

Sur les traces de la débâcle du Giétro, de Mauvoisin à Martigny

par

Christophe Lambiel

Institut des dynamiques de la surface terrestre, UNIL

Emmanuel Reynard, Institut de géographie et durabilité, UNIL

Pierre Corboz, enseignant

Eric Bardou, DSM-Consulting

Bertrand Deslarzes, Musée de Bagnes

Hilaire Dumoulin

INTRODUCTION

Le 16 juin 1818, la rupture d'un barrage de glace qui obstruait le haut val de Bagnes provoque la vidange d'un lac d'environ 20 millions de m³ d'eau en une trentaine de minutes¹. La vague atteint Martigny après une heure trente, coûtant la vie à trente-quatre personnes et détruisant plusieurs centaines d'habitations². Cette débâcle constitue l'une des plus importantes catastrophes glaciaires survenues dans les Alpes³.

A l'origine de la catastrophe se trouve le glacier du Giétro, qui occupe une superficie d'environ 6,5 km² à son maximum d'extension au Petit Age glaciaire⁴. Sa langue atteint alors les pentes rocheuses dominant le talweg de la Dranse au niveau de Mauvoisin. En position instable, le front du glacier évolue par chutes de séracs, ce qui conduit parfois à la formation

d'un glacier régénéré en contrebas. Ce dernier obstrue alors le cours de la Dranse, entraînant la formation d'un lac qui peut se vider brutalement en cas de rupture du barrage, comme ce fut le cas en 1595 lors de la débâcle qui causa la mort de cent quarante personnes. Après « l'année sans été » de 1816, consécutive à l'éruption du Tambora⁵, le cône de glace prend de l'ampleur, jusqu'à atteindre un volume d'environ 10 millions de m³ au printemps 1818⁶. Du fait des craintes suscitées par le lac formé à l'arrière du barrage de glace, l'ingénieur cantonal Ignace Venetz est dépêché sur place pour tenter de vidanger le lac. Le percement d'un tunnel de 200 mètres de longueur à travers le cône de glace permet de faire baisser le volume du lac de 30 à 20 millions de m³, avant que le barrage ne cède malgré tout.

¹ GARD 1988 et ZRYD 2001.

² PAYOT *et al.* 2018.

³ Voir l'article de Christophe Ancey *et al.* dans ce volume, p. 89 ss.

⁴ Voir l'article de Christophe Lambiel et Patrick Talon dans ce volume, p. 63 ss.

⁵ BRÖNNIMANN, KRÄMER 2016.

⁶ Voir l'article de Martin Funk *et al.* dans ce volume, p. 77 ss.

Une catastrophe de ce type porte le nom de débâcle glaciaire, qui désigne la vidange brutale d'un lac suite à la rupture d'un barrage de glace («glacial lake outburst flood», abrégé GLOF en anglais⁷). Dans les Alpes, un des cas les plus connus est celui de la vidange d'une poche d'eau dans le glacier de Tête-Rousse qui dévasta une partie de Saint-Gervais-les-Bains en 1892⁸. Le terme de «débâcle» devant être réservé à la vidange sur le lieu de la rupture du barrage, nous avons opté pour le terme de «vague» pour qualifier le déferlement de l'eau dans la vallée, tout en tenant compte du fait que l'eau était chargée d'énormes quantités de sédiments, de bois et de glace. Nous parlerons également d'«inondation» lorsque l'eau s'est étalée dans la plaine alluviale.

MÉTHODOLOGIE

La reconstitution de l'étendue spatiale de crues qui se sont produites avant l'invention de la photographie repose en principe sur des données d'archives, les traces laissées dans le paysage étant le plus souvent effacées avec le temps¹². Dans le cas des débâcles glaciaires cependant, les processus d'érosion et de dépôt sont beaucoup plus importants et ces traces peuvent potentiellement être conservées longtemps après l'événement¹³. De telles catastrophes demeurent toutefois rares, raison pour laquelle on ne trouve dans la littérature, à notre connaissance, aucune reconstitution historique d'une inondation liée à une débâcle glaciaire.

