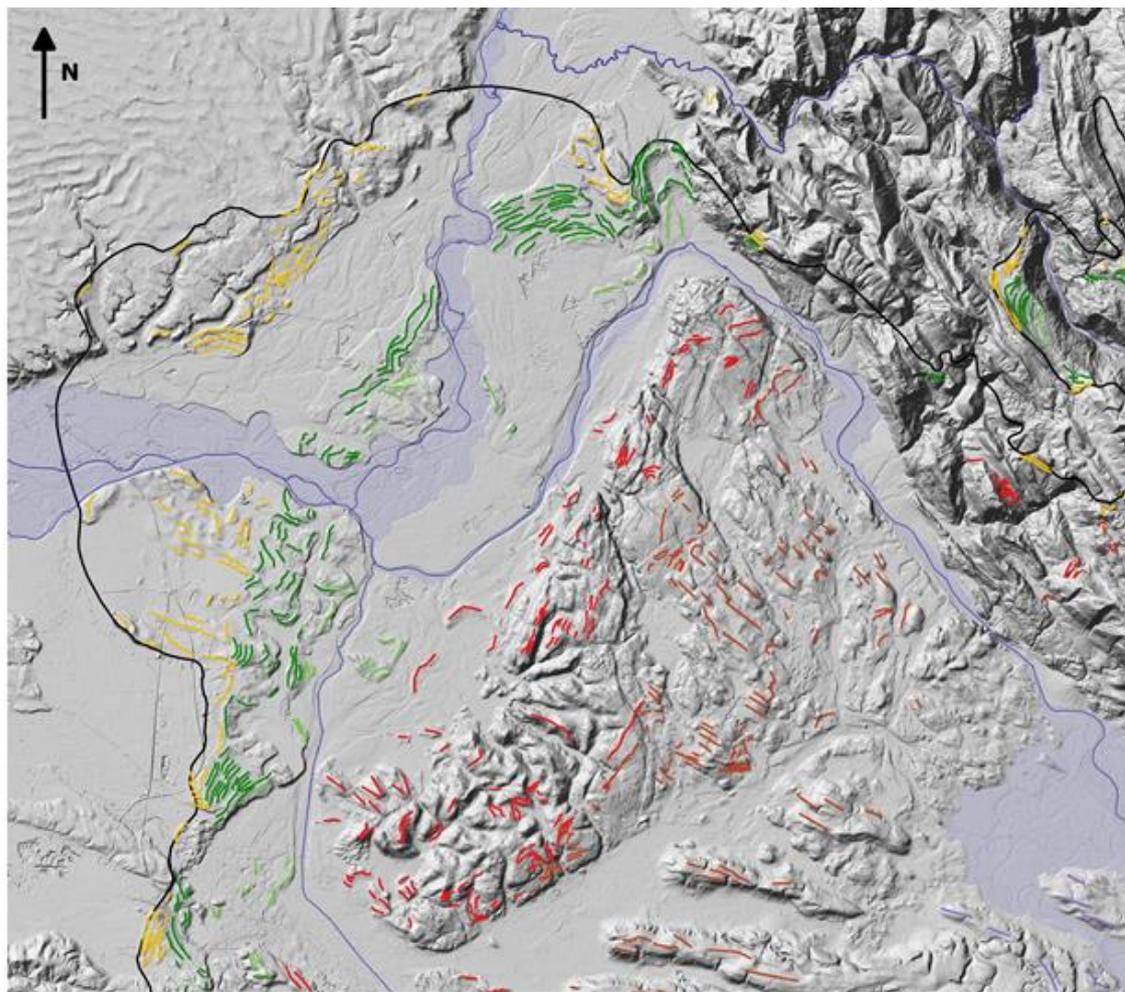
Les moraines de fond constituent les reliefs engendrés par le passage du glacier sur son fond. Ce type de moraine est souvent topographiquement plus bas que les moraines frontales.

Lorsque le retrait d'un glacier est très rapide, l'eau libéré par la fusion rapide de la glace tend à transporter le sédiment rocheux et empêcher des moraines de se former. La moraine d'ablation se forme en contexte de retrait rapide et elle constitue une couverture plus ou moins homogène recouvrant la moraine de fond.

Les moraines, peu importe leur nature, s'observent davantage en plaine ou en débouché de vallée qu'en sommet de montagne. Ceci est principalement dû au déséquilibre de la pente et la forte influence de la gravité. Ainsi, l'érosion est accrue et les structures géomorphologiques se conservent mal dans le temps. Sur le terrain d'étude, cette remarque est vérifiée et on observe ainsi peu de dépôts morainiques dans le Jura au Nord-Est comparé avec les dépôts de vallée tels qu'à Grenay ou Lagnieux. De plus, en ces deux localités les fronts morainiques sont plus corrélables et continues.

Sur la Figure 10, les moraines sont cartographiées et coloriées pour chaque stade de retrait glaciaire. Il s'ensuit que chaque stade a déposé un nombre inégal de moraines et de plus ces moraines peuvent être morphologiquement différente. La différence majeure est l'orientation. Les moraines frontales parallèles au front, nombreuses et parallèles entre elles indiquent un retrait constant (Figure 26). Les moraines perpendiculaires au front, soit orienté selon le sens d'écoulement du glacier, indiquent un retrait rapide ou encore une avancée en *surge*, telle que pour le stade des Dombes.

Un *surge* est une avancée glaciaire très rapide, brève et périodique (en pulsation) (Kotlyakove *et al.*, 2008). Dans la littérature, plusieurs hypothèses existent quant à l'origine des *surges* mais toutes résulteraient d'un déséquilibre physique au sein du glacier. Cette instabilité pourrait être due à un apport en neige trop rapide, un arrêt de l'avancée d'un glacier résultant en son épaissement ou un substrat rocheux trop meuble (Meir et Post, 1969).



- | | | | |
|---|---------------------------------------|---|-------------------------------|
|  | Moraines du Stade des Dombes Externe |  | Moraines du Stade de Morestel |
|  | Moraines du Stade de Grenay Externe |  | Front Glaciaire au LGM |
|  | Moraines du Stade de Grenay Interne |  | Rivières |
|  | Moraines du Stade de Crémieux Externe |  | Erosion Holocène |
|  | Moraines du Stade de Crémieux Interne | | |

Figure 10 : Carte figurant les moraines liées aux stades de retrait du lobe Lyonnais lors de la déglaciation Würmienne. Elle figure par dégradé de couleur les stades glaciaires successifs, externe et interne. La limite du glacier au LGM, équivalent au stade des Dombes, est tracé. Une figure en grand format se trouve dans l'Annexe 7.

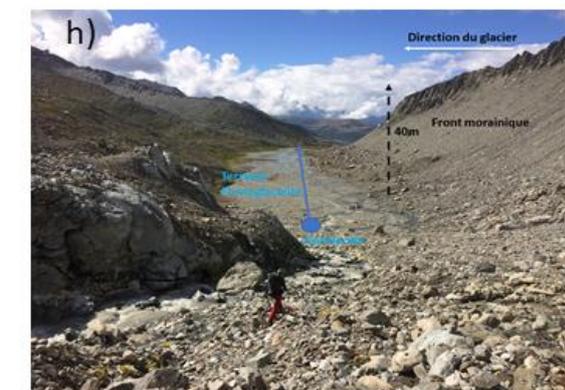


Figure 11 : a) b) c) d) Moraines frontales et latérales photographiées sur la zone d'étude. Suite à l'anthropisation et l'agriculture intensive, certaines structures sont difficiles à relever sans recours aux algorithmes d'analyse SIG. e) f) Photos de carrières à galets fluviatiles. Le faciès dominant formant les terrasses sédimentaires sont des poudingues à galets emboîtés à alternance sableuse. g) Alternance de poudingue et grès à stratifications obliques. Cette alternance de faciès est typique d'environnement fluviatile à charge sédimentaire importante. h) Photo personnel d'un front glaciaire actuel Valaisan. On observe la succession d'une moraine massive (surge ?) suivi par sa terrasse fluvio-glaciaire de charriage. Cette photo sert de comparaison pour illustrer la petite taille des structures dans la région Lyonnaise.

Structures Pro-glaciaires :

Les Facteurs de Contrôle du Système Fluvio-glaciaire :

Les structures géomorphologiques en milieu pro-glaciaire concernent tout phénomène géologique qui se forme à l'exutoire d'un glacier. Contrôlé par la puissance de résistance de l'eau et de la puissance hydraulique (Lane, 1955 ; Burbank et Anderson, 2012), les sédiments issus de l'érosion sous-glaciaire peuvent ainsi être transportés ou sédimentés (Annexe 8). Les terrasses fluvio-glaciaires sont des structures typiques pour cet environnement (Konral et Anderson, 2019).

Une terrasse fluvio-glaciaire ou fluviatile est une surface horizontale ou sub-horizontale, limitée de part et d'autre par un fond de vallée et un dénivelé, ou bien par une seconde terrasse (Burbank et Anderson, 2012). Une terrasse est un témoin de plaines d'inondation et elle indique le niveau de base du système fluviatile au moment de son dépôt. Il s'agit souvent d'alluvions formés de conglomérats à granulométrie variable (Mather *et al.*, 2017).

Un système de terrasse est donc le résultat de variations entre dépôt sédimentaire et érosion. L'évolution de dynamiques sédimentaires peut être liée à une modification du niveau de base, à un changement d'énergie hydraulique, à une variation du flux sédimentaire ou bien à un contrôle tectonique. Sur une longue période de temps, les épisodes d'incision et de dépôts vont construire une série de terrasse d'altitude et géométrie variable (Brocard *et al.*, 2003 ; Maddy *et al.*, 2001 ; Bridgand, 2014).

La formation de terrasses a parfois lieu en période glaciaire et interglaciaire. En période glaciaire, la rivière transporte une forte charge sédimentaire entraînant un comblement des chenaux en amont et un dépôt de lobes d'alluvions à l'aval. A l'inverse, en période interglaciaire la charge sédimentaire diminue et la rivière devient un agent d'érosion formant ainsi une terrasse (Bloom, 1998). Il s'agit donc de système fluvio-glaciaire avec un relation directe entre la production sédimentaire (source) et le dépôt (sink) (Mather *et al.*, 2017).

Dans la littérature deux types de terrasses sont décrites. Le premier type est dit aggradant (terrasse d'aggradation, $E_{rés} > E_{hydro}$) et le second est dit érosif (terrasse d'érosion, $E_{rés} < E_{hydro}$). Afin de former une terrasse aggradante il faut une phase de dépôt sédimentaire suivi d'une phase érosive pouvant inciser les alluvions. Sur un profil longitudinale une terrasse aggradante présente une topographie concave et progressivement aplatie (Burbank et Anderson, 2012). Une terrasse érosive se forme par incision et plusieurs profils longitudinaux peuvent se former. Elles peuvent ainsi paraître jumelées impliquant une symétrie de part et d'autre du cours d'eau. Il est également possible de former des terrasses non jumelées (non symétrique) si les versants du cours d'eau ne subissent pas les mêmes processus. Plusieurs configurations tels qu'un battement latéral, un colluvionnement ou une érosion préférentielle peuvent mener à de telles structures (Burbank et Anderson, 2012).

Les Cartes Événementielles :

Une carte événementielle glaciaire comme il sera présenté est un modèle simulant l'extension à un instant précis du lobe glaciaire Lyonnais lors de son retrait au Würm. Le retrait a eu lieu par étapes distinctes différenciées par la rapidité de retrait, la quantité de sédiments déposés et la nature des structures géomorphologiques. Ainsi, chaque carte événementielle (Figure 12 à 17) illustre la position du lobe basé sur des critères géomorphologiques. Les cartes sont organisées par ordre chronologique depuis l'extension maximal du lobe au stade des Dombes externe (LGM) à son retrait final de la zone d'étude au le stade de Morestel. Des cartes en grand format se trouve dans les Annexes (Annexe 1-6).

Sur la première carte (Figure 12), le glacier se situe à son maximum d'extension (LGM) et atteint encore l'extrémité des Dombes. La vallée du Rhône est totalement englacée depuis sa confluence avec l'Ain jusqu'au Valais en Suisse. L'Ain est englacé par le glacier Jurassien, lui-même rattaché au glacier du Rhône. Dû à la position du glacier Jurassien en amont de vallée et le lobe Lyonnais au Sud, les eaux de fontes Jurassiennes ont dû s'accumuler pour former un bassin glacio-lacustre. Cette hypothèse est soutenue par la présence d'une couche de marne bleue mise en évidence par les forages répertoriés par ls BSS (Annexe 10). Une vallée morte Rissienne est réactivée au Nord et les eaux rejoindront la Saône en dehors de la zone d'étude à l'Ouest.

Ce premier stade de retrait voit le dépôt du premier niveau de terrasses fluvio-glaciaires. Au front glaciaire, les eaux de fontes coulent d'Est en Ouest avant de dévier du Nord au Sud par la présence du Massif Central à l'Ouest. Un second épisode de faible envergure dépose une terrasse érosive unique nettement mise en évidence par sa rupture de pente.

L'orientation orthogonales des moraines au Sud des Dombes indique un *surge* glaciaire correspondant à une avancée très rapide du glacier. Affronté par le haut relief des Dombes à l'Est, les glaces se sont accumulées puis déversée au bord des Dombes pouvant ainsi déposer quelques moraines frontales externes. Les moraines latérales sont abondantes et de grande envergure ce qui soutient l'hypothèse d'une avancée rapide du glacier.

Sur la deuxième carte figurant le stade de Grenay externe (Figure 13), le front glaciaire indique un recul net. Au Sud, les dépôts morainiques se trouvent au contrebas des crêtes morainiques du stade des Dombes. Le glacier est ainsi limité dans son extension le forçant à remonter au Nord. La vallée fluvio-glaciaire du Stade des Dombes devient une vallée morte.

Au Nord, le lobe glaciaire a reculé laissant ainsi une voie à l'Ain. A ce stade, l'Ain flanque les Dombes à l'Ouest alors que son cours actuel est obstrué par le lobe Lyonnais, tout comme le Rhône. Le glacier Jurassien bat également en retrait et il quitte la zone d'étude reculant dans le Jura au Nord. Cependant, ces eaux de fusion circulent du Nord au Sud au biais de l'Ain ainsi contrôlant la sédimentologie dans la vallée. Une importante terrasse fluvioglaciaire se dépose par aggradation.

Au stade de Grenay interne (Figure 14), le retrait est faible. Un couloir d'épanchement plurikilométrique se développe entre les crêtes morainiques au Sud et le Rhône libre de glace. Au Nord dans la vallée de l'Ain, un troisième niveau de terrasse se forme par aggradation et génère les hautes terrasses du stade de Grenay externe.

Le stade de Crémieux externe (Figure 15) est marqué par un fort retrait glaciaire ainsi qu'un épanchement fluvio-glaciaires maximal parmi toutes les phases de retrait Würmiens. Le glacier est alors perché sur le plateau de Crémieux et l'ombilic de la Verpillère se libère progressivement. Dans la vallée de l'Ain, un niveau de terrasse inférieur se forme par incision dans la terrasse de Grenay. De plus, cette terrasse occupe seulement le Sud de la vallée impliquant qu'à ce stade le retrait du glacier Jurassien n'agit plus sur la dynamique fluvio-glaciaire. En effet, un système de talweg dans le Jura permet la circulation des eaux de fontes dans la partie interne du lobe lyonnais. Son exutoire se situe au Nord de Lagnieux dans la vallée de l'Ain et il indique la limite d'extension des dépôts du lobe Lyonnais dans la vallée.

Ce système fluvial Jurassien est constitué d'une série de Talweg qui confluent progressivement avant de rejoindre l'Ain. En étudiant les forages de la BSS du BRGM, le fond de vallée encaissée contient une épaisseur maximale de 8 mètres de sédiments avant d'atteindre la roche mère constituée de calcaires Jurassiques. Les sédiments de fond de vallée étant également Holocène, le système fluvial a servi principalement dans le transport et l'érosion de sédiments. Il n'y a pas eu, ou très peu, d'aggradation. Le système est resté actif dans le charriage de sédiments glaciaires jusqu'au stade de Morestel avec la fusion du lobe lyonnais. C'est à ce stade de retrait que l'Ain commence à migrer à l'Est. Au vu de l'extension des sédiments, l'Ain occupait encore l'entier de la vallée excepté pour les crêtes morainiques du stade de Grenay et des Dombes.

Le stade interne de Crémieux (Figure 16) est marqué par un faible retrait glaciaire ainsi que par l'absence de terrasses fluviales. Le glacier est encore perché sur l'Île Crémieux penchée de l'Ouest vers l'Est et les dépôts morainiques indiquent une dynamique de surge sur le Nord du lobe. De fortes incisions se creusent dans les calcaires de Crémieux permettant d'évacuer les eaux de fontes. Au bas de ces incisions se forment des alluvial fans. Ces structures sont typiques de milieux juxta-glaciaires et elles se caractérisent, et se différencient des terrasses, par une forme en cône et une pente décroissante.

Par chronologie relative, ce stade de retrait est associé à une terrasse érosive formée dans la vallée de l'Ain. Cette terrasse est la dernière à se former dans la vallée avant l'érosion Holocène. Étant donné que la terrasse est présente tout le long de la vallée de l'Ain, elle s'apparente au retrait du glacier Jurassien et non au lobe Lyonnais. A ce stade du retrait, l'Ain occupe son lit actuel et sa migration vers l'Est est complète.

Le stade final de Morestel (Figure 17) est marqué par la fonte complète du lobe Lyonnais. Le glacier se retire à l'Est derrière les Terres Froides et l'Île Crémieux. Très peu de moraines se forment et l'extension fluvio-glaciaire, contraint par les affleurements de calcaires Jurassiques, est faible. Les eaux de fonte génèrent une terrasse dans la vallée du Rhône et une terrasse dans l'ombilic de la Verpillère. Suite au retrait total du glacier, l'ombilic de la Verpillère évolue en vallée morte.

In fine, le retrait du glacier au niveau du lobe Lyonnais s'opère en quatre phases. Excepté pour la phase terminale de Morestel, chaque stade de retrait est marqué, sur critères géomorphologiques, par une phase externe et interne. Les épanchements fluvio-glaciaires ont varié en importance selon les stades. Le stade de Grenay externe et le stade Crémieux externe ont vu une superficie d'épanchement maximal ce qui est corrélé avec la littérature (Kuhlmann *et al.*, 2006).

Stade des Dombes

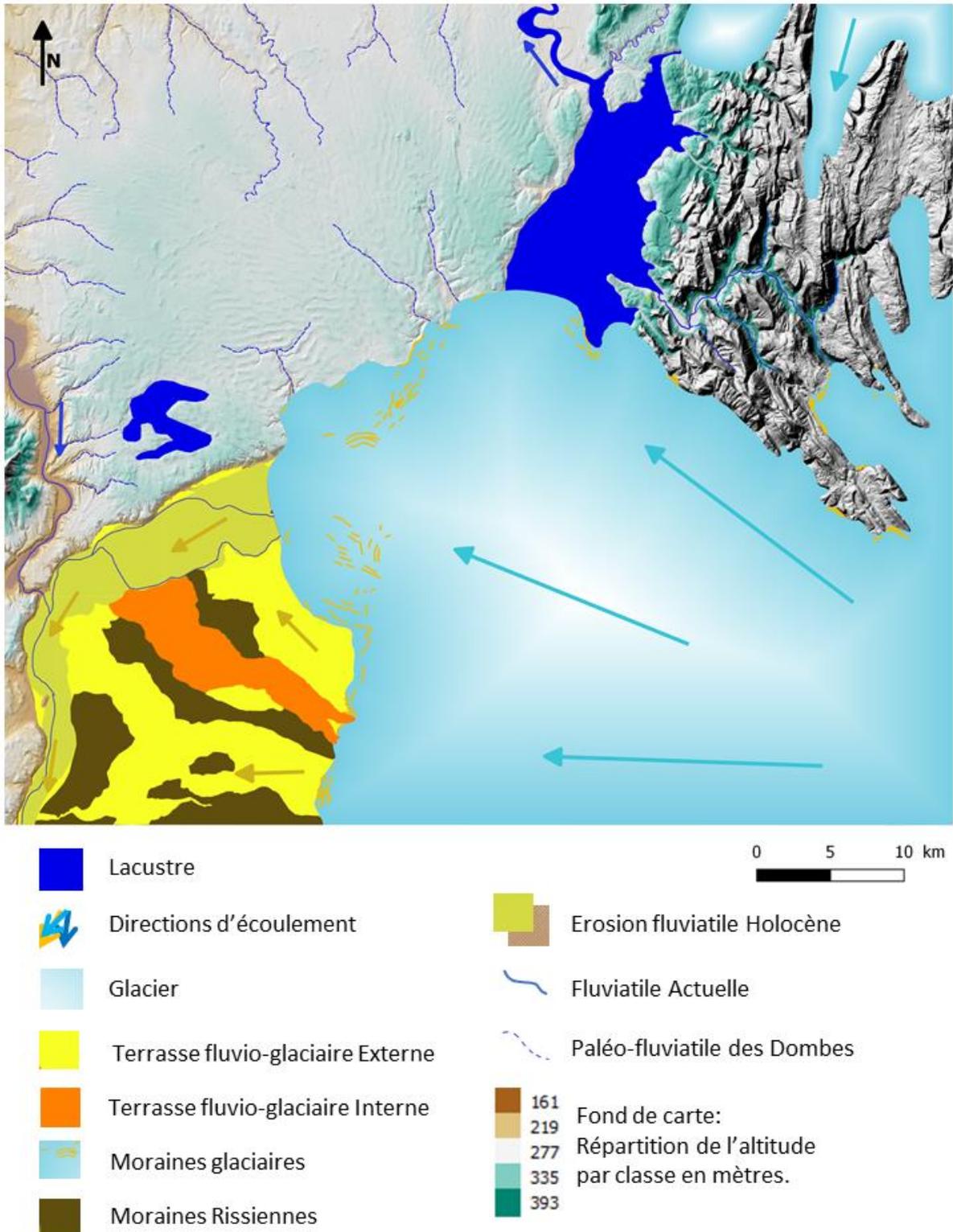


Figure 12 : Carte événementielle du stade des Dombes (LGM) illustrant l'extension du lobe Lyonnais, les dépôts morainiques associés à ce stade, les dépôts fluvio-glaciaires et les autres éléments géomorphologiques majeurs. Le fond de carte est une répartition par classe de l'altitude sur un MNT de données d'élévation.

Stade de Grenay Externe

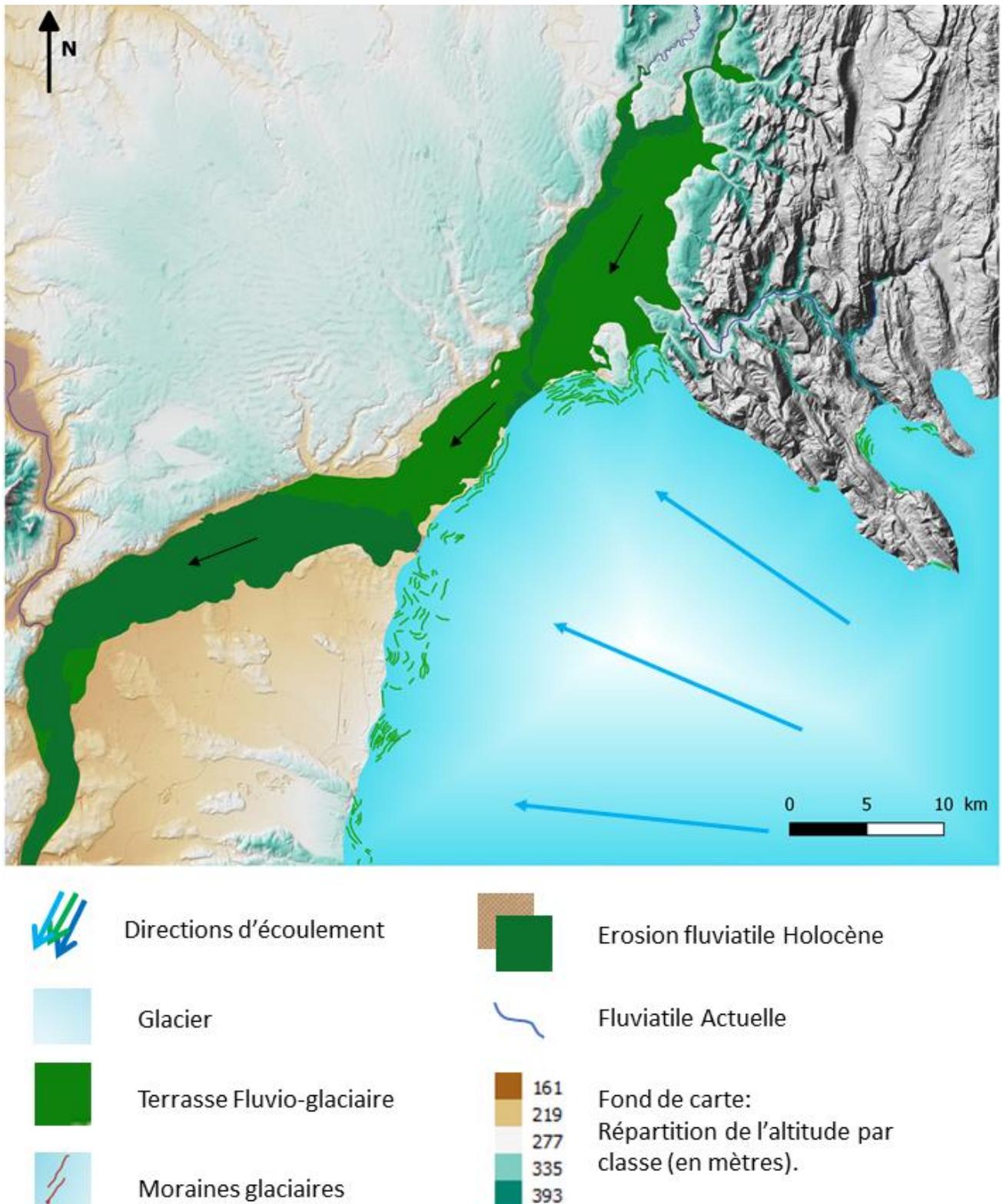


Figure 13 : Carte événementielle du stade de Grenay externe illustrant l'extension du lobe Lyonnais, les dépôts morainiques associés à ce stade, les dépôts fluvio-glaciaires et les autres éléments géomorphologiques majeures. Le fond de carte est une répartition par classe de l'altitude sur un MNT de données d'élévation.

Stade de Grenay Interne

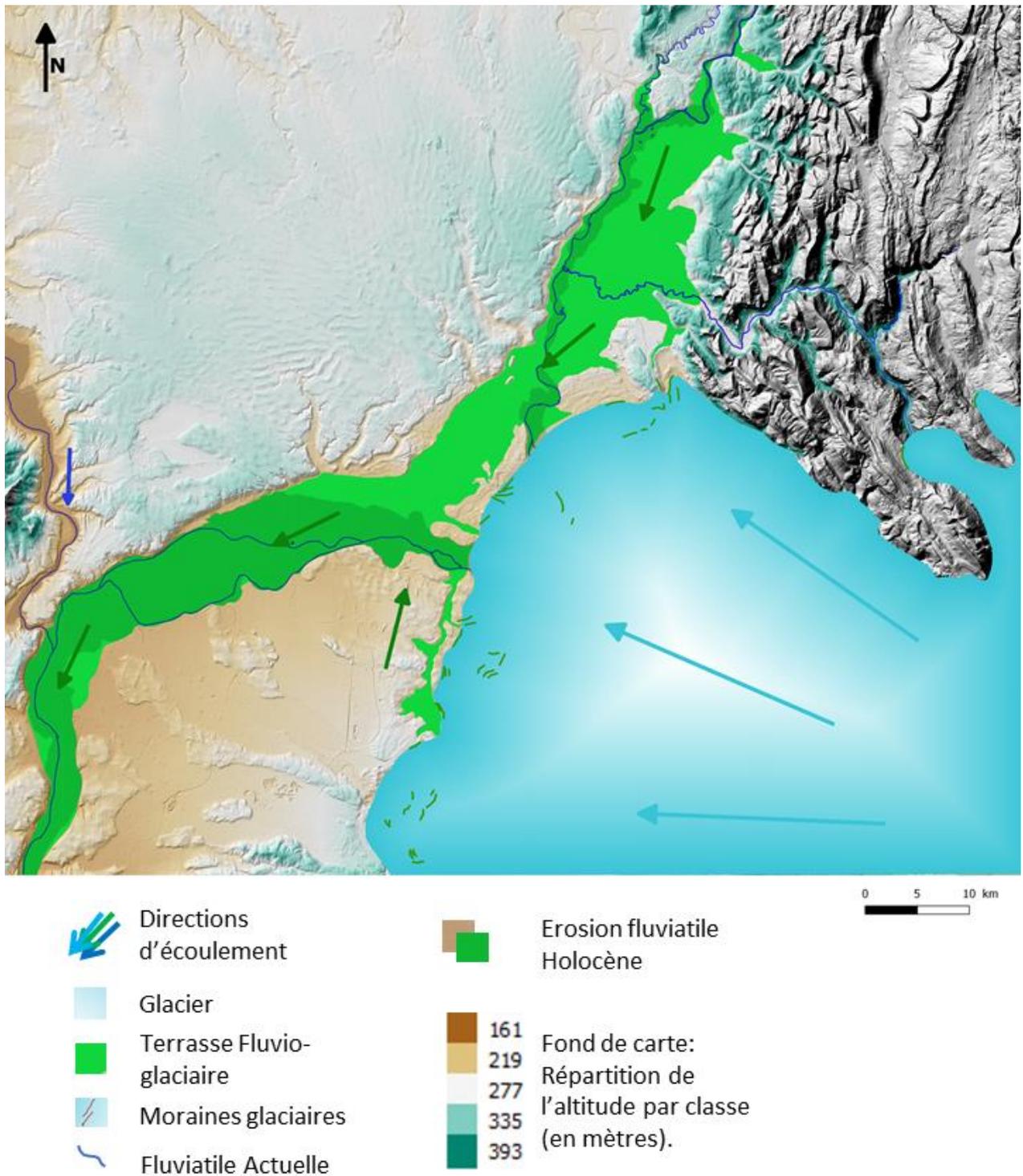


Figure 14 : Carte événementielle du stade de Grenay interne illustrant l'extension du lobe Lyonnais, les dépôts morainiques associés à ce stade, les dépôts fluvioglaciers et les autres éléments géomorphologiques majeurs. Le fond de carte est une répartition par classe de l'altitude sur un MNT de données d'élévation.

Stade de Crémieu Externe

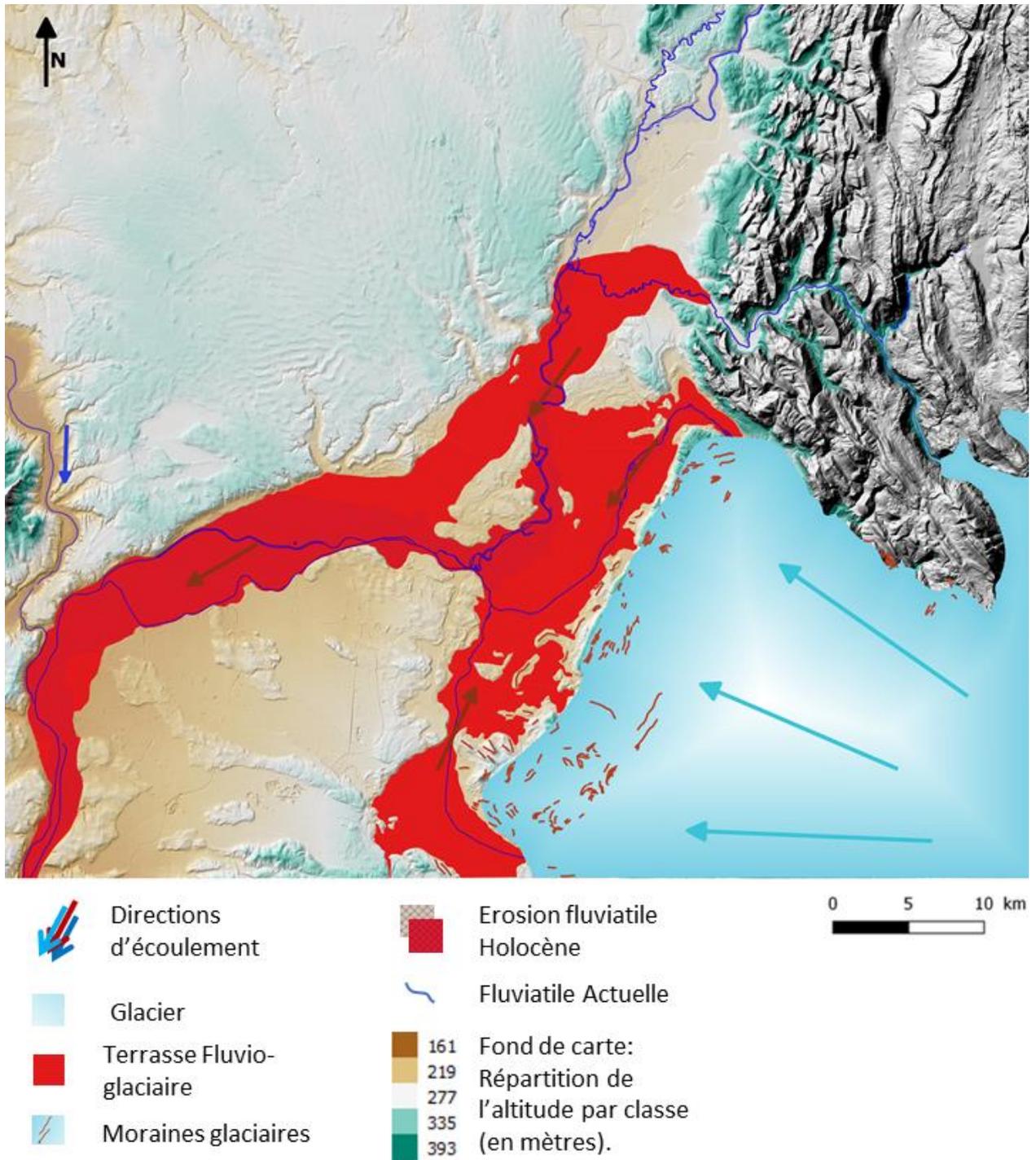


Figure 15 : Carte événementielle du stade de Crémieu Externe illustrant l'extension du lobe Lyonnais, les dépôts morainiques associés à ce stade, les dépôts fluvio-glaciaires et les autres éléments géomorphologiques majeurs. Le fond de carte est une répartition par classe de l'altitude sur un MNT de données d'élevation.

Stade de Crémieux Interne

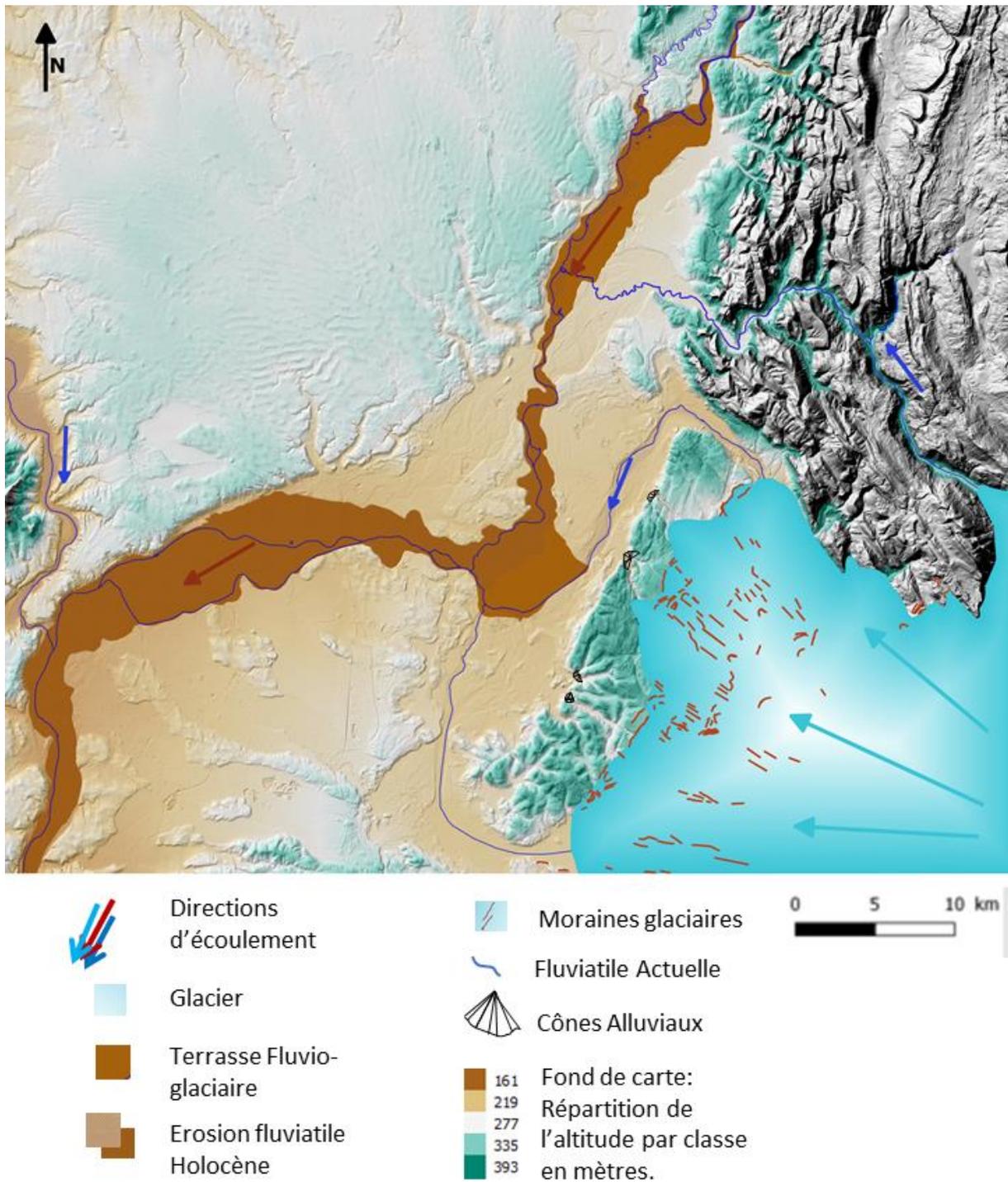


Figure 16 : Carte événementielle du stade de Crémieux interne illustrant l'extension du lobe Lyonnais, les dépôts morainiques associés à ce stade, les dépôts fluvio-glaciaires et les autres éléments géomorphologiques majeures. Le fond de carte est une répartition par classe de l'altitude sur un MNT de données d'élévation.

Stade de Morestel

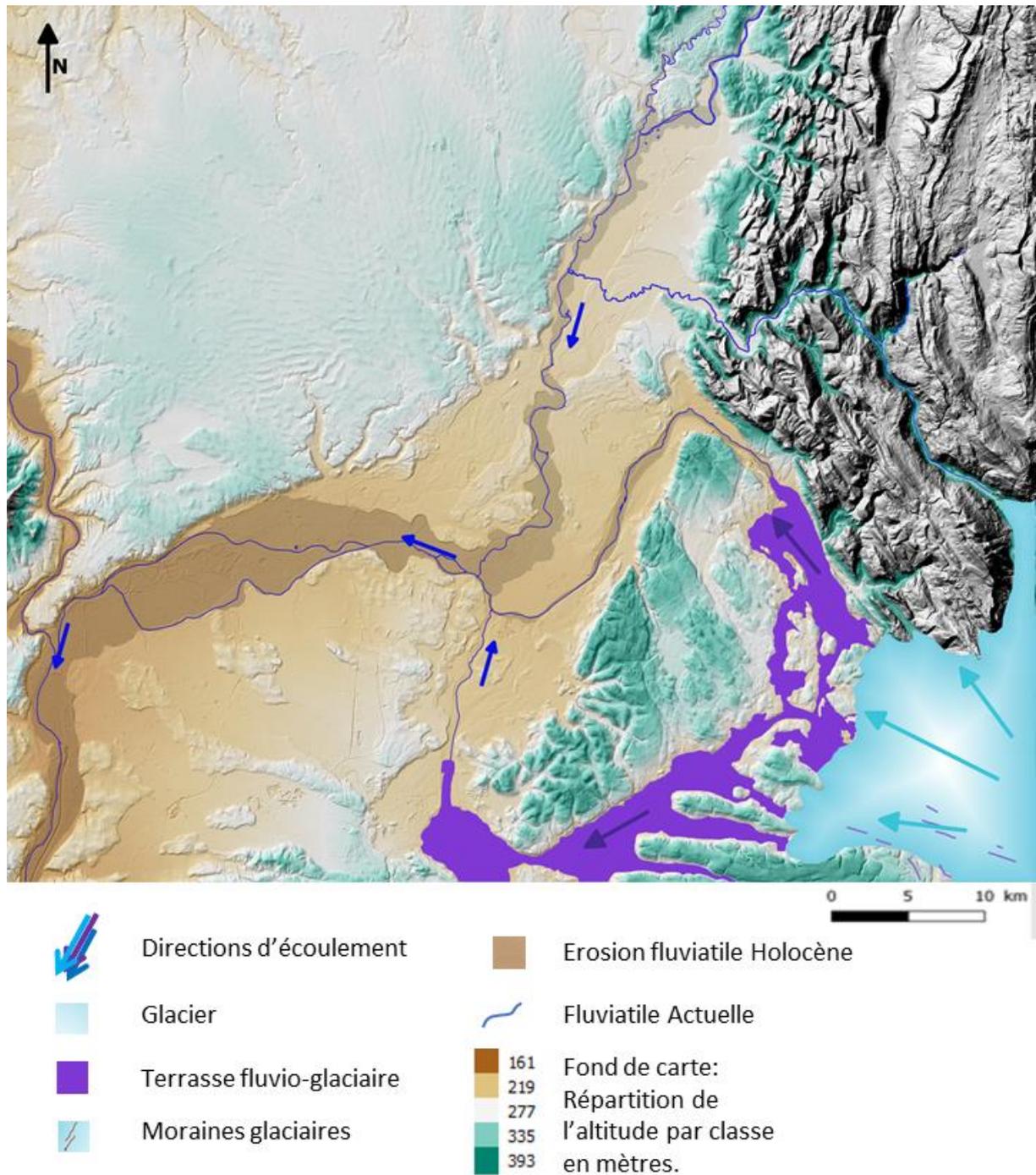


Figure 17 : Carte événementielle du stade des Dombes (LGM) illustrant l'extension du lobe Lyonnais, les dépôts morainiques associés à ce stade, les dépôts fluvio-glaciaires et les autres éléments géomorphologiques majeurs. Le fond de carte est une répartition par classe de l'altitude sur un MNT de données d'élévation.

Terrasses Fluvio-Glaciaires Würmiennes

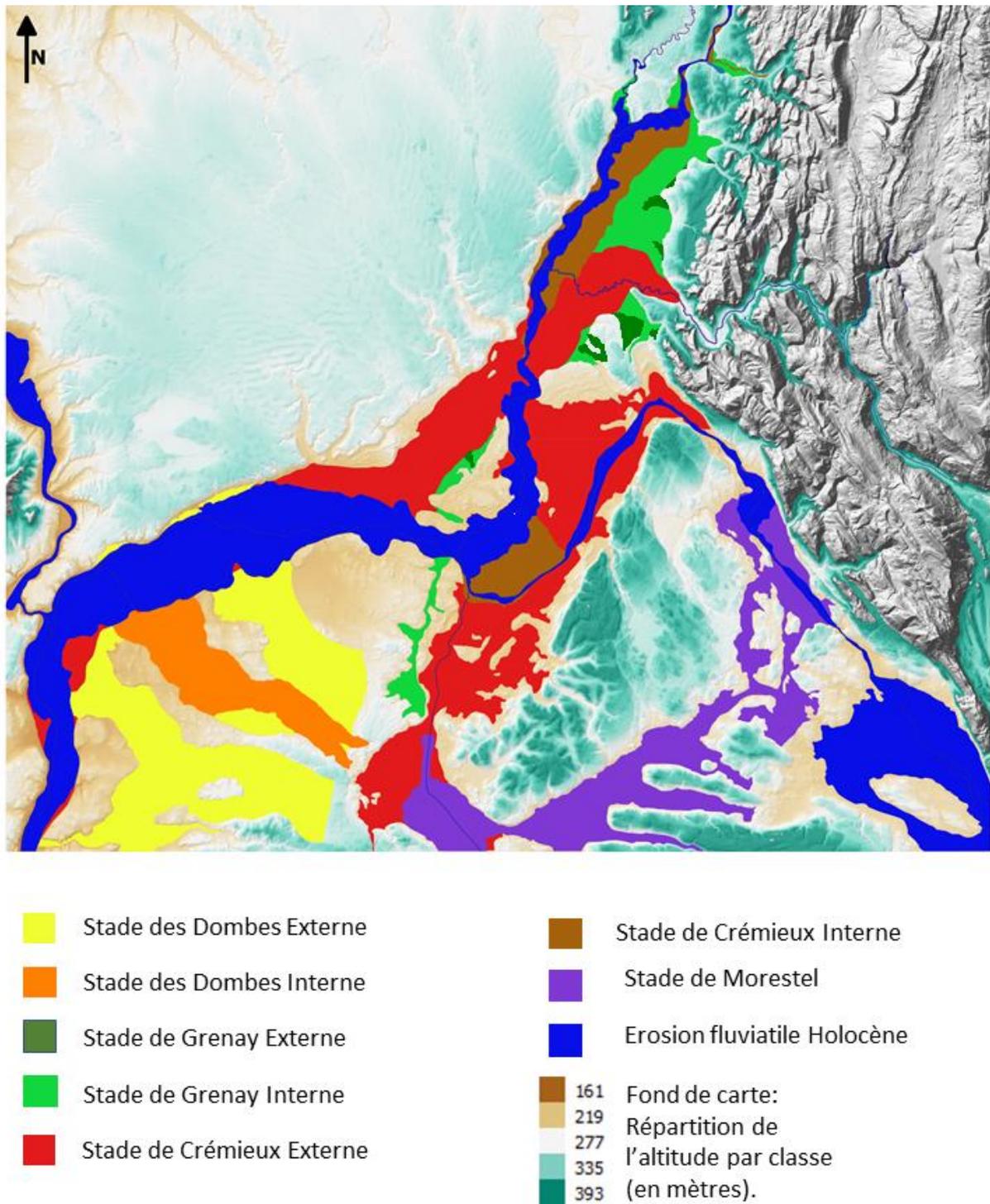


Figure 18 : Carte figurant les terrasses fluvio-glaciaires Würmiennes par stade, externe et interne. Le dernier niveau, en bleu, est la terrasse érosive Holocène où coule actuellement le Rhône, la Saône, l'Ain et leurs affluents secondaires. Le fond de carte est une répartition par classe de l'altitude sur un MNT de données d'élévation.