Pour reconstituer les hauteurs d'eau et l'étendue latérale de l'inondation, nous nous sommes appuyés sur deux types de données : les traces morphologiques visibles le long de la vallée et les sources historiques¹⁴. La vidange

Cet article se propose de reconstituer l'extension spatiale de l'inondation et les hauteurs d'eau maximales atteintes, complétant ainsi la reconstitution établie par Hilaire Dumoulin en 1988⁹. La réalisation de ce travail a nécessité le croisement d'observations de terrain avec les données d'archives historiques, recherche en grande partie effectuée par Pierre Corboz¹⁰, dans le cadre de son mémoire de master en géographie et dont la carte est publiée dans l'ouvrage *Giétro 1818 : la véritable histoire*¹¹. Dans cette étude, nous avons révisé cette carte et avons abandonné la distinction entre inondation possible et probable. La carte complète est présentée en annexe (voir p. 118-119).

brutale d'un lac de 20 millions de m³ a inmanquablement impacté la morphologie de la vallée, érodant les berges par endroits, déposant des sédiments ailleurs. Ce sont ces traces d'érosion et de dépôt stabilisées probablement plusieurs jours après la crue qu'il s'agit de mettre en évidence aujourd'hui. Notons à ce stade que, comme pour toute reconstitution paléohydrologique, nous ne connaissons pas les cotes exactes du terrain avant la crue. Dans le cas qui nous occupe, le débit de la vague a été conditionné par le mécanisme de rupture du barrage de glace. Les passages étroits comme les gorges ainsi que les sections où la pente augmente ont ensuite accéléré la vitesse des flots. À l'inverse, les sections larges et peu déclives ont provoqué son ralentissement et le dépôt de grandes quantités de matériaux, en particulier en fin d'événement

⁷ Voir par exemple ALLEN *et al.* 2016.

⁸ VINCENT *et al.* 2010.

⁹ GARD 1988.

¹⁰ CORBOZ 2015a.

¹¹ PAYOT *et al.* 2018.

¹² Voir par exemple HIMMELSBACH *et al.* 2015.

¹³ Voir par exemple BAKER 2002 et RUDOLPH 2002.

¹⁴ Voir CORBOZ 2015b et REYNARD *et al.* 2019 pour une description complète de la méthodologie.

consécutivement à la diminution du débit. Les épandages de blocs sont ainsi un marqueur important du passage de la crue dans certains secteurs. Les traces d'érosion peuvent par contre se retrouver tout au long de la vallée.

Cependant, deux cents ans après l'événement, les traces laissées dans le paysage demeurent rares. Les habitants de la vallée, dont l'économie était essentiellement agricole et qui dépendaient très fortement des outils de production qu'étaient les terrains agricoles et les infrastructures de transformation et de stockage des biens alimentaires (foulons, greniers, granges, etc.), sont rapidement intervenus pour remettre en état les terrains dévastés, en aplanissant les zones d'épandage de sédiments et en enlevant les blocs là où cela était possible. La végétation a également recolonisé les sections érodées ainsi que les zones de dépôt en quelques années ou décennies.

Une autre difficulté rencontrée dans l'interprétation géomorphologique des traces relevées vient du fait que la morphologie de la vallée s'est dessinée tout au long de l'holocène¹⁵, à partir du moment où les glaciers se sont retirés dans les vallons latéraux. Des périodes de dépôt ont alterné avec des périodes d'incision du lit de la Dranse. Cette histoire se traduit sur le terrain par une succession de terrasses étagées qui s'observent dans nombre de vallées alpines, et pas uniquement dans le val de Bagnes. Il devient dès lors très difficile d'attribuer tel ou tel niveau de terrasse à la débâcle du Giétro. Quant aux blocs éparpillés dans le fond de la vallée, on ne peut tous les attribuer à l'épisode du Giétro; ils peuvent aussi avoir été déposés par des éboulements provenant des versants ou par de grandes avalanches, ou encore lors de crues de la Dranse postérieures à 1818.