Les vallées du Rhône, de l'Ain et de la Saône :

La zone d'étude contient trois cours d'eaux principaux qui sont l'Ain, la Saône et le Rhône. Bien qu'ils aient été perturbés dans le passé par les glaciations quaternaires, ils demeurent actifs de longue date étant connectés au bassin Rhodanien (Monjuvent et Nicoud, 1988). Or comme le démontre ce travail, leurs cours ont tout de même évolué durant la déglaciation Würmienne.

Dès le LGM référencé dans ce travail par le stade des Dombes, la Saône est libre de glace. Ainsi, ce fleuve participe peu à la déglaciation Würmienne et le charriage de sédiments. Lorsque le glacier déborde sur les Dombes au LMG, les eaux de fontes ont circulé sur les Dombes avant de rejoindre la Saône à l'Ouest. Selon les données géologiques du BRGM (David, 1979), aucune terrasse Würmienne se situe dans le couloir de la Saône à l'extérieur de la zone d'étude au Nord-Est. Quant aux Dombes, la topographie du plateau est principalement Rissienne et éolienne (David, 1979). Au front du glacier se trouvent des dépôts morainiques frontaux. Au Nord-Est des Dombes, la vallée morte Rissienne a été réactivée servant d'exutoire au lac glaciaire.

Au stade des Dombes (LGM), les eaux de fonte et les sédiments s'épandaient principalement depuis le Sud du lobe Lyonnais ce qui se situe sur l'agglomération de la ville de Lyon actuel et le Rhône (Figure 2). Les premières terrasses se sont alors formées sur la vallée située entre le Massif Central et le front morainique à l'Est de Dormont. Ces terrasses forment les hautes terrasses dû à leur hauteur relative comparées aux autres terrasses. Comme illustré sur la Figure 18, les terrasses anciennes se trouvent au-dessus topographiquement des terrasses plus récentes. Lorsqu'une région subit un uplift, tectonique ou climatique, un cours d'eau se trouve alors en déséquilibre ce qui prône l'incision du cours actif et la surrection des terrasses abandonnées (Maddy *et al.*, 2001 ; Whittaker *et al.*, 2007). Cet agencement est fonction de la puissance de résistance de l'eau (*resisting power*) et la puissance hydraulique (*stream power*) (Burbank et Anderson, 2012).

Sur ce terrain d'étude, le Rhône actuel circule sur approximativement 105 kilomètres de l'Ouest à l'Est en formant une boucle au Nord. Contrairement à la Saône et l'Ain, le Rhône a été occupé par le glacier pendant toute la déglaciation Würmienne, depuis Lyon jusqu'au Valais (Wirsig *et al.*, 2016 ; Becker *et al.*, 2016 ; Becker *et al.*, 2017). Sur la zone d'étude, sa trajectoire est ponctuée d'obstacles géomorphologiques, appelés des *knickpoints*, qui sont mis en évidence par une rupture de pente. Sur la zone d'étude, les reliefs de calcaires Jurassiques forment la majorité des perturbations. Ces plateaux calcaires sont délimités par des pentes abruptes ce qui façonnent les systèmes fluviaux et glaciaires du Würm (Penck et Brückner, 1909 ; Mandier, 1981). A partir du stade de Crémieux, les principaux obstacles au Rhône sont d'origine glaciaire et ils sont constitués des terrasses et des moraines formées aux stades précédents (Figure 8). Lors du retrait au stade de Morestel, le Rhône est confronté par les calcaires Jurassiens au Nord et le plateau de Crémieux au Sud ce qui limite la sédimentation mais favorise l'érosion. De plus, l'ombilic de la Verpillère est alors un système actif qui occupe les vallées entre le plateau de Crémieux et les Terres Froides pouvant ainsi accommoder l'érosion glaciaire au Sud.

La vallée de l'Ain était sous influence du glacier du Rhône ainsi que du glacier Jurassien. Au total, la vallée contient un système de cinq terrasses fluvio-glaciaires (Figure 19). Contrairement au Rhône, l'Ain est totalement libéré de glace dès le stade de Grenay ce qui lui permet d'enregistrer les comportements du glacier au biais des eaux de fonte. Une question qui se pose alors concernant l'Ain est pourquoi ce dernier a migré vers l'Est entre le stade des Dombes au stade Crémieux.

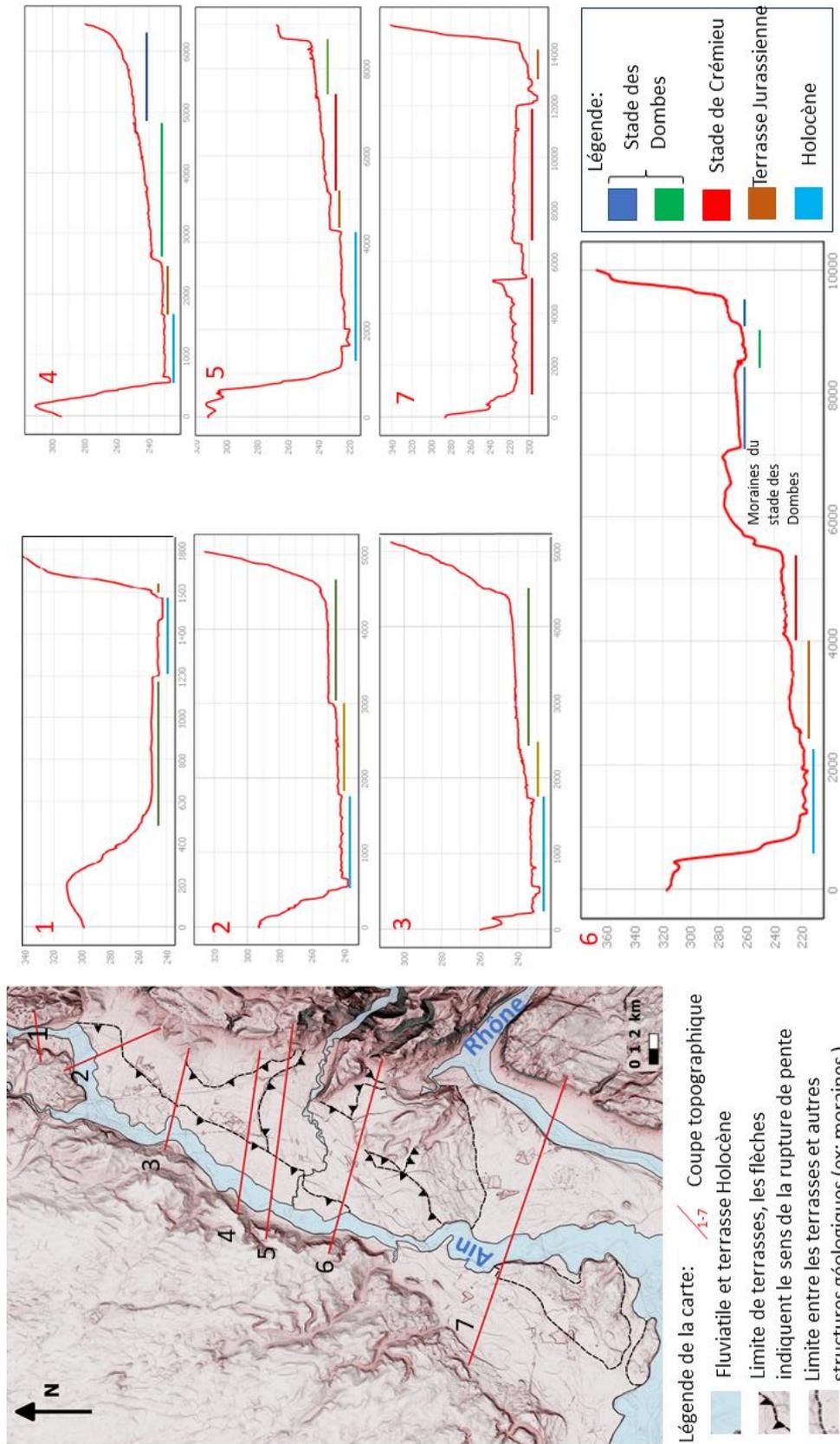


Figure 19 : Cette planche présente sept coupes topographiques dans la plaine de l’Ain. Elles présentent l’évolution des cinq niveaux de terrasses avant la confluence de l’Ain avec le Rhône.

Les Types de Terrasses :

Sur la Figure 21 sont présentés les grands types de terrasses retrouvés communément dans la littérature (Bloom, 1998 ; Burbank et Anderson, 2012). En se basant sur des arguments géomorphologiques de terrain, plusieurs observations peuvent être faites concernant les terrasses Würmiennes de la zone d'étude.

Premièrement, il s'ensuit que les terrasses n'appartiennent pas un type particulier présentés dans la Figure 21. De plus, les terrasses du Rhône et les terrasses de l'Ain ont des particularités propres dû à la topographie, le substrat géologique, l'encaissement des vallées et, comme il sera discuté, potentiellement de l'uplift régional.

Dans le cas de l'Ain, un changement majeur a lieu au Nord des moraines de Lagnieux. Dans la partie supérieure de la vallée, les terrasses sont conservées à l'Est tandis que l'Holocène flaque l'Ouest de la vallée bordé par le plateau des Dombes. Excepté pour la terrasses Jurassienne du stade de Crémieux, les terrasses paraissent asymétriques. En référence aux coupes topographiques 1 à 6 de la Figure 19, on observe à l'Est de la vallée des alluvial fans à la transition entre le Jura calcaire et la terrasse du stade de Grenay externe. Cette structure en éventail, reconnaissable en coupe topographique par sa pente fortement décroissante, est absente sur le versant Ouest de la vallée.

Au Sud de Lagnieux, la plaine alluviale est largement occupée par les dépôts du stade de Crémieux externe. C'est également à ce stade que l'Ain migre à l'Est intersectant le cordon morainique du stade de Grenay externe (Figure 15 et Figure 30). En référence à la coupe topographique 7 de Figure 19, les terrasses du stade de Crémieux sont les seules corrélables de part et d'autre de la vallée. A ce niveau, les terrasses sont non jumelées puisque l'Ouest de l'Ain est plus haut topographiquement que l'Est.

Le Rhône a déposé peu de terrasses corrélables. Les terrasses du stade des Dombes présentes des témoins au Sud du plateau des Dombes indiquant également des terrasses non jumelées.

Au niveau du stade de Morestel, les dépôts fluvioglaciaires sont percutes par les affleurements calcaires et les dépôts morainiques précédents (knickpoints). Ceci a pour effet d'engendrer localement des terrasses étagées. L'ombilic de la Verpillère évolue en vallée morte suite au retrait et ainsi aucun nouveau système de terrasse se forme au Sud. Le Rhône, là où l'encaissement le permet, dépose un niveau de terrasses non jumelées également.

Excepté pour la région de Morestel, le système prédominant est celui des terrasses emboîtées. En effet, les terrasses s'emboîtent successivement et aggradent verticalement. Bien qu'initialement une nouvelle terrasse tend à creuser abaissant le niveau de base, celle-ci peut tout de même évoluer en terrasse aggradante. De ce fait, le sous-bassement géologique, dans ce cas les calcaires Jurassiques où le Miocène, n'affleure pas.

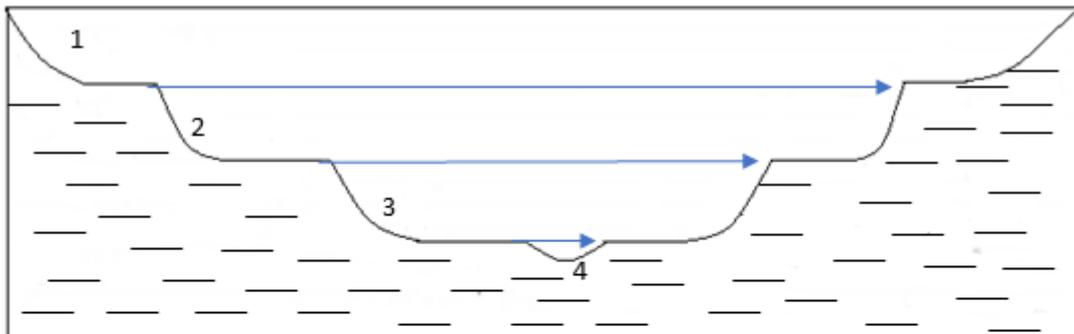
La déglaciation et la réponse tectonique : l'Uplift

Deux mécanismes majeurs contrôlent la tectonique récente dans les Alpes. Il s'agit de la compensation isostatique et le rééquilibrage lithosphérique suite à une instabilité gravitaire. Les processus d'érosion mécaniques entraînent une rétroaction positive sur les processus tectoniques (Berger *et al.*, 2008) et magmatiques d'une orogénèse (Sternai *et al.*, 2016). L'une des conséquences tectoniques se traduit par une augmentation de l'uplift entraînant alors, la surrection des crêtes lors de l'incision des vallées (Burbank *et al.*, 1996 ; Whipple et Tucker, 1999).

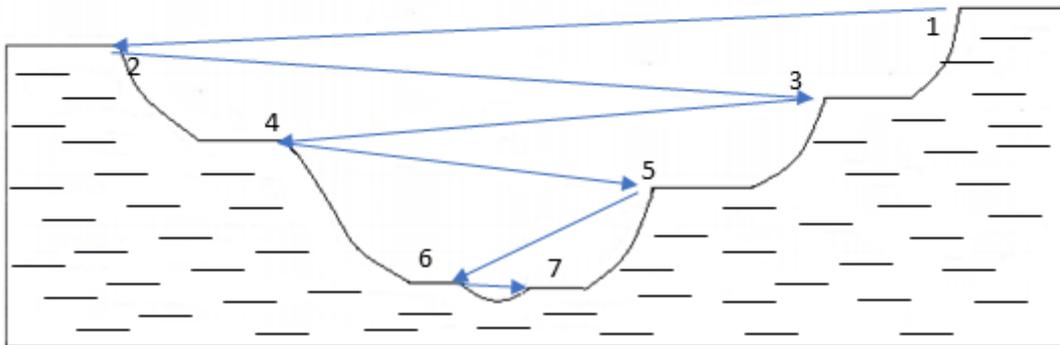
L'influence du couplage entre climat et tectonique sur l'évolution relief est étudié et documenté de longue date (Davis, 1899 ; Penck et Buckner, 1909). Penck, 1905 propose déjà un contrôle du climat glaciaire, ou péri-glaciaire, sur l'évolution de la topographie d'une chaîne de montagne. Cette approche ancienne a été récemment formalisée entraînant alors un modèle où

les glaciers seraient un des contrôles majeurs du relief des chaînes de montagne, le *glacial buzzsaw* (Isacks, 1992). Du fait de l'interaction complexe entre le climat et la tectonique, des

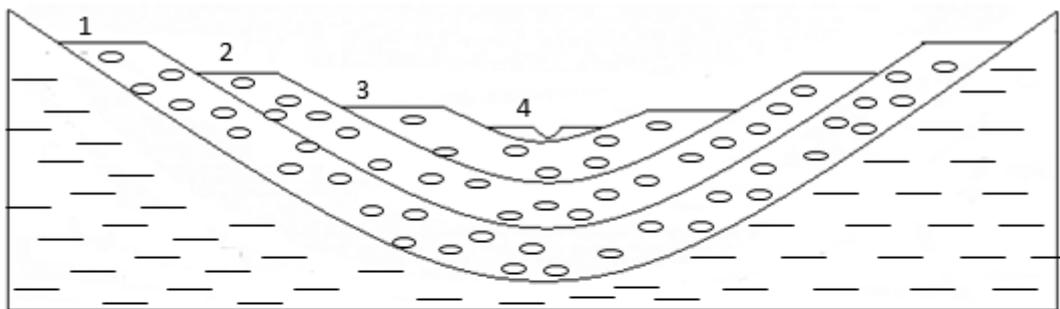
Terrasse Jumellée



Terrasse Non Jumellée



Terrasse Emboîtée



Terrasse Perchée

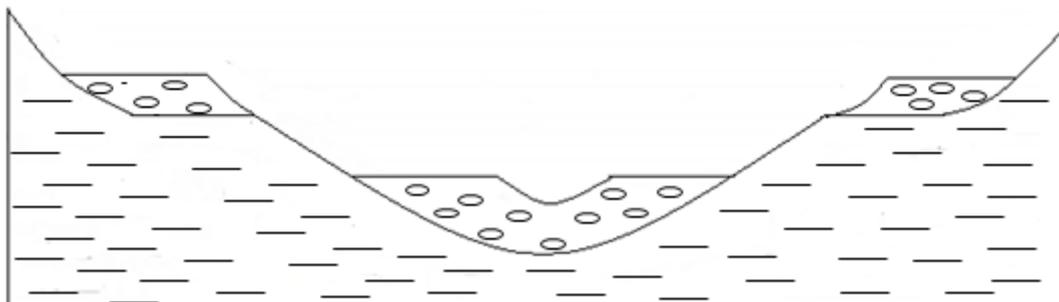


Figure 21 : Illustration des types de terrasses observées dans la nature, inspiré de Burbank et Anderson, 2012.

rétroactions multiples et de la diversité de processus mixtes influant sur l'érosion, il est encore difficile de quantifier quel processus est dominant en contexte orogénique.

Dans les études récentes il est suggéré que l'uplift Alpin résulterait principalement des processus d'érosion contrôlé par le climat (Champagnac *et al.*, 2009 ; Champagnac *et al.*, 2012 ; Bonnet et Crave, 2014 ; Cederbom *et al.*, 2014). Cette conclusion résulte de nombreux travaux montrant des approches différentes. Beaucoup d'attention est portée sur l'analyse des flux sédimentaires durant le Pliocène et Holocène (Kuhlemann *et al.*, 2002 ; Kuhlemann *et al.*, 2006 ; Cederbom *et al.*, 2004) dans le but de distinguer et dater les périodes à forte et faible production de sédiments clastiques. D'un point de vue tectonique, il faut quantifier l'importance des phénomènes menant à la surrection d'une chaîne de montagne. Actuellement, la tectonique des plaques est largement inactive (Champagnac *et al.*, 2009) et les analyses géodésiques indiquent des mouvements verticaux importants (Champagnac *et al.*, 2007). Finalement, on cherche à quantifier la conséquence des déglaciations quaternaire sur l'équilibre isostatique des Alpes, un phénomène largement sous-estimé dans le passé (Barletta *et al.*, 2006 ; Champagnac *et al.*, 2008 ; Berger *et al.*, 2008 ; Mey *et al.*, 2016). En amont à cette analyse il a fallu modéliser la paléo-topographie des Alpes et estimer l'envergure des glaciations (Sternai *et al.*, 2012 ; Ivy-Ochs, 2015 ; Seguinot *et al.*, 2018).

En ce qui concerne les Alpes, l'hypothèse de la perte de masse de glace sur la déglaciation agissant sur l'uplift aurait un rôle majeur. Les modélisations tectoniques estiment alors que 50% à 90% de l'uplift alpin serait dû à la réaction visco-élastique suivant la déglaciation du LGM (Cederbom *et al.*, 2004 ; Barletta *et al.*, 2006 ; Norton *et al.*, 2010 ; Mey *et al.*, 2016).

Une étude récente démontre et quantifie l'hypothèse de la perte de masse de glace sur deux plateaux distincts au Sud de la zone d'étude : le plateau de Chambaran et le plateau de Valensole (Champagnac *et al.*, 2008) (Figure 29). Ces plateaux sont d'anciens réseaux fluviaux (1.8 Ma) et servent aujourd'hui de témoins pour quantifier le basculement des plateaux suite aux déglaciations Quaternaire et l'érosion accrue. Afin de quantifier le basculement post-sédimentaire, il a fallu mesurer la pente actuelle des courants actifs et estimer la pente lorsque les réseaux d'alimentation étaient actifs ce qui est un processus complexe. Pour ce faire, on effectue des *scaling laws* sur la surface, le bassin versant et la pente des courants et des alluvions d'alimentation (Hake, 1973 ; Allen et Hovius 1998). In fine, l'évaluation des plateaux de Chambaran et de Valensole estime que la réponse isostasique Quaternaire est responsable à 50% du basculement enregistré entre la période active des plateaux et leur abandonnement (Champagnac *et al.*, 2008).

Dans ce travail, une approche différente a été employée sur la vallée de l'Ain où se succèdent sur la rive Est quatre niveaux de terrasses fluvioglaciaires bien préservés. Il s'agit des terrasses associées aux stades de Grenay interne, Crémieux externe, Crémieux interne et l'Holocène. Depuis le DEM utilisé dans ce travail, il est seulement possible de travailler avec les profils en long intégrant l'altitude de l'Ain en comparaison avec celle des terrasses. Comme hypothèse, il est supposé que chaque terrasse se trouve à la même distance de sa source. La méthode consiste à effectuer un profil longitudinal normalisé des plateaux fluvioglaciaires afin d'omettre le biais de la différence de longueur entre les plateaux (Hack 1973 ; Fekete et Vojtko, 2013 ; Suman et Kutubuddin, 2020) (Figure 23). Les valeurs en abscisse (axe de la hauteur) et en ordonnée (axe de la longueur) représenté sur un graphique normalisé (les valeurs du graphique varient de 0 à 1) sont calculés comme suit :

$$X = e/E ; Y = d/D$$

où e représente l'élévation des points de mesure, E représente le gradient de fond de vallée, D représente la longueur totale du profil et d représente la distance entre chaque point et le sommet du profil (Fekete et Vojtko, 2013).

Cette méthode consiste à évaluer la concavité ou convexité des vallées mortes ou actives. Les rivières en équilibre présentent un profil concave représentant la décroissance progressive de la

pente plus la distance à la source augmente (situation de transport). Dans le cas où la rivière coule dans des régions tectoniquement actives, le profil présentera des perturbations convexes (Hack, 1973). Ces perturbations sont engendrées par des knickpoints qui, dans la nature, prennent forme de cascade, de décrochements, de pentes fortes et des ruptures de pentes. Ainsi il est spéculé que si les terrasses subissent depuis leur inactivation un uplift suite à l'ajustement isostatique quaternaire, les profils normalisés seront à tendance convexe.

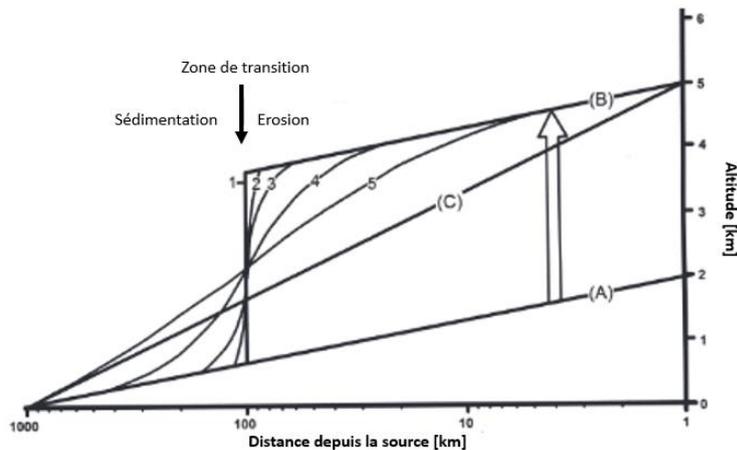
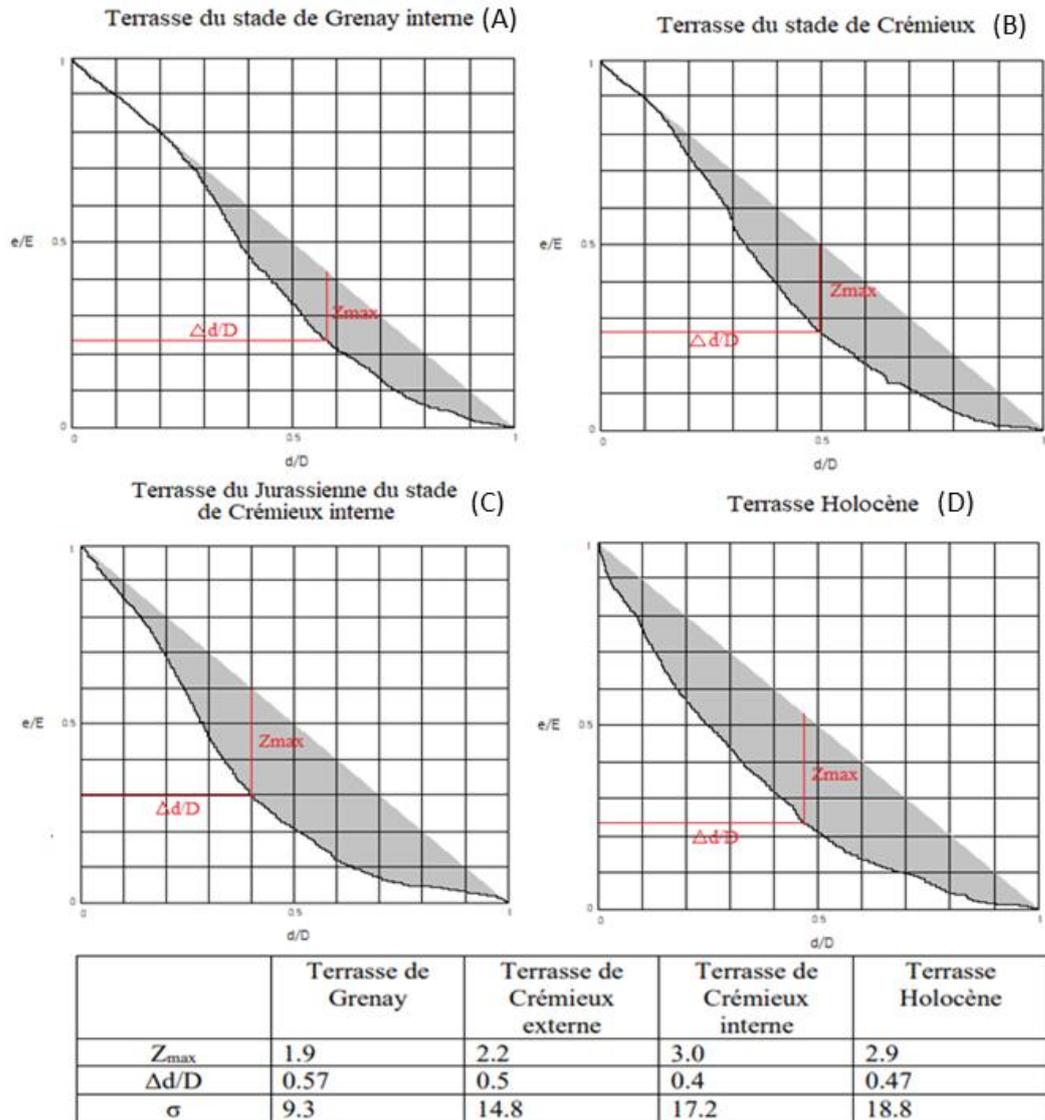


Figure 22 : Ce schéma (Brookfield, 1988) représente les changements dans un profil en long de rivière suite à une perturbation tectonique ainsi que le réajustement du profil au déséquilibre. Le profil initial à l'équilibre (A) est déplacé en (B) suite à la perturbation tectonique. Les profils 1 à 5 représentent l'adaptation vers un nouveau système à l'équilibre (C). Le temps de réaction est supposé instantané

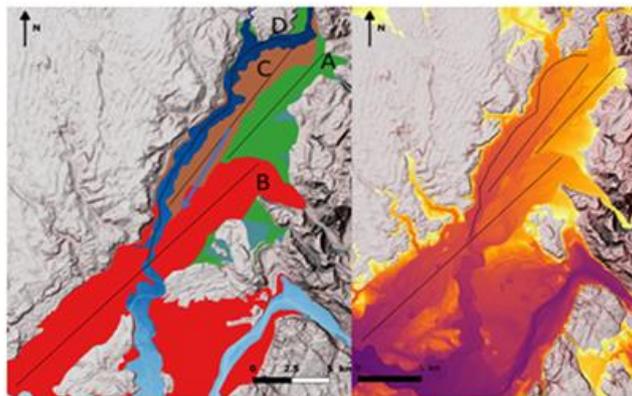
alors que le temps pour atteindre un nouvel équilibre est inconnu, bien que supposé long. Sur ce schéma, le point de transition est constant alors qu'en réalité il migrerait le long du profil, érodant ainsi les premiers sédiments déposés à l'aval de la perturbation. Les courbes asymptotiques 1 à 5 illustrent la tendance variant d'un profil de Hack convexe vers un profil à tendance concave. Cette transition est expliquée par une incision (érosion) du cours d'eau supérieur à l'action de l'uplift. Dans le cas contraire, il signifierait que l'uplift demeure supérieur à l'érosion.

Sur la Figure 23 sont représentés les profils en longs pour les quatre terrasses préservées de la vallée de l'Ain. La valeur indiquée par Z_{max} représente le point de concavité maximale sur le graphique. La valeur de $\Delta d/D$ indique la distance normalisée entre Z_{max} et la source. La surface entre le profil en long et la droite connectant la source à l'exutoire de la vallée est représentée par σ qui est exprimé en %. Plus cette valeur hausse, plus la rivière présente un profil concave. Sur la Figure 23, on observe que la convexité des profils hausse avec le temps. Ceci est mis en évidence par les valeurs de σ , $\Delta d/D$ et Z_{max} . Une anomalie a lieu entre la terrasse Jurassienne et la terrasse de Crémieux externe où localement la concavité est supérieure pour la terrasse plus âgée ce qui est indiqué par Z_{max} et $\Delta d/D$. Dans l'ensemble, la concavité totale de la terrasse Holocène est supérieure comme indiqué par la valeur σ . Il faut noter que cette méthode d'analyse ignore certains facteurs externes tels que la lithologie (différence de solidité), le passé géologique et l'anthropisme. Les profils topographiques bruts pour les quatre terrasses de l'Ain se trouvent dans l'Annexe 9.

Un second argument soutenant l'hypothèse de l'uplift est de nature géomorphologique (Figure 24). Cet argument repose sur la surrection de certains secteurs situés sur le périmètre du plateau des Dombes. De plus, en observant la position du glacier au LGM par les biais des moraines frontales, on observe que le lobe glaciaire s'épandait globalement du Sud au Nord entre ces points hauts. La rétroaction positive due à la déglaciation et l'érosion accentuée sur l'uplift fait que l'anomalie altimétrique s'accroît avec le temps (Molnar et England, 1990 ; Champagnac *et al.*, 2007).



Carte de localisation des terrasses de la vallée de l'Ain. Les terrasses sont numérotées de A à D, où A représente la terrasse la plus ancienne déposée au stade de Grenay interne



Carte de localisation des terrasses de la vallée de l'Ain figurant une répartition de l'altitude par classes (en mètres).



Figure 23 : Cette figure présente les profils en long normalisés des terrasses fluvioglaciaires préservées dans la vallée de l'Ain. Les terrasses mesurées correspondent aux stades de Grenay interne, Crémieux externe, Crémieux interne et l'Holocène. La concavité ou convexité des terrasses quantifie l'impact de la tectonique et, dans ce cas, l'uplift post-glaciaire dû au rééquilibrage isostasique. Le graphique réunit les valeurs numériques fournies par les profils. Cette présentation est inspirée de [Fekete et Vojtko, 2013](#).

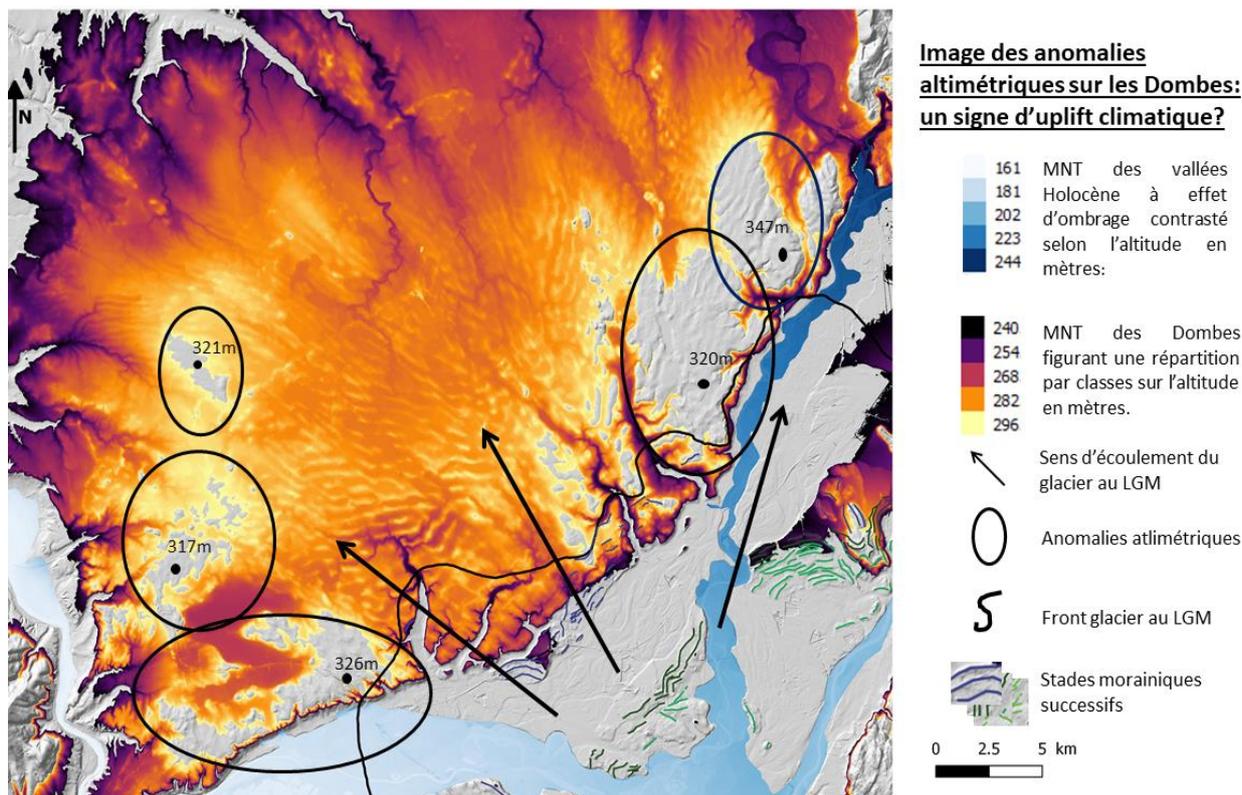


Figure 24 : Cette image indique les anomalies altimétriques sur le plateau des Dombes associées au front glaciaire au LGM. Le glacier s'épandait jadis du Sud au Nord entre les points de haute altitude.

Stades Glaciaires :

Les premiers auteurs à avoir étudié le lobe Lyonnais ont décrit une déglaciation en plusieurs stades basés sur une cartographie des fronts morainiques. Tout comme sur la Figure 8, les auteurs ont noté que les fronts morainiques ne sont pas répartis également dans le paysage. De ce fait, les modalités de la déglaciation ont été basés sur les affleurements bien conservés. De cette pratique, une nomenclature basée sur les localités proches a été employé : Béligneux, Lancin, Satolas, Lagnieux, Fourvière, Neyron, Bourbe, Crémieux et autres. A cette nomenclature s'ajoute les stades de Mandier notés A, B, C, D et E (Mandier, 2003). Les deux approches sont discutables pour plusieurs raisons.

Premièrement, il faut noter que les dépôts Würmiens compris sur la zone d'étude recouvrent cinq cartes géologiques de la BRGM (Lyon, Montluel, Givors, Bourgoin-Jallieu et Ambérieu de Bugey) dont la nomenclature n'est pas harmonisée (Elmi *et al.*, 1966 ; Chenevoy *et al.*, 1969 ; David 1979 ; David *et al.*, 1985 ; Kerrien et Montjuvent 1988). Au biais de l'étude SIG, il s'avère que de nombreux termes dans cette nomenclature ancienne sont synonymes. A contrario, la cartographie géologique dite harmonisée réunit les stades en Würm récent indifférencié bien que géomorphologiquement distincts (Figure 28).

Deuxièmement, les auteurs ont omis certains facteurs agissant sur la dynamique glaciaire. Historiquement, les affleurements bien conservés tels que Grenay et Lagnieux ont servi de référence aux stades glaciaires. De plus, il a été supposé que le nombre de moraines au sein d'un stade est égal le long de son front, ce qui est faux. Bien que l'érosion soit responsable de

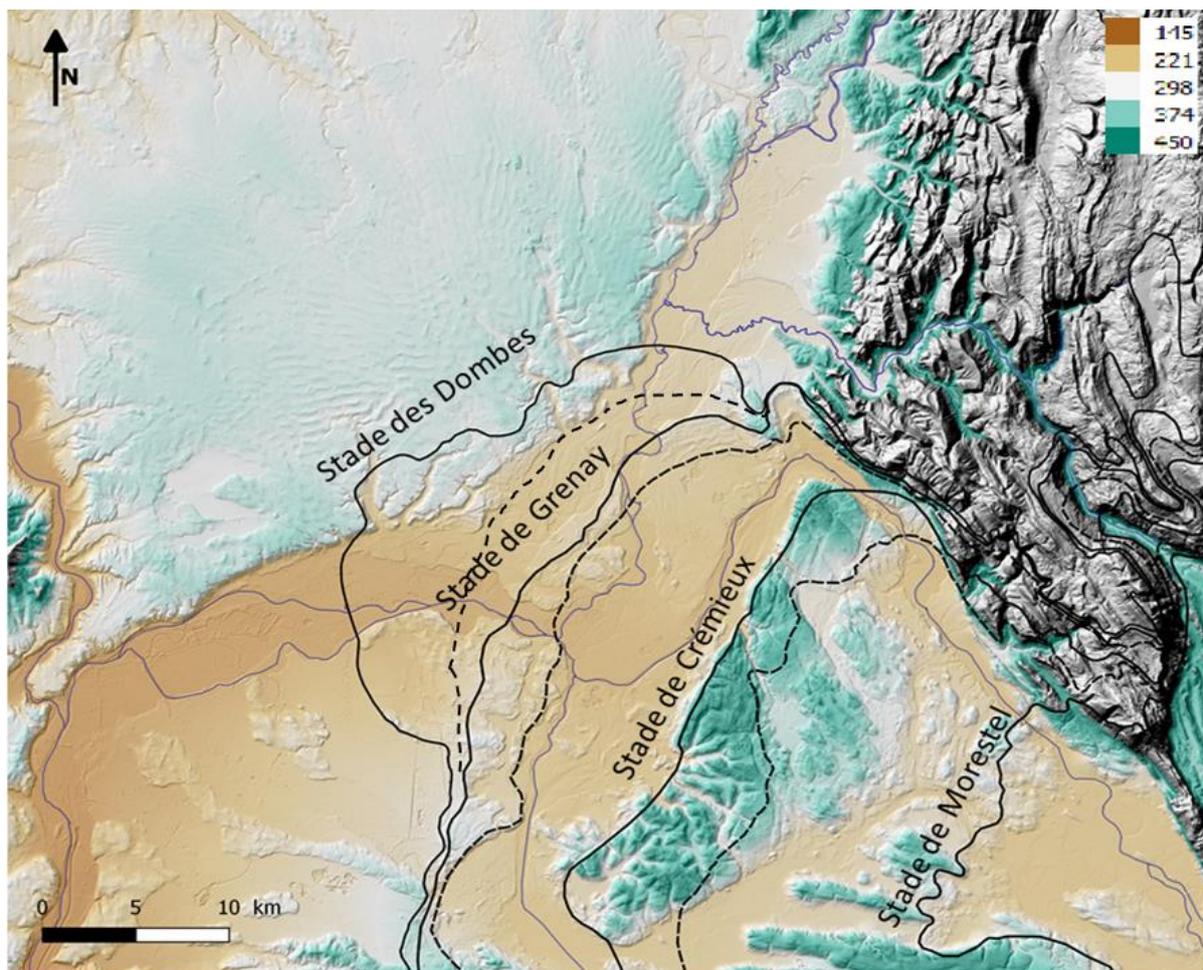


Figure 25 : Cette carte présente les quatre stades de retrait du lobe Lyonnais. Les traits pleins indiquent la limite externe du stade et les pointillés indiquent la limite interne

la disparition de dépôts morainiques, de nouvelles connaissances sur les processus glaciaires suggèrent que d'avantage d'agents puissent être partiellement responsables (Bennet et Glasser, 2011).

Un premier malentendu est qu'un dépôt sédimentaire ait lieu systématiquement au front glacier, telle qu'une moraine frontale. De plus, l'implication du fait qu'un front glacier puisse reculer à des vitesses variables a été longtemps ignoré. En effet, la vitesse d'écoulement est fonction de la pente, de l'encaissement, de la charge sédimentaire, du climat, de l'énergie disponible et autres (Burbank et Anderson, 2012). En outre, la vitesse du retrait influe sur le nombre de dépôts morainiques. Sous ces hypothèses, la nomenclature ancienne a été faussée en étudiant les zones riches en moraines mais pas au milieu.

Sur ce terrain d'étude, le glacier a dû chevaucher plusieurs obstacles, notamment les affleurements calcaires, faisant que la pente ait dû varier considérablement. D'autres part, les cartes non harmonisées de la BRGM indiquent une grande variabilité dans la nature et la compétence des couches géologique en surface ce qui influe nettement sur l'érosion glaciaire.

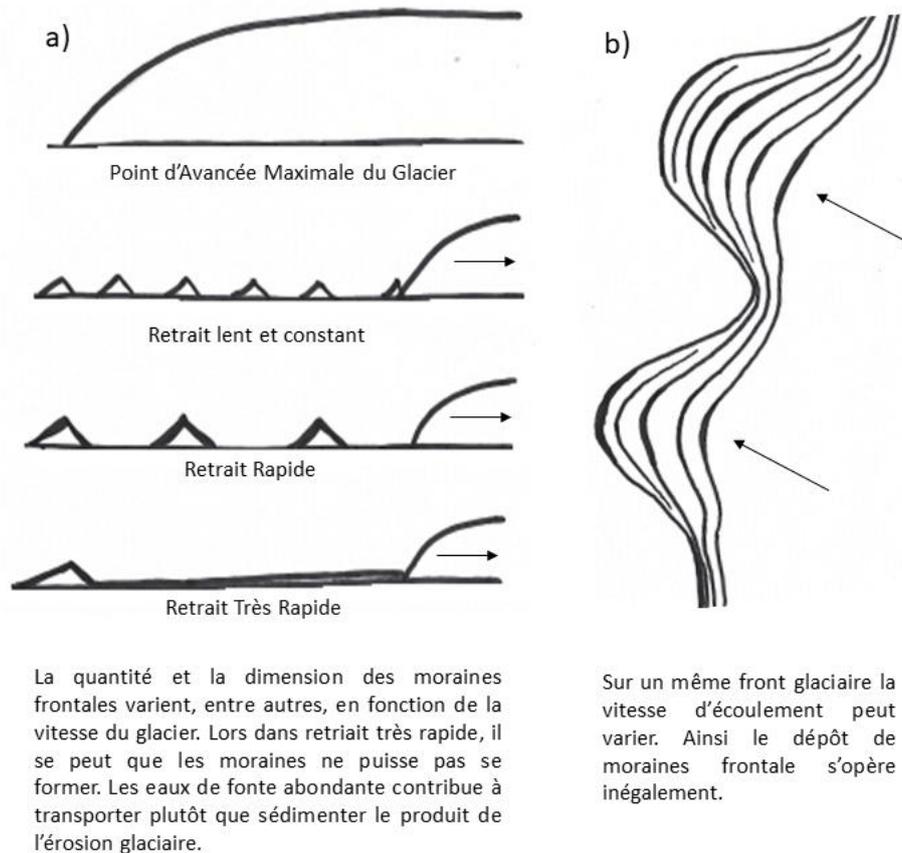


Figure 26 : Illustrations d'un retrait glaciaire à des vitesses variables ce qui influe sur les dépôts morainiques.

Dans la carte de Mandier (Figure 27) (Mandier, 1980), on observe que les stades A à D sont définis précisément en deux localités, Lagnieu au Nord et Grenay au Sud. Dans l'extension du lobe, les limites sont floues. De plus, cette carte ignore les moraines du plateau de Crémieu, du Jura, des Dombes et des Terres Froides. En comparaison, sur la Figure 10 des dépôts morainiques cartographiés par analyse SIG on observe que les moraines sont plus nombreuses et qu'elles témoignent un retrait plus complexe, notamment par la présence de *surges*. Au biais des analyses sur SIG, il s'avère que la zone floue de la Figure 27 entre Grenay et Lagnieu contient effectivement des dépôts morainiques ce qui suggèrent que le glacier auraient atteint le sommet des Dombes au LGM. De plus il s'avère qu'une étape importante ait été omise lorsque le glacier s'est retiré du plateau de Crémieux.

En se basant sur des arguments géomorphologiques sous forme de dépôt morainiques et de terrasses fluvioglaciaires, des modifications ont été apportées à cette cartographie ancienne (Figure 27) et aux modalités de la déglaciation. Quatre stades ont été définis et nommés d'après une localité proche et adaptée au stade. De plus, chaque stade excepté pour le stade Morestel a été marqué par une phase externe et interne. Le stade de Morestel a laissé peu de marqueurs géomorphologiques ainsi aucun argument justifie la distinction entre une phase interne et externe.