Les observations de terrain ont généralement pu être complétées avantageusement par la consultation du modèle

numérique de terrain de swisstopo (MNT) swissALTI3D avec estompage du relief, d'une résolution de 50 centimètres. Ce dernier permet en effet d'observer des formes de dépôts fluviaux difficilement observables à l'œil nu, en particulier dans les secteurs boisés. Il a également été d'une grande utilité pour reconstituer les hauteurs d'eau, en mesurant les différences d'altitude entre le lit actuel de la Dranse et les zones de dépôt ou les rebords d'érosion. La consultation d'images aériennes et de prises de vue terrestres d'archives a aussi permis d'observer le paysage tel qu'il était dans les années 1930 à 1950 (dates des premières images), soit avant la construction des ouvrages hydroélectriques et l'expansion des villages¹⁶.

Ces données géomorphologiques ont ensuite été confrontées aux données d'archives historiques. Les principales données ont été tirées des Archives de l'Etat du Valais (AEV). Nous nous sommes en outre appuyés sur les ouvrages *Giétro 1818: la véritable histoire* et *Giétro 1818: une histoire vraie*¹⁷, qui ont compilé d'autres sources historiques, ainsi que sur les récits de Bridel et d'Escher de la Linth¹⁸. Ces éléments contiennent l'inventaire des zones de culture ravagées, des ponts et des tronçons de route détruits ainsi que des maisons ou autres constructions (granges, étables, etc.) détruites. On y retrouve de même des témoignages sur les hauteurs d'eau et l'extension de la vague par des observateurs ayant assisté à la débâcle ou ayant constaté les dégâts les jours suivants. A noter que les hauteurs d'eau y sont exprimées en pieds et qu'elles ont été converties ici en mètres (1 pied = 32 centimètres). Ces informations ont été utilisées conjointement aux données géomorphologiques pour réaliser la carte de l'inondation jointe en annexe. Dans cet article, elles ont essentiellement servi d'appui aux analyses géomorphologiques.

¹⁵ Epoque géologique s'étendant sur les 11 700 dernières années, toujours en cours de nos jours.

¹⁶ Voir aussi EMERY 2018.

¹⁷ PAYOT *et al.* 2018 et HUGON-DUC 2018.

¹⁸ BRIDEL 1818; ESCHER DE LA LINTH 1818.

SUR LES TRACES DE LA DÉBÂCLE

DE MAUVOISIN À BRECHOLEY

Le barrage de glace cède le 16 juin 1818 à 16 heures 30. Les quelque 20 millions de m³ d'eau contenus dans le lac se déversent dans la vallée sur une courte durée (entre 30 et

90 minutes), avec une estimation de débit variant entre 8000 et 20 000 m³/s¹⁹. La vague parcourt le premier kilomètre en ligne droite, pénétrant dans le défilé de Mauvoisin, une gorge d'environ 25 mètres de profondeur qui dessine après 400 mètres un angle droit en direction de l'ouest (Fig. 1).

Cette configuration provoque un effet de barrage qui fait monter l'eau d'environ 8 mètres au-dessus de la gorge, emportant le pont de Mauvoisin et submergeant probablement le promontoire rocheux de Madzeria²⁰. A l'aval, entre le Tsé des Barmes et le Lui du Veyâ, deux grands cônes torrentiels se font face. Ils se terminent par un talus d'érosion allant jusqu'à 40 mètres de hauteur. Etant donné la largeur du lit de la Dranse à cet endroit, il est peu vraisemblable que l'eau ait pu monter jusqu'au sommet de ces talus. On observe en revanche trois niveaux de terrasses en rive gauche, parsemés de quelques gros blocs. Le niveau supérieur se situant 14 mètres au-dessus du niveau actuel du lit de la Dranse, il pourrait avoir été formé lors de la débâcle. Compte tenu de l'exhaussement probable du lit suite à la construction du barrage de Mauvoisin (diminution de la capacité de transport de la rivière), on obtiendrait une hauteur d'eau d'une quinzaine de mètres à cet endroit.