En comparant ce travail à la carte de Mandier (1980), les stades A et B correspondraient au stade des Dombes, puisque les premiers fronts morainiques sont situés à la limite Est des Dom-

Stades De Mandier	A	B	C	D	E	Mandier, P., 1988, 2003.
Carte BRGM Non harmonisées	FG1-FG4 FGya	FG5 Fgyb1,2	FG6a, b, c Fgyb3	FG7 FGyb4,5 FGxb1	FG8a, b Fgyb6,7,8 FGxb2	Elmi, S., et al., 1966 ; David, L., 1979 ; David, L., et al., 1985 ; Kerrien, Y., et al., 1988,
Carte BRGM Harmonisée	Würm Ancien	Würm Récent	Würm Récent	Würm Récent	Würm Récent	BRGM, Carte Géologique 1 :50000
Localités de Références	Béligneux	Lagnieu, Satolas	Dormont, Grenay	Chesnes, Lancin	Morestel	Mandier, P., 1981, 1988
Complexes Morainiques	Externe CME	Interne CMI	Interne CMI	Interne CMI	Interne CMI	Mandier, P., 2003.
Dynamique de Retrait	Avancée Maximale (LGM)	Retrait +	Retrait +	Retrait ++	Décrépitude, Fusion	Derruau et Mandier, 1989 ; Monjuvent et Nicoud, 1988S ; Scoenich, P.,, 1988 Mandier, P., 2003
Terrasses Référencée par Hauteur Relative	Haute	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Basse	
Nomenclature proposée dans ce travail	Stades des Dombes	Stades des Dombes	Stade de Grenay	Stade de Grenay	Stade de Crémieux	Stade de Morestel

Figure 28 : Tableau de synthèse figurant les diverses nomenclatures employées ainsi que les liens entre auteurs concernant les stades de déglaciation Würmiens.

Discussion des Résultats :

Parmi les nombreux algorithmes SIG employés, certaines méthodes se sont avérées plus adaptées que d'autres pour ce travail.

Dans une première approche, les algorithmes basiques d'ombrage, de pente et de relief se sont avérés optimaux pour une compréhension rapide et globale du terrain d'étude, compte tenu de la qualité du modèle numérique de terrain d'entrée. En pratique, des cartes composites associant deux rasters ensemble avec un effet de transparence permettent une meilleure lecture du terrain. Dans la présentation des méthodes, il a été choisi de présenter des cartes non composites afin de permettre au lecteur de discerner les spécificités de chaque algorithme. Afin d'analyser la géomorphologie de terrain d'étude à petite échelle, des algorithmes plus robustes ont dû être employés.

Le *topographic positive index*, *profile curvature*, *terrain view factor*, *visible sky* ont produit des cartes très détaillées ce qui est intéressant dans la détection visuelle des structures géomorphologiques. De par la haute fréquence des signaux, un processus de seuillage n'a pas été possible rendant ces algorithmes inutiles dans une approche de cartographie semi-automatique. Dans ce but, l'algorithme *Vsky*, VO50 (Figure 8.n) s'est prouvé optimal bien que complexe à réaliser dû à la variation fine des valeurs de l'algorithme (Figure 4). Cette variation est produite essentiellement par le recoupement des signaux produits par l'ensemble des structures géomorphologiques qui peuvent être de nature glaciaire, anthropique, fluviale, Alpine (ex : plissement tectonique) ou autre.

Outre ces difficultés d'analyse de signaux, l'analyse géomorphologique sur SIG s'est avérée être très efficace. En effet, un problème majeur rencontré sur le terrain est l'invisibilité des structures. Ceci est dû en partie à des facteurs externes tel que la végétation et l'anthropisme mais le point principal est que les structures glaciaires présents sur le lobe Lyonnais sont de

plutôt petites tailles (Figure 11). Ainsi, en faisant varier le facteur z de verticalité sur les rasters de pente ou d'ombrage, par exemple, il est possible de visualiser des détails précédemment ignorés (Figure 6.b et 6.c). Grâce à ces méthodes modernes, la cartographie des structures morainiques de Mandier (Mandier, 2003) a pu être complétée (Figure 10 et 27).

Les méthodes purement automatiques et semi-automatiques de traitement n'ont pas entièrement abouti. Le seuillage d'une part a été très complexe à réaliser dû à la variation fine des valeurs de l'algorithme *Vsky*. Dû au recoupement des signaux, un travail purement automatique semble impossible à appliquer. Par exemple, les moraines reconnaissables par leurs crêtes ont été confondues avec des ruptures de pente de vallée, avec la stratification des bancs calcaires Jurassique, les routes et les chenaux. Dans tous les cas, la suppression des routes qui sont dominantes en certains endroits est nécessaire pour un travail semi-automatisé sur SIG. Accessoirement, il faut noter que les secteurs géographiques de la zone d'étude varient en pendage, plissement, failles, roche couverture et autres ce qui influence également sur le signal de mêmes structures localisées ailleurs sur la zone d'étude.

L'analyse des structures glaciaires présentée dans ce travail suggère une dynamique de retrait plus complexe que la modalité proposée par Mandier (Mandier, 2003). En comparant la carte de Mandier (Figure 27) et les résultats de ce travail, il s'avère que beaucoup de structures morainiques n'ont pas été cartographiées. Ainsi, des modifications ont été apportées aux stades A, B, C, D et E longtemps considérés comme référence à la déglaciation Würmienne du Quaternaire.

La majeure différence est que Mandier a ignoré les moraines du plateau de Crémieux. Ainsi, les quatre premiers stades A, B, C et D (Figure 27) se concentrent entre les plateaux des Dombes et de Crémieux. Un retrait drastique de 25 kilomètres sépare le stade D du stade E dit de Mostel. Compte tenu du nombre important de structures glaciaires situées sur et au front du plateau de Crémieu, un stade intermédiaire intégrant ses structures a été proposé.

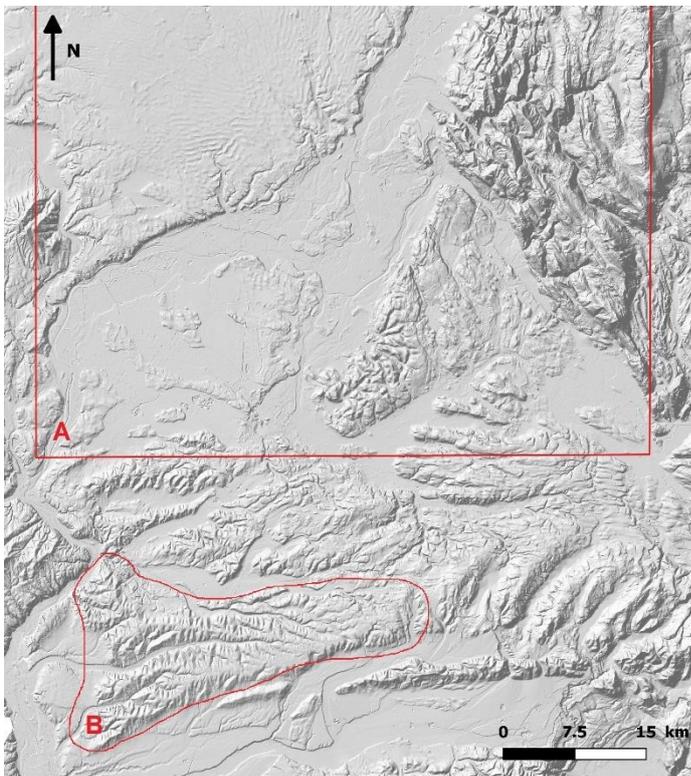


Figure 29 : MNT figurant la zone d'étude (A) et le plateau de Chambaran (B) situé à 15[km] au Sud de la zone d'étude. Le plateau de Valensole se trouve au Sud à l'extérieur du MNT.

La grande question liée à ce travail consiste à déterminer quel était le moteur derrière la migration de l'Ain. Il est spéculé ici que l'uplift climatique suite au retrait du glacier serait en cause.

Dans le travail de Champagnac *et al.*, (2008) le basculement post-sédimentaire des réseaux paléofluviatiles a été quantifié pour deux plateaux au Sud de la zone d'étude. Il s'agit du plateau de Chambaran (Figure 29) et du plateau de Valensole qui ont, comme la zone d'étude de ce travail, subi les glaciations Quaternaire ainsi que le même passé

géologique. Il s'agit également des mêmes faciès sédimentaires s'apparentant à des systèmes fluviaux en tresse dominés par la formation de poudingues.

Il est primordial de pouvoir distinguer les processus orogéniques Alpains des processus externes agissant sur la géodynamique locale. Il est reporté (Champagnac *et al.*, 2008 ; Champagnac *et al.*, 2012) que l'orogénèse Alpine n'est actuellement pas en convergence active. Ainsi, le moteur contribuant à l'uplift n'est pas entièrement d'origine tectonique. En ce qui concerne les plateaux de Chambaran et de Valensole, Champagnac *et al.*, (2008) estiment que la réponse isostatique Quaternaire est responsable à 50% du basculement enregistré entre la période active des plateaux et leur abandonnement. De plus, il est également reporté que cette réponse isostatique résulte de l'entier des glaciations Quaternaire et pas seulement de l'épisode Würmien, soit également le Riss, le Günz et le Mindel. Ainsi, il est supposé que la région Lyonnaise au Nord des plateaux de Valensole et de Chambaran subit une réponse isostatique de même nature.

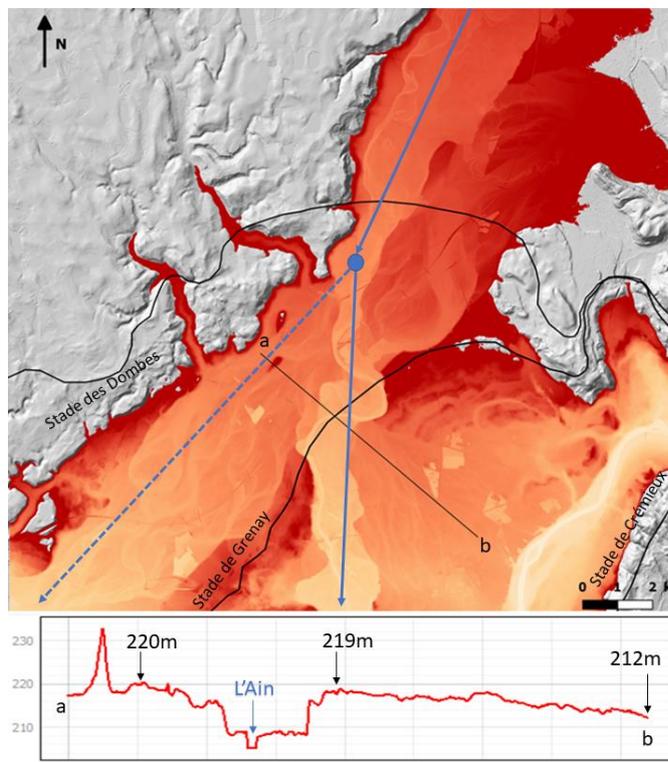


Figure 30 : Cette image présente la vallée de l'Ain et la divergence de son cours depuis le stade de Grenay au stade de Crémieux. Une coupe topographique a été réalisée pour illustrer le pendage orienté du NW au SE de la terrasse de Crémieux externe. Les fronts glaciers des stades des Dombes, de Grenay et de Crémieux sont indiqués.

Bien que les méthodes d'analyse de Champagnac *et al.*, (2008) n'ont pas été appliquées dans ce rapport par manque de données, des similarités demeurent entre les deux zones d'étude. Par exemple, les hautes terrasses (terrasses anciennes) sont parallèles entre elles alors que les basses terrasses divergent. Dans le rapport de Champagnac *et al.*, (2008) la divergence (*tilting*) observée entre les hautes et basses terrasses est interprétée comme indicateur d'uplift actif dès le mi-

Pléistocène.

Sur la Figure 23, la représentation des profils en long fluviaux est inspirée de la méthode de Hack (1973). Il s'agit d'une méthode simple et facile à calculer pour estimer le comportement d'une rivière à partir d'une carte topographique. Il s'ensuit que le degré de convexité diminue entre la terrasse la plus ancienne et la plus jeune. Depuis son abandon, la terrasse ancienne subit le réajustement isostatique qui est un processus de longue durée (Brookfield, 1997).

Bien que divers arguments soutiennent l'hypothèse que la déglaciation aurait engendré un mouvement d'uplift vertical dans la région Lyonnaise, il se peut que la migration de l'Ain ait une autre origine. La migration définitive de l'Ain a eu lieu suite au stade de Crémieux qui est marqué par le retrait du glacier sur le plateau de Crémieux. Lors du retrait du glacier, les sédiments se sont initialement déposés à l'Ouest en aggradation sur les dépôts du stade de Grenay. Progressivement, le front a battu en retrait et les dépôts fluvioglaciaires ont reculé au bas du plateau de Crémieux. Une surcharge sédimentaire à l'Ouest en début de stade aurait pu

forcer l'Ain à dévier son cours vers l'Est. En effectuant des coupes topographiques sur les terrasses du stade de Crémieux, il s'ensuit qu'un pendage faible orienté globalement d'Ouest en Est agit sur les terrasses ce qui soutient cette hypothèse (Figure 30). De plus il faut noter que la dynamique de retrait varie au sein d'un stade impliquant que l'énergie disponible et la charge sédimentaire varie également.

Ce dernier point est mis en évidence par la dualité des stades de retrait. En effet, on observe pour chaque stade une phase de retrait fort suivi d'une phase de retrait faible, d'où les termes externe et interne (Figure 25). Pour le stade de Crémieux, les données géologiques indiquent que la phase externe ait été marquée par des dépôts fluvio-glaciaires de grande envergure alors que le stade de Crémieux interne pas. En effet, au stade interne (Figure 16) on observe la formation de fans au bord du plateau de Crémieux, l'absence de terrasses et des dépôts morainiques frontaux et latéraux. Dans le cas d'une baisse d'énergie hydrodynamique entre le stade externe et interne de Crémieux, les eaux de fontes du stade interne auraient pu manquer d'énergie pour éroder et franchir les dépôts à l'Ouest du stade externe. Ainsi, la migration de l'Ain serait dû d'avantage à un blocage sédimentaire qu'à un effet d'uplift.

La dualité observée lors des stades de retrait, externe et interne, est potentiellement d'origine climatique. Les grands épisodes climatiques quaternaires sont définis à partir du rapport isotopique de l'oxygène mesuré sur les tests de foraminifères marins. On appelle communément les excursions isotopiques : *stades isotopiques marins (MIS)* (Imbrie *et al.*, 1984). Depuis le début du dernier cycle glaciaire estimé à 115'000 ans deux phases froides ont été mises en évidence (MIS 2 et 3). Le LGM et le Würm s'apparente au MIS2.

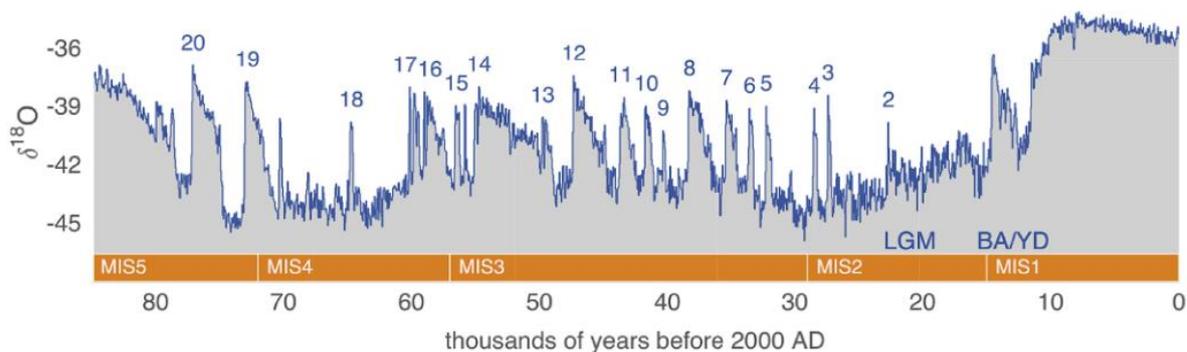
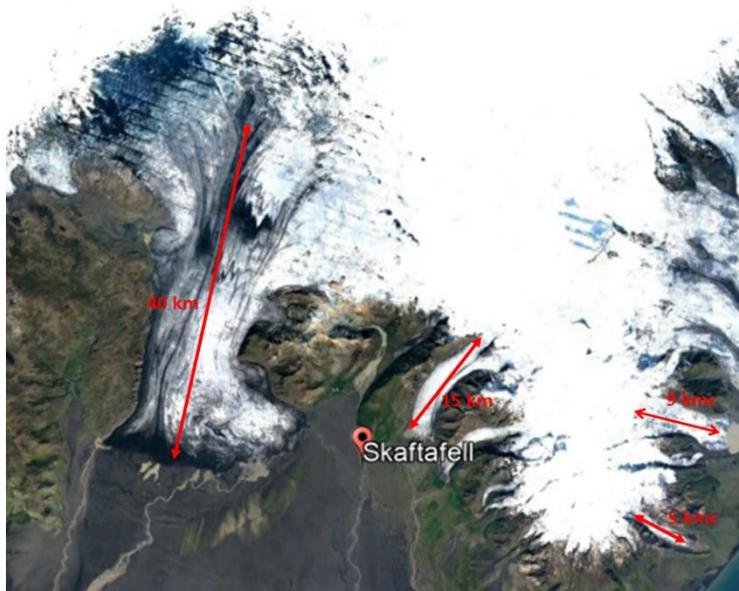


Figure 31 : Graphique figurant les événements de Dansgaard-Oeschger en bleu, les MIS en orange, le LGM et la transition Bølling-Allerød/Younger-Dryas (Li et Born, 2019).

Les événements Dansgaard-Oeschger sont issus de l'analyse du rapport isotopique de l'oxygène compris dans les calottes glaciaires du Groenland. Il s'agit de variations climatiques brutales ayant fortement affectés les hautes latitudes. Ces grandes variations de températures ont eu lieu à courte échelle de temps (décennale ou moins) ce qui met en évidence des stades froids et des inter-stades chauds (Li et Born, 2019). Ces variations de températures ont été globales bien que l'enregistrement ait eu lieu en haute latitude. Les événements Dansgaard-Oeschger (numérotés en bleus) représentent les pics de températures chaudes.

Sur la Figure 31 apparaît des pics chauds de courte durée et des périodes froides de plus longue durée. Pendant ces périodes froides, une légère oscillation a lieu avec des pics de températures chaudes de faibles envergures. Il s'agit d'effets de feedbacks causés par l'interaction entre les calottes, l'atmosphère et les bassins (Li et Born, 2019). Les stades externes de ce rapport correspondent aux pics chauds ayant engendrer le recul du glacier Lyonnais alors que les stades internes sont engendrés lors des périodes froides par les pics de chaud mineurs. Ainsi, on observe un retrait fort suivi d'un retrait faible.



Aujourd'hui, de nombreux glaciers en mouvement sont connus à travers le monde notamment en Alaska, en Islande, à Spitsbergen (Svalbard), dans l'océan Arctique, en Océanie, ainsi que dans les montagnes d'Asie centrale et du Pamir. Ces glaciers sont de natures très variées mais ils ont en communs de battre actuellement en retraite.

Figure 32 : Exemple d'un glacier en surge (Skaftafell, Islande).

En comparaison avec le contexte glaciaire de la région de Lyon, il en

ressort que certains systèmes glaciaires d'Alaska soient les plus semblables. Sur le terrain d'étude, on observe que les couloirs d'écoulement proglaciaires varient de 15 kilomètres de long pour les terrasses des Dombes à 21 kilomètres pour les terrasses de l'Ain. Le faciès majeur est de type poudingue à galets avec de petites quantités de sables déposés par des rivières en tresse. Dans l'actuel, cet environnement proximal fluvio-glaciaire est retrouvé par exemple dans des couloirs du Scott Glacier ou en marge du Valdez Cordova, en Alaska. L'Alaska contient également de nombreux glaciers périodiquement en surge tel que le Variegated, le Hubbard et au Bering. L'exemple de la Figure 32 est de Skaftafell, Islande. Actuellement, il est spéculé que les surges pourrait être accélérés par un changement climatique, telle qu'observé aujourd'hui (Kotlyakov *et al.*, 2004 ; Kotlyakov *et al.*, 2008).

Remerciements :

Je tiens dans un premier temps à remercier l'université de Bourgogne et le BRGM. Plus précisément je souhaite remercier mon tuteur, Mr. Buoncristiani, pour son soutien et son aide dans ce projet. Ce travail m'a plu, entre autres, parce que je passe considérablement de temps au Valais dans la vallée du Rhône, dominé par les hauts reliefs cristallins et calcaires. Ce travail m'a permis d'étudier le Rhône plusieurs centaines de kilomètres plus loin en contexte périalpin ce qui change énormément dans la dynamique sédimentaire, glaciaire et fluviale. Je ressors in fine avec une meilleure vision globale quant au fonctionnement de ce fleuve que je chéris.

Dans un second temps, je souhaite remercier mes camarades Esteban Gautier et Anthony Sberna de l'Université de Dijon pour m'avoir aidé avec mes soucis sur SIG. De manière similaire, je souhaite remercier mon ami, Valentin Lorenzo, doctorant en géologie sédimentaire à l'Université de Lausanne pour son soutien informatique.

Bibliographie:

[1] Allen, P., Hovius, N., 1998. Sediment supply from landslide dominated catchments: implications for basin-margin fans. *Basin Research*, vol.10, 19-35.

- [2] Anderson, A., Konrad, C., 2019. The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision: Rivers draining southwards. *Geomorphology*, 22, 285-312.
- [3] Avigad, D., 1996. Pre-collisional ductile extension in the internal western Alps (Sesia zone, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 137, n°4, 175-188.
- [4] Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Gelis, C., Texier, D., Nicoud, G., 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* ; vol.182, n°4, 347–365.
- [5] Ballesio, R., 1972. Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. *Persée-Portail des revues scientifiques en SHS*, vol. 53, n°1, 3-12.
- [6] Barletta, V.R., Ferrari, C., Diolaiuti, G., Carnielli, T., Sabadini, R., Smiraglia, C., 2006. Glacier shrinkage and modeled uplift of the Alps. *Geophysics Research Letters*, vol.33, 143-159.
- [7] Becker, P., Seguinot, J., Juvet, G., Funk, M., 2016. Last Glacial Maximum precipitation pattern in the Alps inferred from glacier modelling. *Geographia Helveticae*, 71, 173–187.
- [8] Becker, P., Funk, M., Schlüchter, C., Hutter, K., 2017. A study of the Würm glaciation focused on the Valais region (Alps). *Geographia Helveticae*, 72, 421–442.
- [9] Bennett, M., Glasser, N., 2011. Glacial geology: ice sheets and landforms. John Wiley & Sons, 2nd edition, 202-254.
- [10] Berger, A.L., Gulick, S., Spotila, J.A., Upton, P., Jaeger, M., Chapman, B., Worthington, L.A., Pavlis, T.L., Ridgway, K.D., Willems, B.A., McAleer, R.J., 2008. Quaternary tectonic response to intensified glacial erosion in an orogenic wedge. *Nature Geoscience*, vol.1, 793–799.
- [11] Bloom, A.L., 1998. *Geomorphology: a Systematic Analysis of Late Cenozoic Land-forms*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 3rd edition, ISBN 0-13-505496-6, 472-503.
- [12] Bridgland, D.R., Westaway, R., 2014. Quaternary fluvial archives and landscape evolution: a global synthesis. *Proceedings of the Geologists' Association*, vol.125, 600–629.
- [13] Brocard, G.Y., van der Beek, P.A., Bourlès, D.L., Siame, L.L., Mugnier, J.-L., 2003. Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ¹⁰Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.209, 197–214.
- [14] Brookfield, M. E., 2019. Downstream-Propagating Channel Responses to Decadal-Scale Climate Variability in a Glaciated River Basin Scott W. *JRG Earth Surface*, vol.14, 1-18.
- [15] Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2012. *Tectonic geomorphology*. J. Wiley & Sons, Chichester, West Sussex; Hoboken, New Jersey. 230-267.
- [16] Buoncristiani, J.F., Campy, M., 2011. Quaternary glaciations in the French Alps and Jura. *Developments in Quaternary Sciences*, vol.15, 117-126.
- [17] Burkhard, M., Sommaruga, A., 1998. Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. *Geological Society of London, Special Publications*, vol 134, n°1, 279-298.
- [18] Calais, E., Nocquet, J. M., Jouanne, F., Tardy, M., 2002. Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001. *Geology*, vol. 30, n° 7, 651-654.
- [19] Cederbom, C.E., Sinclair, H.D., Schlunegger, F., Rahn, M.K., 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology*, vol.32, n°8.
- [20] Chenevoy, M., David, L., Montjamont, M., 1969. Notice de la carte géologique de Givors, Orléans. *BRGM éditions*.
- [21] Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, vol. 35, n°3.

- [22] 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*, vol. 20, 213–220
- [23] Champagnac, J.-D., Schlunegger, F., Norton, K., von Blanckenburg, F., Abbühl, L.M., Schwab, M., 2009. Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics*, vol.474, 236–249.
- [24] Champagnac, J.-D., Molnar, P., Sue, C., Herman, F., 2012. Tectonics, climate, and mountain topography. *Journal of Geophysics*, vol. 117, 112-137.
- [25] Champagnac, J.-D., Valla, P.G., Herman, F., 2013. Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: A review. *Tectonophysics*, vol. 614, 44–65.
- [26] Coutterand, S., 2010. Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent: du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. Thèse de doctorat, Chambéry.
- [27] David, L., 1979. Notice explicative de la feuille de Lyon, 1 : 50 000. *BRGM*, 2^{ème} édition, 19-35.
- [28] David, L., Enay, R., Mangold, C., 1985. Notice explicative de la feuille de Montluel, 1 : 50 000. *BRGM*, 23-29.
- [29] Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. *Geographical Journal*, 14, 481-504.
- [30] Debrand-Passaard, S., Courboulieix, S., Lienhardt, M., 1984. Synthèse géologique du Sud/Est de la France. *Stratigraphie et Paléogéographie*, vol. 125.
- [31] Derruau, M., Mandier, P., 1989. Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire, essai de synthèse paléogéographique. *Revue de géographie de Lyon*, vol. 64, n°2, 131-132.
- [32] Doneus, M., 2013. Openness as Visualization Technique for Interpretative Mapping of Airborne Lidar Derived Digital Terrain Models. *Remote sensing*, vol.5, n°12, 642-649.
- [33] Elmi, S., Enay, R., Mangold, C., Mongereau, N., 1966. Notice explicative de Bougoin-Jallieu, 1 : 50 000. *BRGM*, 35-52.
- [34] Fekete, K., Vojtko, R., 2013. Neotectonic activity of the Pravno fault in the area of the Žiar Mts. *Acta Geologica Slovaca*, vol 5, n°2, 117 – 127.
- [35] Fiore, J.T., 2007. Quaternary subglacial processes in Switzerland: geomorphology of the Plateau and seismic stratigraphy of Western Lake Geneva. Thèse de doctorat. *Université de Genève*, n° Sc.3815, 11-19.
- [36] Gennesseaux, M., Lefebvre, D., 1980. Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géologie Méditerranéenne*, vol. 7, n°1, 71-80.
- [37] Goffé, B., Schwartz, S., Lardeaux, J. M., Bousquet, R., 2004. Metamorphic structure of the Western and Ligurian Alps. *Österreichischer Mineralogie Gesellschaft*, vol. 149, 65-73.
- [38] Hack J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. U.S. *Geological Survey Journal of Research*, 1, 421–429.
- [39] Hämmerle, M., Gal, T., Unger, J., Matzarakis, A., 2011. Introducing a script for calculating the sky view factor used for urban climate investigations. *Climatologia et chorological*, vol.44, 83-92.
- [40] Helbig, N., Löwe, H., 2013. Parameterization of the spatially averaged sky view factor in complex topography. *Journal of Geophysics Research: Atmospheres*, vol 65, 464-475.
- [41] Hiller, J., Smith, M., 2008. Residual relief separation: digital elevation model enhancement for geomorphological mapping. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2008, vol. 33, n°14, 2266-2276.
- [42] Hurst, M., Mudd, S., Walcott, R., Attal., M., Yoo, K., 2012. Using hilltop curvature to derive the spatial distribution of erosion rates. *Journal of Geophysics Research: Earth Science*, vol.117, 34.39

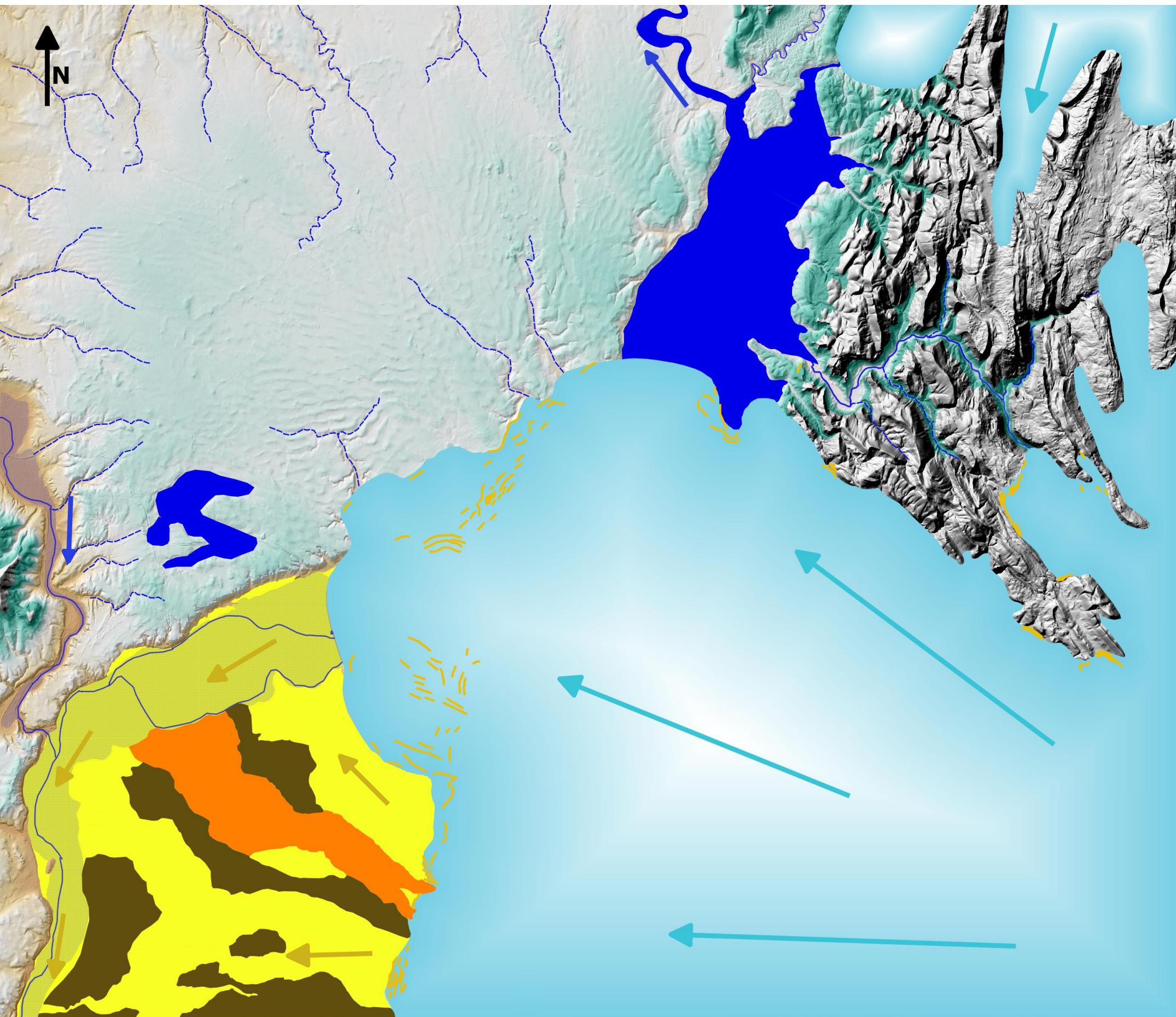
- [43] Imbrie, J., Hays, J., Martinson, D., McIntyre, A., Mix, A., Morley, J., Pisias, N., Prell, W., Shackleton, N., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record 269. Reidel Publishing Company.
- [44] Ivy-Ochs, S., 2015. Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, vol. 41, 279- 295.
- [45] Kerrien, Y., Monjuvent, G., 1988. Notice explicative de la feuille de Ambérieu-en-bugey, 1 : 50 000. *BRGM*, 2^{ème} édition, 25-37.
- [46] Kotlyakov, V., Rototaeva, O., Desinov, L., Osokin N., 2004. Causes and effects of a catastrophic surge of Kolka Glacier in the Central Caucasus. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, vol.2, 117-128.
- [47] Kotlyakov, V., Osipova, G., Tsvetkov, D., 2008. Monitoring surging glaciers of the Pamirs, Central Asia from space. *Annals of Glaciology*, vol. 48, 125-13.
- [48] Krebsa, P., Stockerb, M., Pezzattia, G., Conedera, M., 2105. An alternative approach to transverse and profile terrain curvature. *International Journal of Geographical Information Science*, vol.29, n°4, 121-136.
- [49] Kuhlemann, J., Dunkl, I., Brügel, A., Spiegel, C., Frisch, W., 2006. From source terrains of the Eastern Alps to the Molasse Basin: Detrital record of non-steady-state exhumation. *Tectonophysics*, vol.413, n°3-4, 301-316.
- [50] Lane, E., 1955. Importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *American Society of Civil Engineers*, vol.81, 1-17.
- [51] Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and petroleum geology*, vol 3, n°3, 179-199.
- [52] Lia, C., Bornc, A., 2019. Coupled atmosphere-ice-ocean dynamics in Dansgaard-Oeschger events. *Quaternary Science Reviews*, vol.203, 1-20.
- [45] Maddy, D., Bridgland, D., Westaway, R., 2001. Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. *Quaternary International*, vol.79, 23–36.
- [53] Mandier, P., 1981. La région lyonnaise : un relief tertiaire rajeuni par les glaciers quaternaires. *Revue de géographie de Lyon*, vol. 56, n°1, 101-107.
- [54] Mandier, P., 2003. Reconstitution de l'expansion glaciaire de piedmont des stades. A et D. *Quaternaire*, vol. 14, n°2, 129-133.
- [55] Mandier, P., Evin, J., Afrgant, J., Petiot, R., 2003. Chronostratigraphie des accumulations Würmiennes dans la moyenne vallée du Rhône. *Quaternaire*, vol. 14, n°2, 113-127.
- [56] Mandier, P., 1988. Les problèmes chronologiques posés par les phases de la récession würmienne dans la moyenne vallée du Rhône. *Association française de pour l'étude du quaternaire*, vol. 25, n°2, 122-128.
- [57] Mather, A.E., Stokes, M., Whitfield, E., 2017. River terraces and alluvial fans: The case for an integrated Quaternary fluvial archive. *Quaternary Science Reviews*, vol.166, 74–90.
- [58] Meir, M., Post, A., 1969. What are glacier surges? *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 6, n°4, 807-817.
- [59] Mey, J., Scherler, D., Wickert, A.D., Egholm, D.L., Tesauro, M., Schildgen, T.F., Strecker, M.R., 2016. Glacial isostatic uplift of the European Alps. *Nature Communication*, vol. 7, 45-62.
- [60] Monegato, G., Ravazzi, C., Donegana, M., Pini, R., Calderoni, G., Wick, L., 2007. Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). *Quaternary Research*, vol. 68, 284–302
- [61] Monjuvent, G., Nicoud, D., 1988. La déglaciation rhodanienne entre les moraines internes et le val du bouget. *Géologie Alpine*, vol.1, 61-64.

- [62] Monna, F., Esin, Y., Magail, J., Granjon, L., Navarro, N., Wilczek, J., Saligny, L., Couette, S., Dumontet, A., Château, C., 2018. Documenting carved stones by 3D modelling – Example of Mongoliander stones. *Journal of Cultural Heritage*, vol.34, 116-128.
- [63] Neubauer, F., 2014. The structure of the eastern Alps: from Eduard Suess to present-day knowledge. *Austrian Journal of Earth Sciences*, vol. 107, n°1, 55-63.
- [64] Norton, K.P., Abbühl, L.M., Schlunegger, F., 2010. Glacial conditioning as an erosional driving force in the Central Alps. *Geology*, vol. 38, 655–658.
- [65] Oipova, G., Tsvetkov, D., Rudak M., 1998. Inventory of the Pamirs surging glaciers/Data of Glaciological Studies, vol.85, 99-136
- [66] Penck, A., Brückner, E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipz. Tauchnitz
- [67] Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, vol. 346, 29-34.
- [68] Pfiffner, O. A., 2014. Geology of the Alps. *Wiley Blackwell, Oxford: John Wiley and Sons*, 2nd edition.
- [69] Schoeneich, P., 1998. Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland. *Quaternary*, vol.9, 203–215
- [70] Sissingh, W., 2001. Tectonostratigraphy of the west Alpine foreland: correlation of tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, Vol. 333, 361-400.
- [71] Sternai, P., Caricchi, L., Castelltort, S., Champagnac, J.D., 2016. Deglaciation and glacial erosion: A joint control on magma productivity by continental unloading: Ice melting, erosion, and magma production. *Geophysics Research Letters*, vol. 43, 1632–1641.
- [72] Sue, C., Tricart, P., 2003. Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics*, vol 22, n°5, 32-45.
- [73] Suman, A., Kutubuddin, D., 2020. Longitudinal profiles and geomorphic indices analysis on tectonic evidence of fluvial form, process and landform deformation of Eastern Himalayan Rivers, India. *Geology, Ecology, and Landscapes*, vol. 4, n°1, 11-22.
- [74] Szypuła, B., 2017. Digital Elevation Models in Geomorphology Bartłomiej Szypuła. *TechOpen*, 81- 123.
- [75] Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision; a tectonic scenario for the Western Alps. *American Journal of Science*, vol. 284, n°2, 97-120.
- [76] Weiss, A., 2001. Topographic Position and Landforms Analysis. *The Nature Conservancy*, vol.206.
- [77] 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 Geophysics Research*, vol.104, 17661–17674.
- [78] Whittaker, A., Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, E., Roberts, G.P., 2007. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates. *Geology*, vol.35, 103-127.
- [79] Wirsig, C., Zasadni, J., Christl, M., Akçar, N., Ivy-Ochs, S., 2016. Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. *Quaternary Science Reviews*, vol.143, 37–50.
- [80] Zakšek, K., Oštir, K., Kokalj, Z., 2011. Sky-View Factor as a Relief Visualization Technique. *Remote Sensing*, vol.3, 398-415.
- [81] Zakšek, K., Oštir, K., Kokalj, Z., 2012. Application of sky-view factor for the visualisation of historic landscape features in lidar-derived relief models. *Antiquity*, vol.14, 23-29.

Annexes:

- Annexe 1 à 6 : Cartes événementielles en grande dimension
- Annexe 7 : Cartes des Moraines
- Annexe 8 : Balance de Lane, 1955.
- Annexe 9: Pentes des terrasses de l'Ain en nuages de points
- Annexe 10: Log sédimentaire de la BRGM

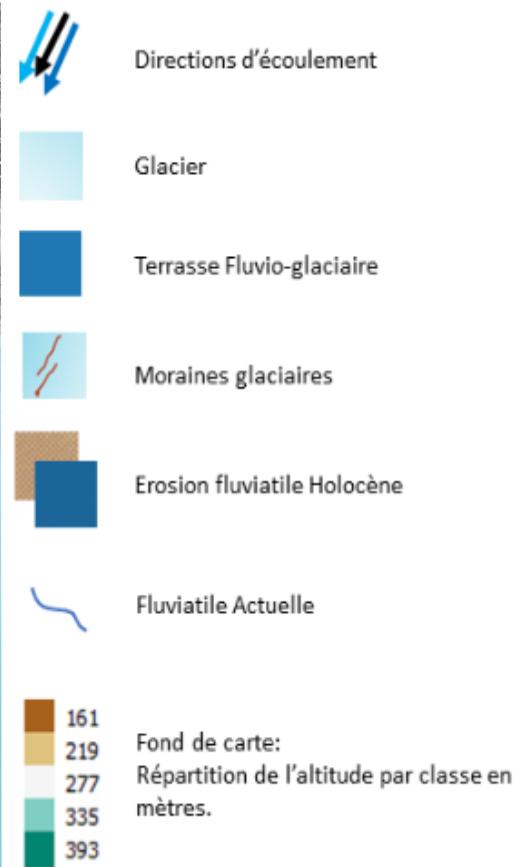
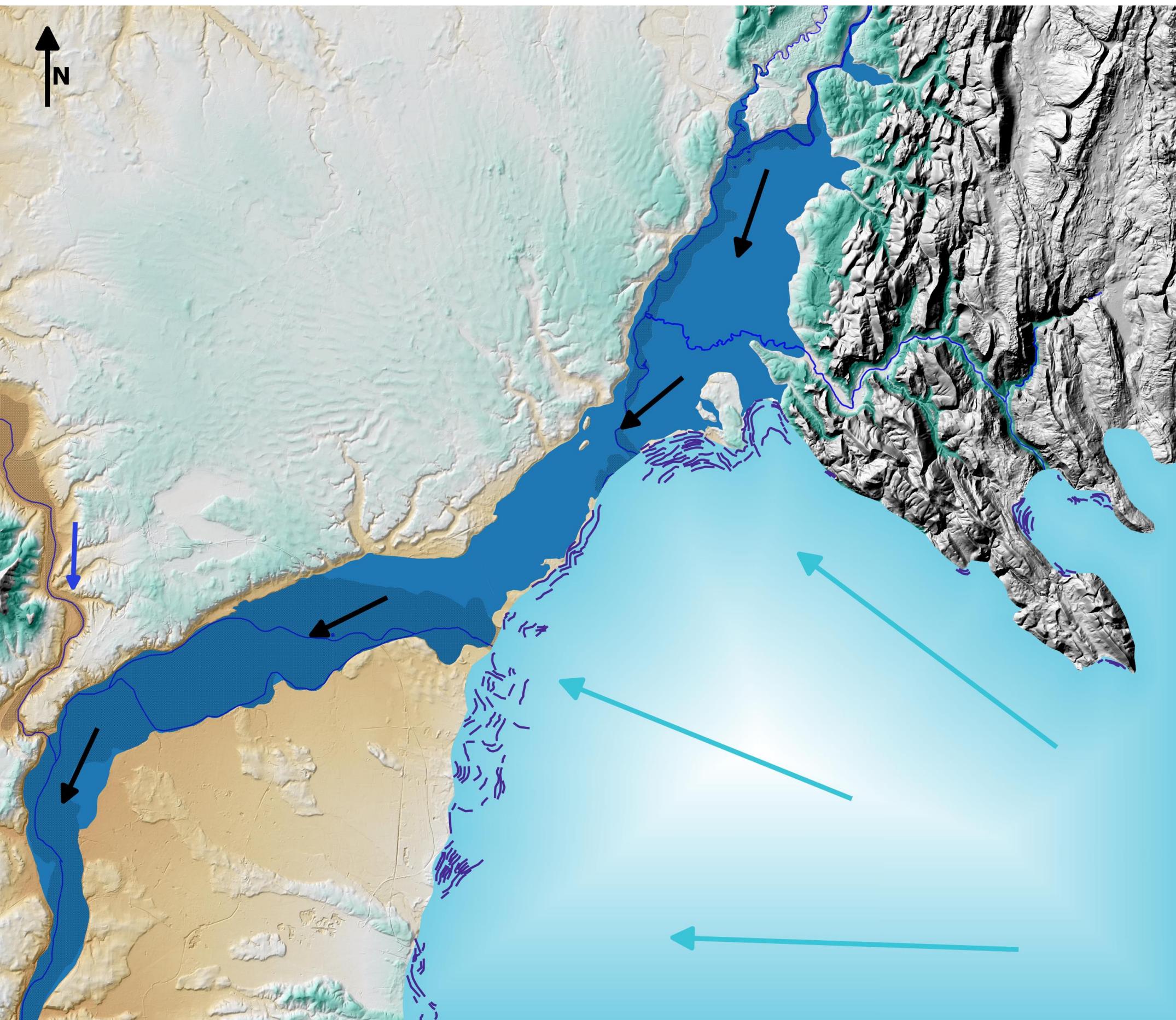
Annexe 1: Stade des Dombes



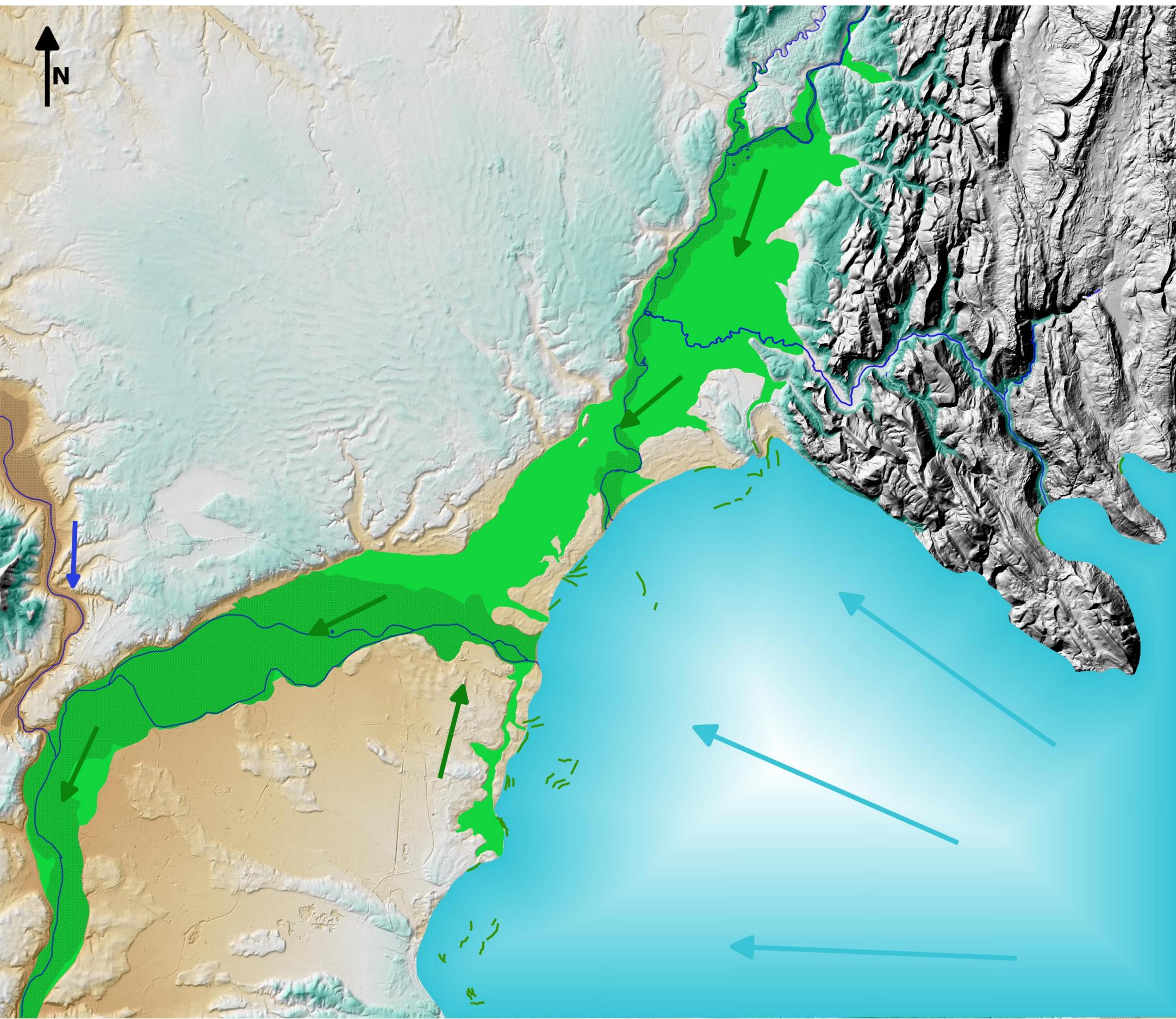
- Lacustre
 - Directions d'écoulement
 - Glacier
 - Terrasse Fluvio-glaciaire Externe
 - Terrasse Fluvio-glaciaire Interne
 - Erosion fluviale Holocène
 - Fluviale Actuelle
 - Paléo-fluviale des Dombes
 - Moraines glaciaires
 - Moraines Rissiennes
 - 161
219
277
335
393
- Fond de carte:
Répartition de l'altitude par classe en mètres.