A l'aval, la gorge du Tseppi oppose un nouvel obstacle à la vague. Le niveau d'eau s'élève alors considérablement, pour atteindre probablement une

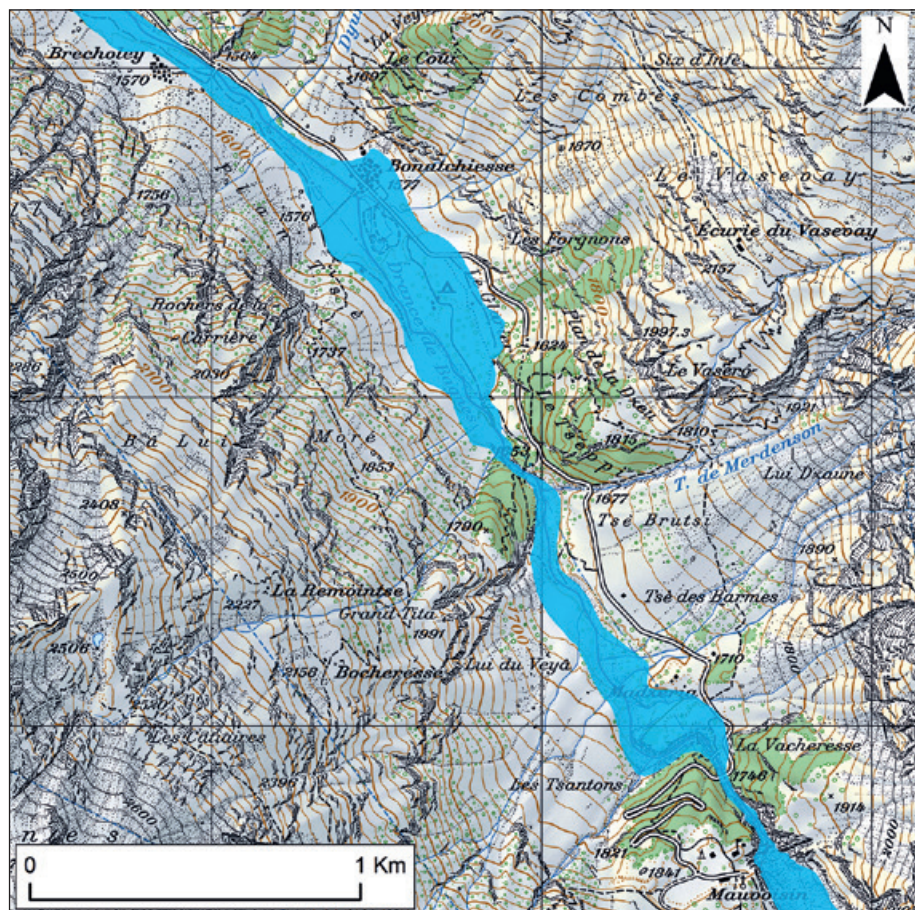


Figure 1. Etendue de l'inondation entre Mauvoisin et Brecholey. [swisstopo, BA19093]

¹⁹ Voir dans ce volume les articles p. 77 ss. et p. 89 ss.

²⁰ GARD 1988.

quarantaine de mètres, soit la hauteur de la gorge. Juste à l'aval, la vallée s'ouvre sur la plaine de Bonatchiesse. La hauteur d'eau diminue fortement, provoquant un ralentissement et donc le dépôt d'une masse considérable de sédiments. L'épandage de blocs plurimétriques présents au niveau du camping en est le meilleur témoin (Fig. 2). L'attribution du dépôt de ces blocs à la débâcle ne fait aucun doute. Leur position dans le centre de la vallée exclut tout dépôt consécutif à un éboulement dans les versants surplombant Bonatchiesse. Par ailleurs, nombre de ces blocs sont des marbres, alors qu'au-dessus de Bonatchiesse les affleurements rocheux sont composés de gneiss. Ces blocs ne peuvent donc que provenir du secteur du barrage de Mauvoisin, là où se trouvent des affleurements de marbre. Un dépôt d'origine glaciaire est également à exclure, car la morphologie générale du secteur est celle d'un cône alluvial, avec la présence d'anciens chenaux de rivière. Cette morphologie s'observe particulièrement bien sur le modèle numérique de terrain (Fig. 3). Le hameau de Bonatchiesse a été complètement détruit lors de l'événement. La différence d'altitude entre le niveau



Figure 2. Blocs déposés à Bonatchiesse lors de la débâcle.
(Photo Christophe Lambiel)

actuel de la Dranse et les blocs déposés indique que la hauteur d'eau à cet endroit a dû être de 7 mètres au minimum (Fig. 3). Juste à l'aval de Bonatchiesse, la vallée se resserre, dessinant deux rebords d'érosion qui se font face (Fig. 3 et 5). Ils marquent vraisemblablement le niveau d'eau maximal atteint par la vague, qui aurait pu monter ici jusqu'à une quinzaine de mètres de hauteur (Fig. 1 et 4). Ce chiffre est attesté par le fait qu'aucune destruction de bâtiment n'a été relevée à Brecholey²¹, hameau se situant au-dessus du rebord d'érosion de la rive gauche (Fig. 5).

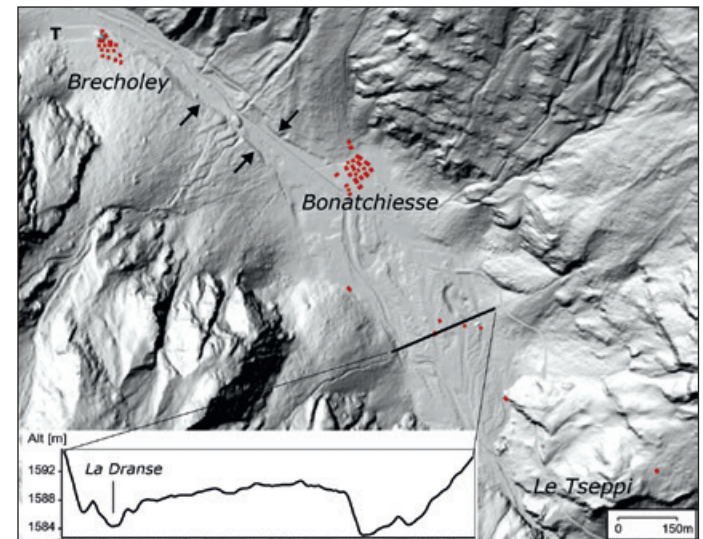


Figure 3. Modèle numérique de terrain de swisstopo (swissALTI3D) avec estompage du relief, montrant le secteur Le Tseppi-Bonatchiesse-Brecholey. Le cône alluvial et les chenaux formés lors de la débâcle entre la gorge du Tseppi et Bonatchiesse sont particulièrement visibles, tout comme les rebords d'érosion au sud-est de Brecholey (flèches) et les deux niveaux de terrasses à l'ouest du hameau (T). L'encart montre le profil topographique en travers de la vallée au niveau du cône alluvial (camping). Il met en évidence l'épaisseur des dépôts à cet endroit. Les polygones rouges représentent les constructions actuelles. (swisstopo, BA19093)



Figure 4. Panorama du secteur Bonatchiesse-Brecholey montrant l'étendue de l'inondation. (Photo Christophe Lambiel)



Figure 5. Rebord d'érosion en rive gauche de la Dranse à l'amont de Brecholey. Il indique la hauteur probable atteinte par la vague. (Photo Christophe Lambiel)

DE BRECHOLEY À LOURTIER

A l'aval de Brecholey, la vallée se resserre fortement sur plusieurs centaines de mètres. La vague doit avoir une quinzaine de mètres de hauteur le long de ce tronçon, avant de déboucher sur Fionnay, village dévasté lors de

la débâcle. Quelques amas de blocs situés çà et là dans le village reconstruit constituent de probables témoins de la débâcle. A l'aval de Fionnay, la déclivité augmente fortement, ce qui permet à la vague de reprendre de la vitesse, avant d'atteindre Plampro. On y observe aujourd'hui un épandage conséquent de blocs, dont certains avoisinent 200 m³ (Fig. 6). Si l'on ne peut exclure que ces derniers aient pu s'ébouler des parois qui dominent le hameau en rive droite, il est aussi possible qu'ils aient été mobilisés par la vague dans le tronçon raide à l'aval de Fionnay et déposés au niveau de Plampro. Au vu des indices morphologiques et topographiques, l'eau a dû atteindre une hauteur minimale de 9 mètres dans le secteur.

A l'aval de Plampro, la vallée se resserre progressivement, ce qui provoque à nouveau une augmentation des hauteurs d'eau, jusqu'à 100 mètres, selon certains témoignages, au niveau de l'obstacle rocheux du Vintsiè²². S'il est difficilement concevable que de telles hauteurs aient pu être atteintes, on peut toutefois supposer que la vague, qui venait buter contre cet obstacle, a dû projeter dans les airs de la boue à une hauteur considérable, impressionnant les observateurs. En tout cas, la vague a dû passer par-dessus l'obstacle du Vintsiè, ce qui nécessite une énergie très importante pour atteindre une surélévation d'une trentaine de mètres.