0 5 10 km

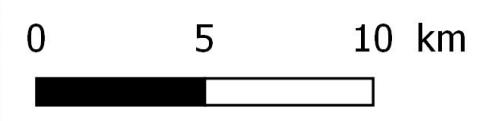
Annexe 2: Stade de Grenay Externe



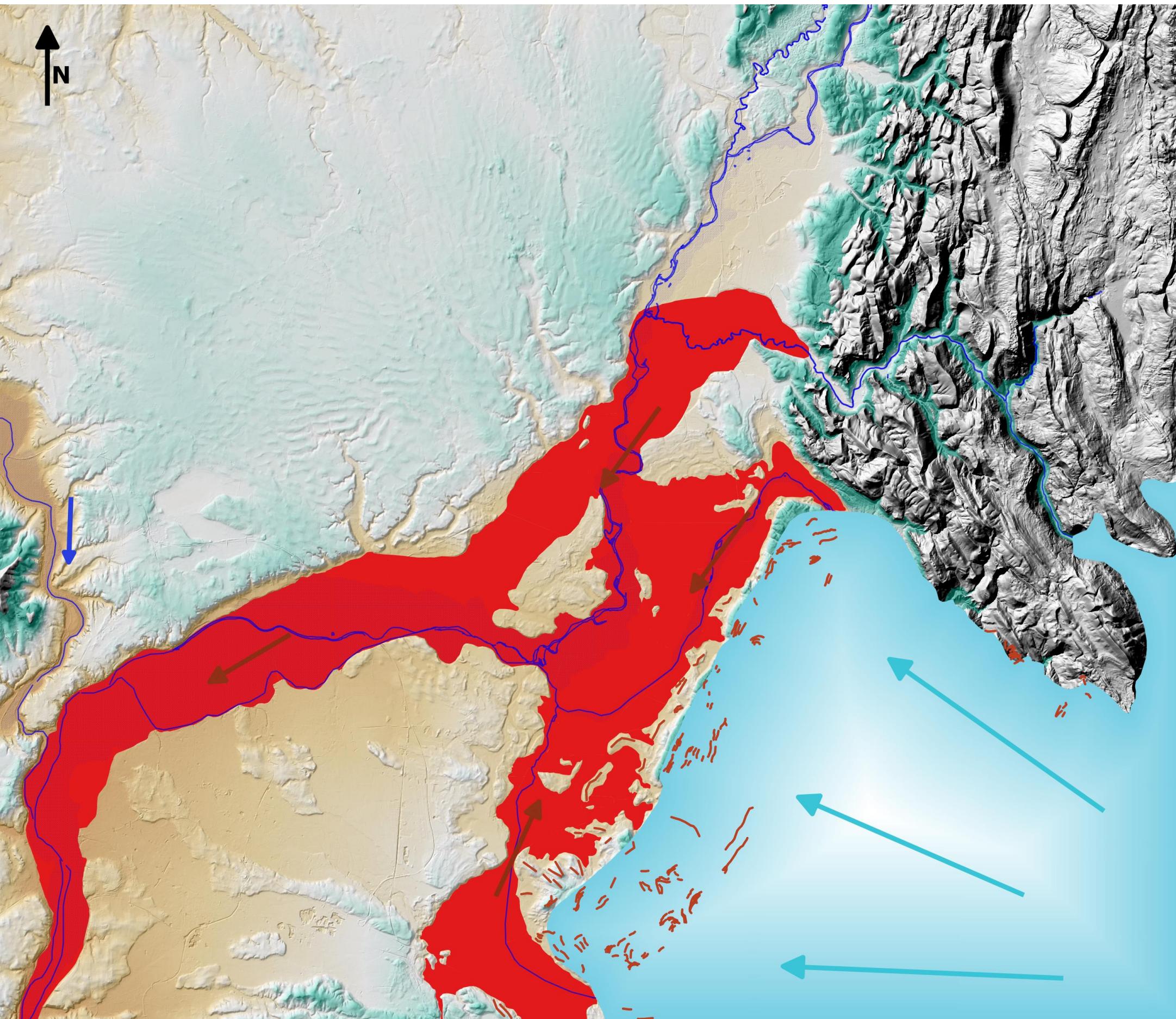
Annexe 3: Stade de Grenay Interne



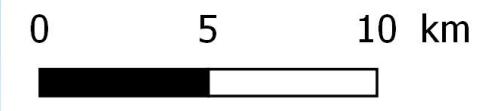
-  Directions d'écoulement
-  Glacier
-  Terrasse Fluvio-glaciaire
-  Moraines glaciaires
-  Erosion fluviale Holocène
-  Fluviale Actuelle
-  Fond de carte:
Répartition de l'altitude par classe en mètres.
161
219
277
335
393



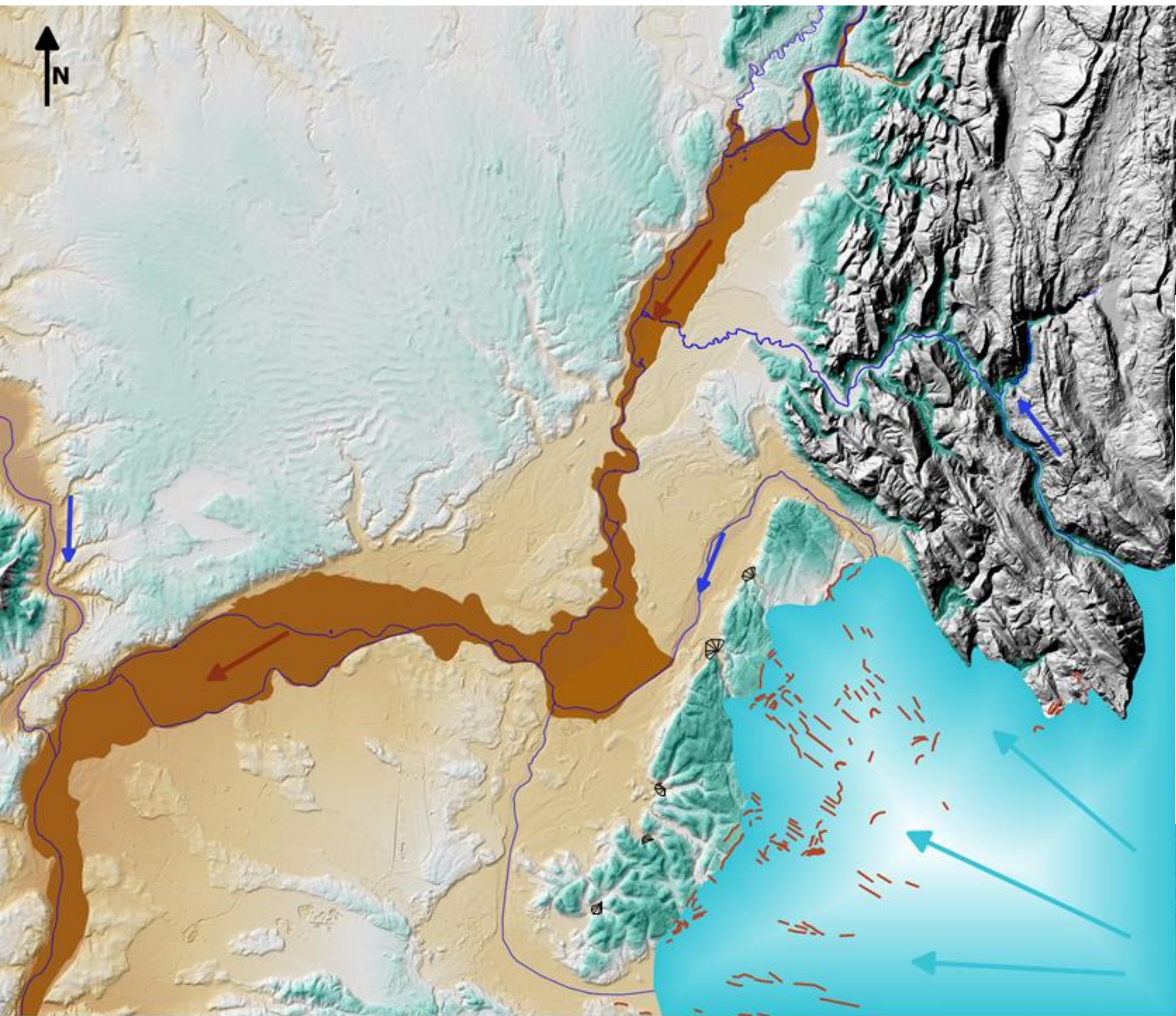
Annexe 4: Stade de Crémieux Externe



- Directions d'écoulement
 - Glacier
 - Terrasse Fluvio-glaciaire
 - Moraines glaciaires
 - Erosion fluviale Holocène
 - Fluviale Actuelle
 - 161
 - 219
 - 277
 - 335
 - 393
- Fond de carte:
Répartition de l'altitude par classe en mètres.



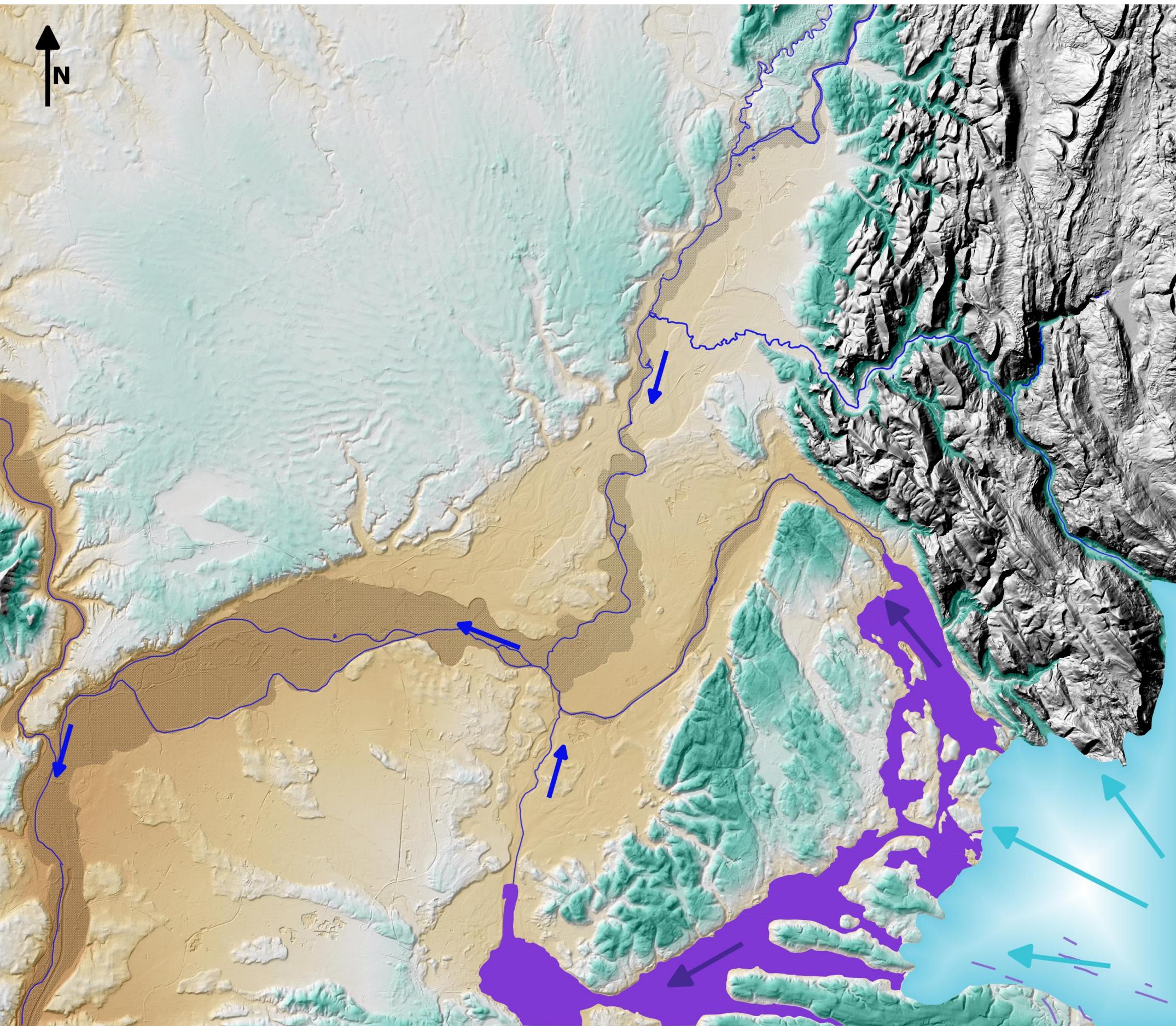
Annexe 5: Stade de Crémieux Interne

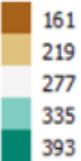


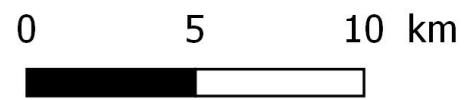
- Directions d'écoulement
 - Glacier
 - Terrasse Fluvio-glaciaire
 - Moraines glaciaires
 - Erosion fluviale Holocène
 - Fluviale Actuelle
 - Cônes Alluviaux
 - 161
219
277
335
393
- Fond de carte:
Répartition de l'altitude par classe en mètres.



Annexe 6: Stade de Morestel



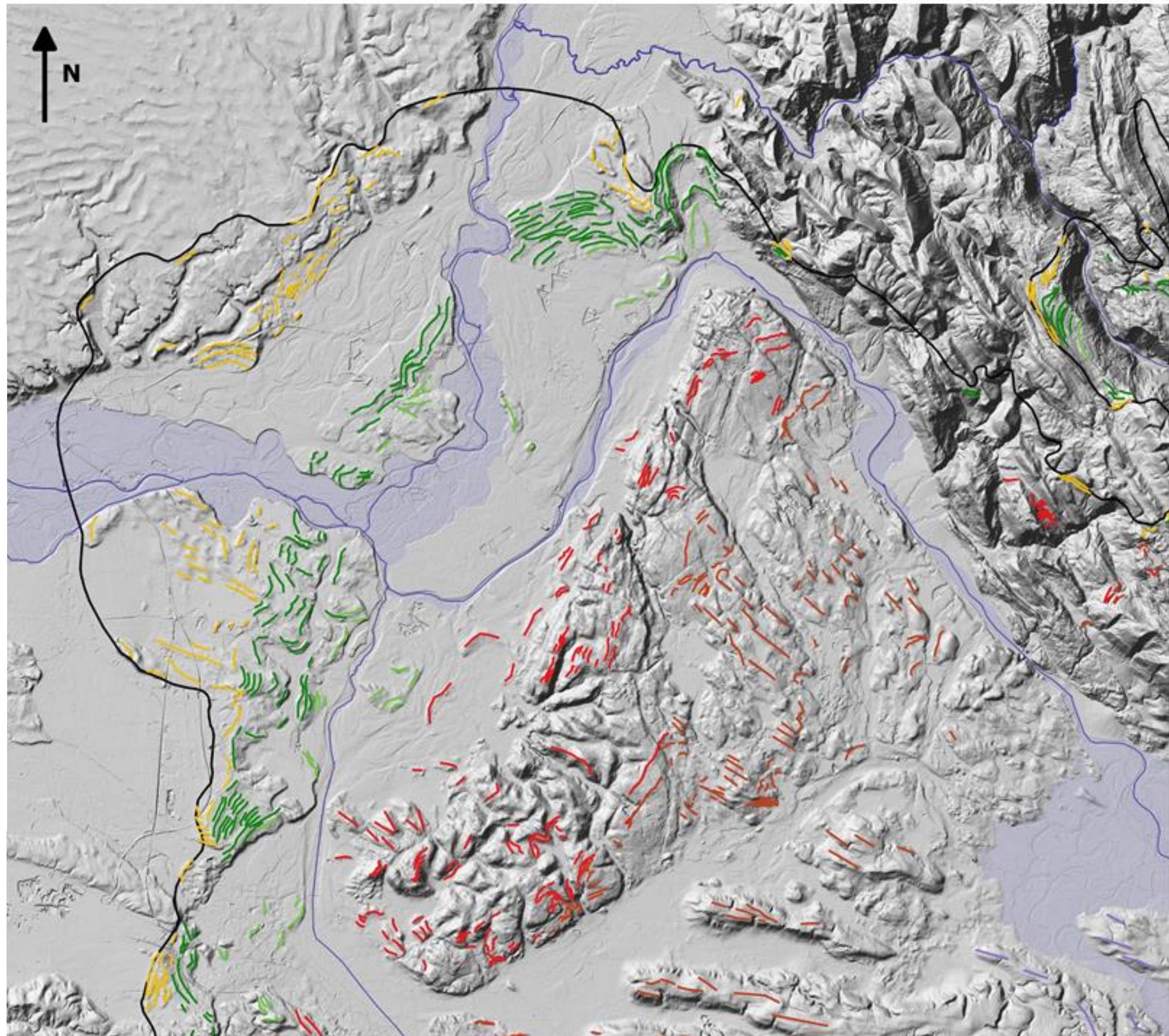
-  Directions d'écoulement
 -  Glacier
 -  Terrasse Fluvio-glaciaire
 -  Moraines glaciaires
 -  Erosion fluviale Holocène
 -  Fluviale Actuelle
-  Fond de carte:
Répartition de l'altitude par classe en mètres.
- 161
 - 219
 - 277
 - 335
 - 393



Annexe 7: Carte des Moraines

Carte des Moraines

-  Moraines du Stade des Dombes Externe
-  Moraines du Stade de Grenay Externe
-  Moraines du Stade de Grenay Interne
-  Moraines du Stade de Crémieux Interne
-  Moraines du Stade de Crémieux Interne
-  Moraines du Stade de Morestel
-  Front Glaciaire au LGM
-  Rivières
-  Erosion Holocène



Annexe 8 : la balance de Lane et les contrôles sur la sédimentation

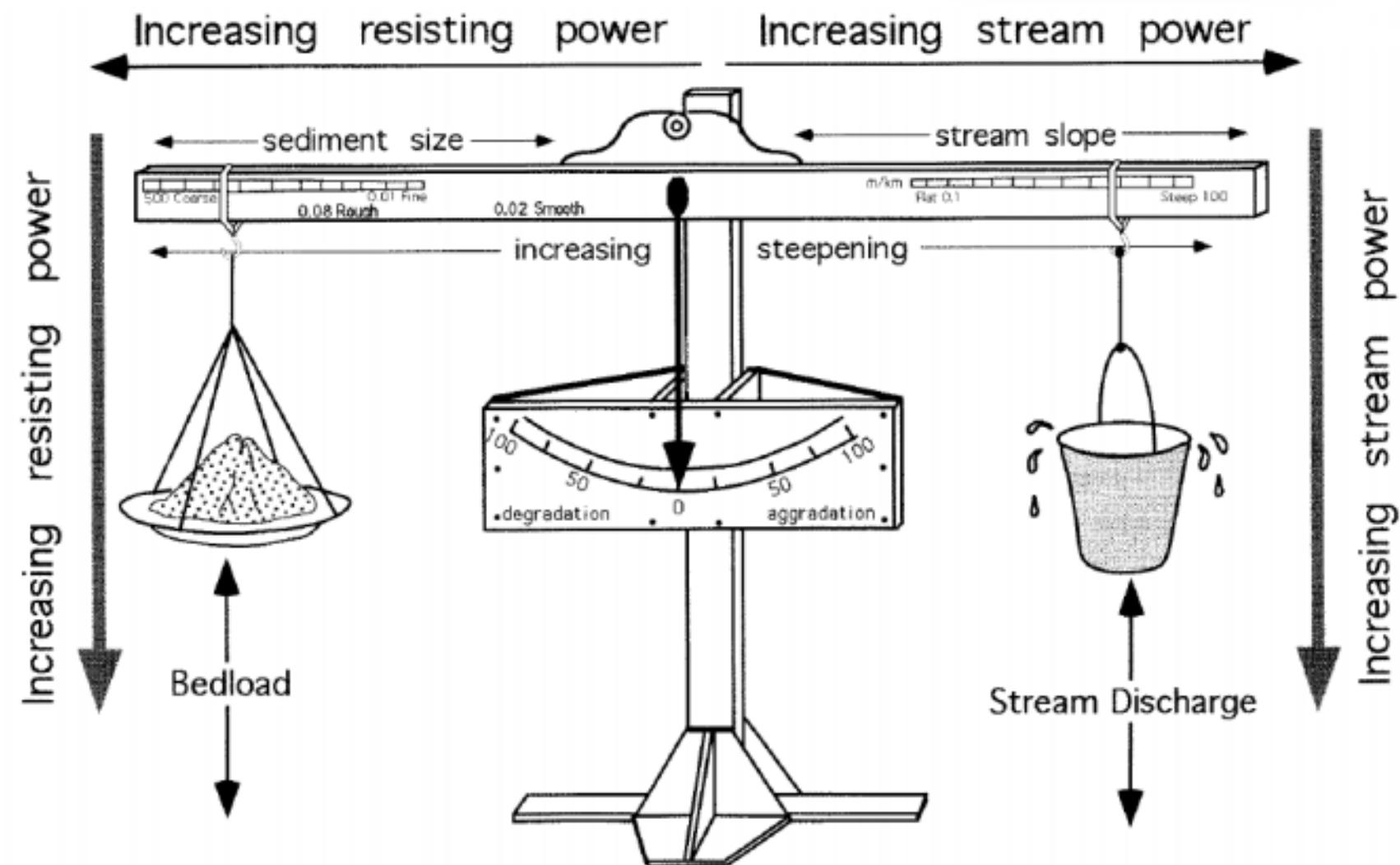
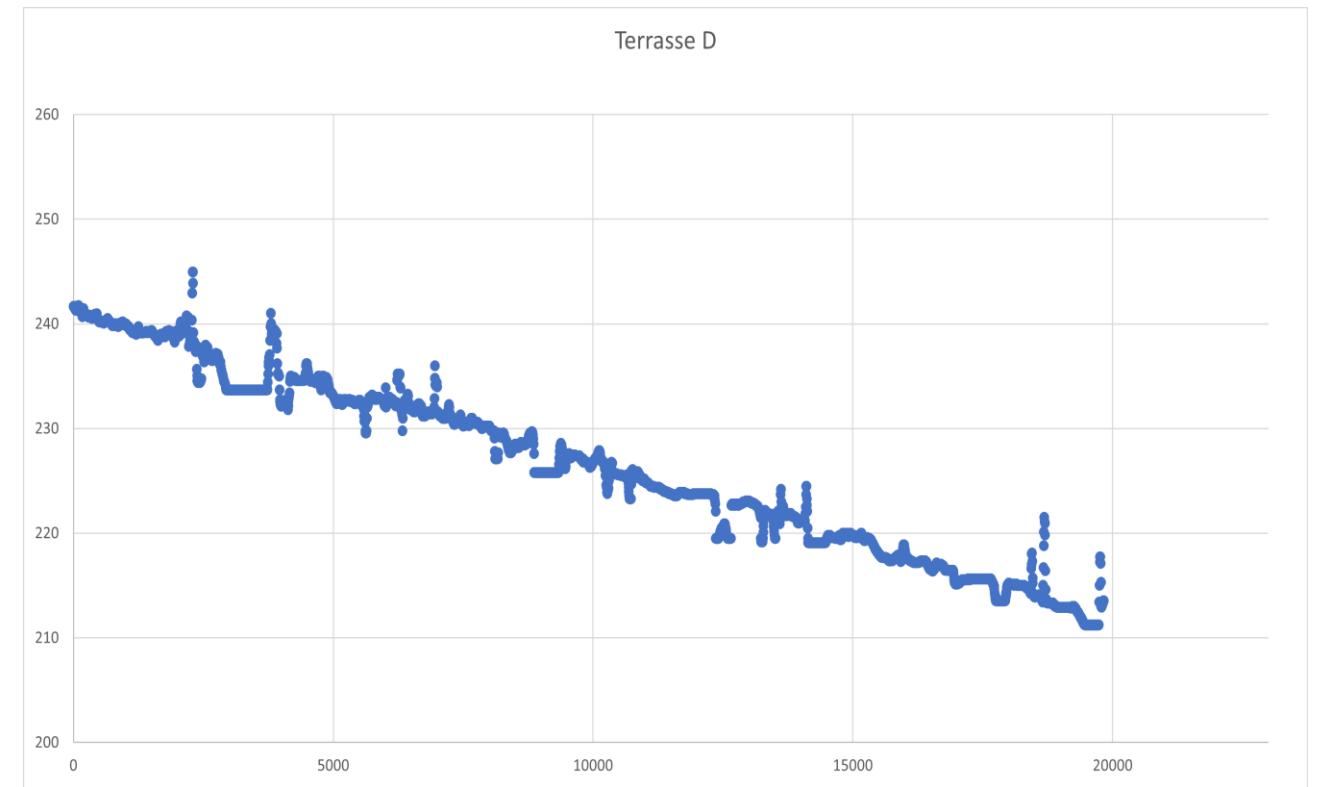
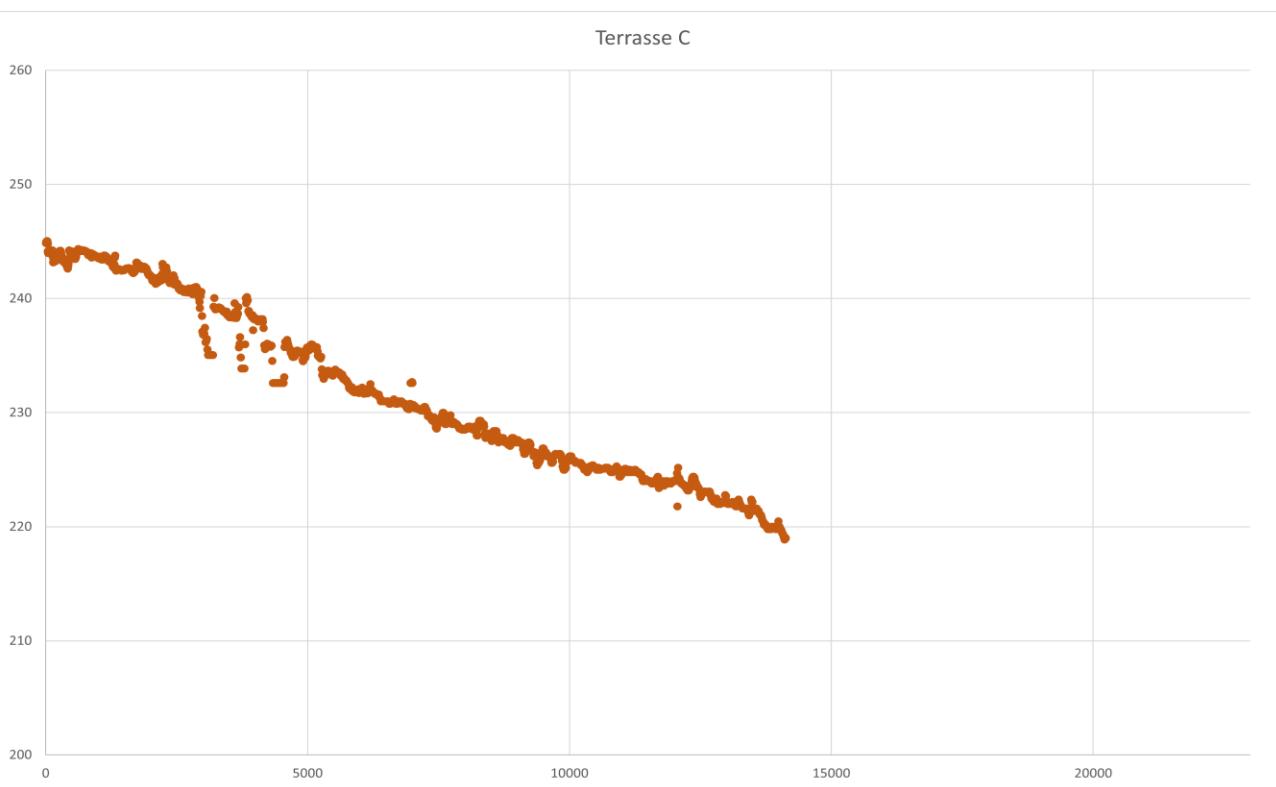
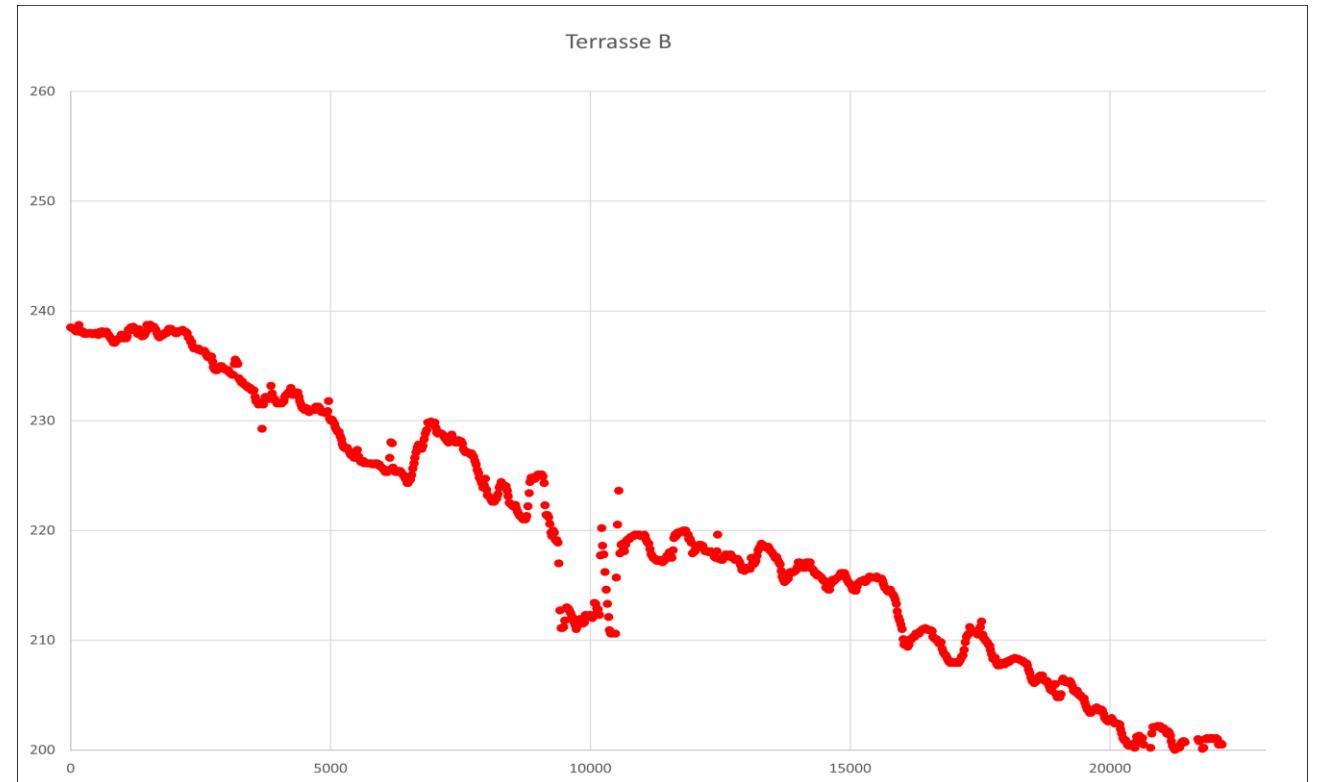
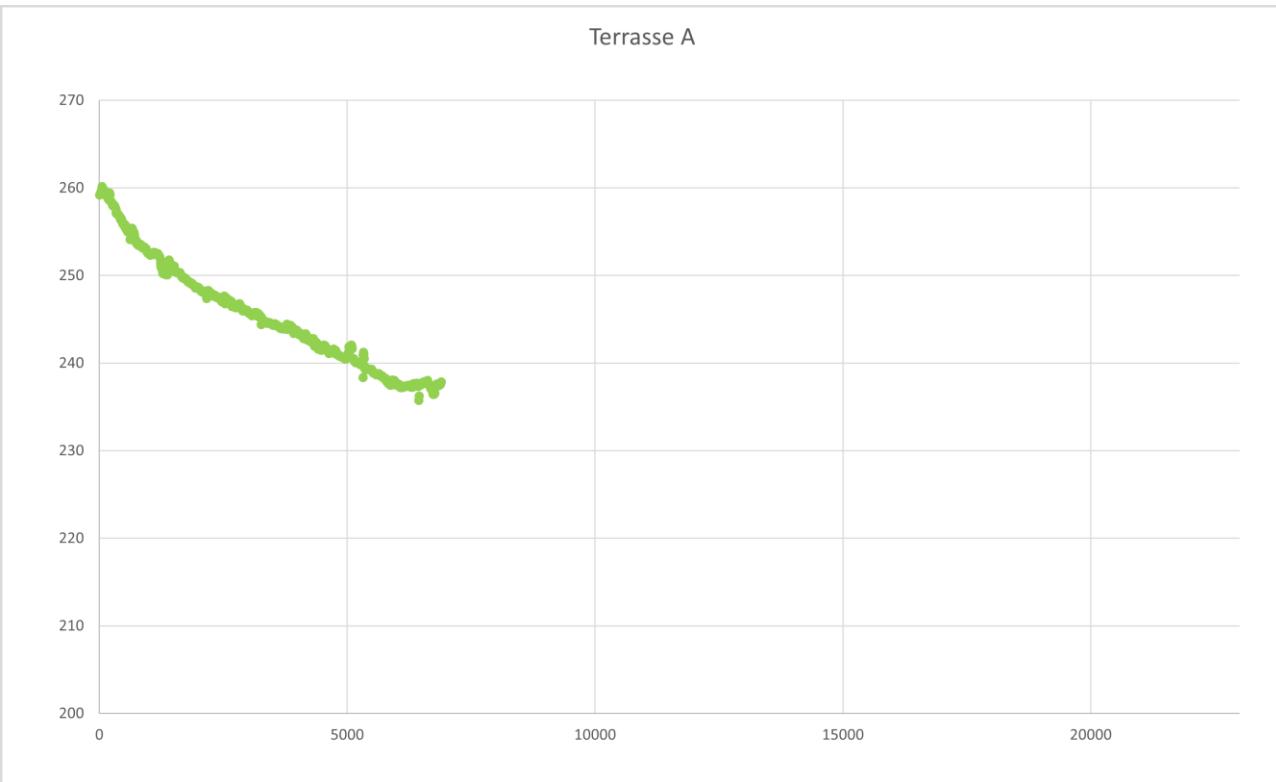


Schéma illustratif des facteurs influant sur la puissance de résistance de l'eau et de la puissance hydraulique (Lane, 1955 ; Burbank et Anderson, 2012).

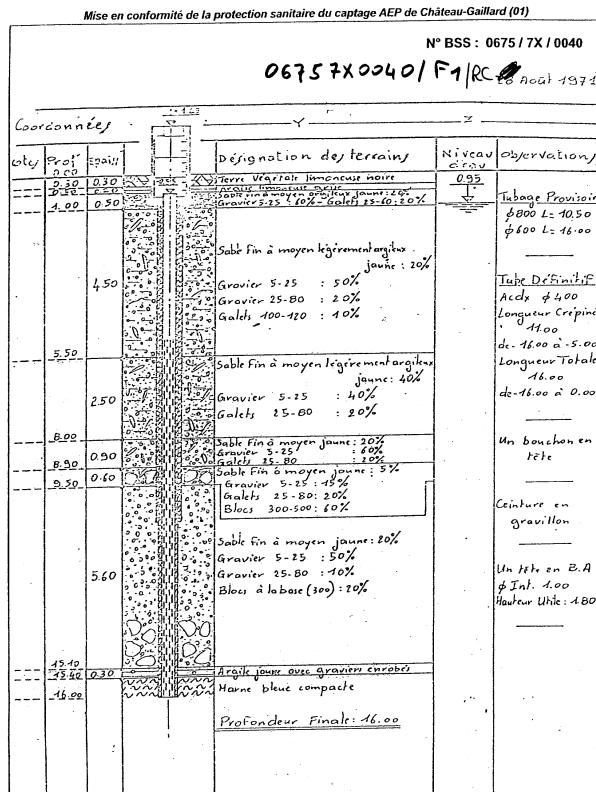
Annexe 9 : Graphique en nuage de points des terrasses de l'Ain



a) Stade de Grenay Interne b) Stade de Crémieux externe c) Stade de Crémieux interne d) Holocène

Annexe 10: Logs stratigraphiques de la BRGM

a)



b)

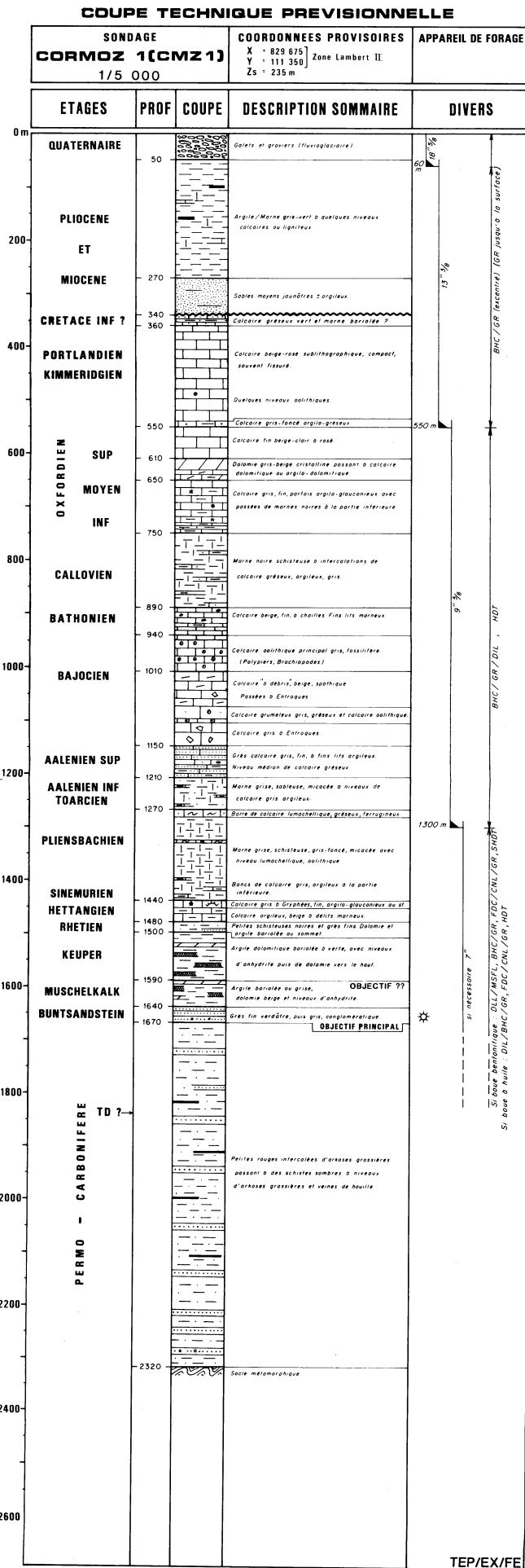
675-4-34

DEPARTEMENT: AIN CANTON: Coupe géologique n° 1

Commune: Ambrosey. Forage: (1925.) Cote de l'orifice: +243 m

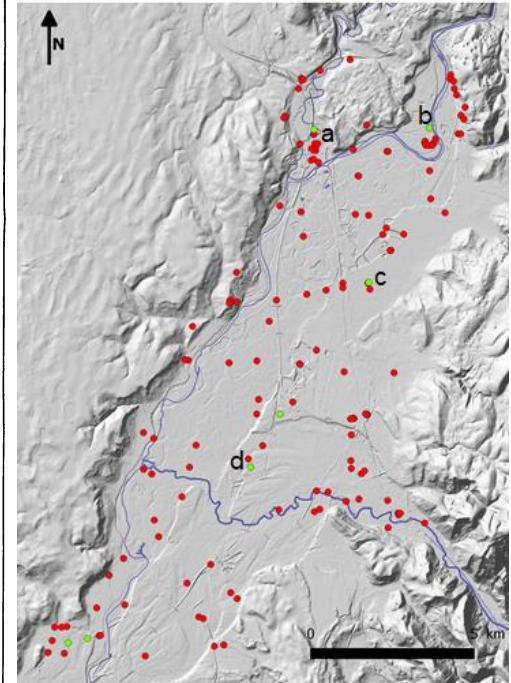
PROFONDEUR (m)	NATURE DES TERRAINS	INTERPRETATION	COTE
0,00-37,15	Gravier.	Quaternaire	+205,25m
37,15-37,75	id. avec argile jaune.		
37,75-122,00	Marne bleu-gris.		
122,00-145,25	Marne grise.		
145,25-147,15	Marne gris avec rayon de silice et paillette de mica au quartz.	Miocène supérieur	
147,15-149,15	Marne gris avec rayon de silice.		
149,15-150,60	id. avec des pierres.		
150,60-151,20	Sable gris.		
151,20-153,00	Marne gris avec pierres.		
153,00-157,50	Sable gris.		
157,50-158,80	Marne avec des pierres.		
158,80-165,00	Sable gris.		
165,00-171,60	Marne gris.		
171,60-186,75	Marne sablonneuse.		
186,75-190,05	Sable gris.		
190,05-192,05	Marne sablonneuse.		
192,05-192,55	Grès gris.		
192,55-202,50	Marne sablonneuse.		
202,50-232,65	Marne gris sablonneuse.		
232,65-245,50	Sable argonneux.		
245,50-246,50	Marne grise.		
246,50-251,20	Sable argonneux.		
251,20-252,60	Marne avec paillette de mica.		
252,60-261,00	Argile jaune sablonneuse.		
261,00-262,20	Conglomérat rouge.		
262,20-271,00	Argile rouge-jaune.		
271,00-279,00	Argile rouge.		
279,00-282,00	id. avec pierres.		
282,00-288,50	Argile jaune sablonneuse.		
288,50-289,15	Argile jaune avec pierres.		
289,15-290,40	id. sablonneuse avec pierres.		
290,40-290,80	Calcaire porreux.		
290,80-292,30	id. avec argile jaune.		

c)



d)

Profondeur	Lithologie	Stratigraph
De 0 à 120 m	ALLUVIONS FLUVIATILES (GALETS, GRAVIERS, SABLES) NON DETAILLEES MATERIEL SABLEUX TRES MEUBLE S/ 100M	QUATERNAIRE
De 120 à 143 m	SCHISTES ARGILEUX NOIRS	DEVONIEN
De 143 à 170 m	SCHISTES GRIS ET CALCAIRES NOIRS PUIS SCHISTES GRIS A GRIS-VERDATRE	DEVONIEN
De 170 à 339 m	SCHISTES NOIRS LOCALEMENT PYRITEUX DEVENANT LEGEREMENT GRESEUX VERS LE BAS	DEVONIEN
De 339 à 370 m	SCHISTES NOIRS + CALCITE A 340 M + QUARTZ BLANC A 350 M	DEVONIEN
De 370 à 597 m	SCHISTES NOIRS GRESEUX GRIS FONCE A NOIR LOCALEMENT GRIS-VERT FONCE LEGEREMENT CARBONATES + QUARTZ B	DEVONIEN
De 597 à 603 m	SCHISTES GRIS FONCE	DEVONIEN
De 603 à 621 m	SCHISTES NOIRS GRESEUX	DEVONIEN
De 621 à 815 m	SCHISTES NOIRS PARFOIS GRIS-VERT SOMBRE LEGEREMENT GRESEUX PEU OU PAS CARBONATES	DEVONIEN
De 815 à 850 m	SCHISTES GRESEUX NOIRS VERDATRES (OU ROCHE ERUPTIVE FILONNIENNE)	DEVONIEN
De 850 à 880 m	CALCAIRES GRIS PEUT-ETRE GRESEUX SURTOUT VERS LA BASE AVEC INTERCALATION DE SCHISTES NOIRS	DEVONIEN
De 880 à 950 m	SCHISTES NOIRS	DEVONIEN
De 950 à 980 m	CALCAIRES GRIS ET SCHISTES	DEVONIEN
De 980 à 990 m	SCHISTES GRESEUX ET CALCAIREUX	DEVONIEN
De 990 à 1030 m	SCHISTES NOIRS GRESEUX	DEVONIEN
De 1030 à 1140 m	SCHISTES NOIRS GRESEUX LEGEREMENT CALCAIREUX	DEVONIEN
De 1140 à 1200 m	SCHISTES GRIS FONCE GRESEUX LEGEREMENT CALCAIREUX	DEVONIEN
De 1200 à 1260 m	SCHISTES NOIRS LEGEREMENT GRESEUX LEGEREMENT CARBONATES	DEVONIEN
De 1260 à 1318 m	SCHISTES GRESEUX CALCAIREUX NOIRS LOCALEMENT GRIS-VERT SOMBRE	DEVONIEN



A partir des forages de la BRGM il a été question de modéliser le sous-sol quaternaire. Les forages de qualité s'avèrent être insuffisants pour effectuer un kriegage. En repérant les forages les plus profonds, il a pu être possible de trier les forages répertoriés et sélectionner seulement ceux atteignant la limite inférieure du Quaternaire. Sept forages ont été retenus.