Figure 6. Le hameau de Plampro avec les nombreux blocs déposés lors de la débâcle. (Photo U. Raz)

DE LOURTIER AU CHÂBLE

En arrivant dans le secteur de Lourtier, la vallée s'élargit à nouveau (Fig. 7). La Dranse y a déposé de grandes quantités d'alluvions tout au long de l'holocène, alors qu'aujourd'hui elle se trouve dans une phase érosive ; à témoin, la profonde incision au fond de laquelle elle s'écoule. Si cette dernière mesure une quarantaine de mètres de profondeur au niveau du torrent de Lourtier, sa profondeur n'est que de quelques mètres à l'amont du village, soit bien trop peu pour avoir pu contenir la vague. Tout ce secteur a ainsi été submergé, comme en témoignent les blocs déposés çà et là ainsi que quelques paléo-chenaux visibles en rive gauche de la Dranse, en face de Lourtier. Ces observations concordent avec les données historiques, qui relatent la destruction de seize maisons et d'une cinquantaine d'autres constructions²³.

En dessous des Morgnes, la vague est restée contenue dans la large et profonde incision creusée par la Dranse au cours du temps. Par contre, au niveau du Fregnoley, on retrouve les mêmes caractéristiques topographiques qu'à l'amont de Lourtier. Les dimensions de l'incision diminuent, ce qui a vraisemblablement provoqué l'étalement de l'eau dans ce secteur. De nombreux blocs sont présents au droit du Fregnoley et une petite terrasse sise à l'ouest du lieu-dit Le Tsenet pourrait marquer la hauteur maximale de la vague à cet endroit, à savoir une douzaine de mètres.

Juste à l'aval, la vague débouche dans la plaine de Champsec, large d'environ 400 mètres. Selon les sources historiques, le village a été totalement détruit lors de la débâcle, l'eau arrivant proche du sommet du promontoire sur lequel se

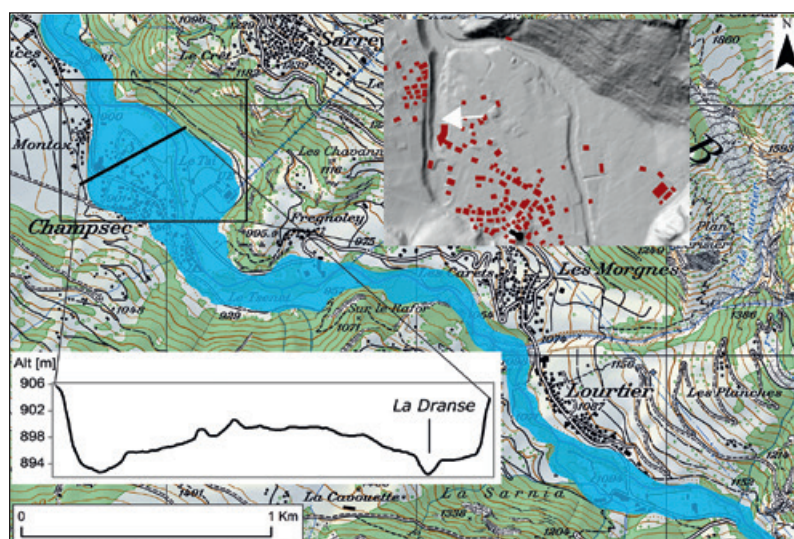


Figure 7. Etendue de l'inondation entre Lourtier et Champsec. L'encart du bas montre le profil topographique à travers la plaine de Champsec, du cône de Verségères au lit actuel de la Dranse, avec sa section convexe due au dépôt sédimentaire occasionné par la débâcle. Le modèle numérique de terrain fait bien ressortir le lit creusé par la Dranse lors de la débâcle (flèche). (swisstopo, BA19093)



Figure 8. A gauche : Localisation des blocs déposés à Champsec lors de la débâcle, 1935, photographie aérienne. [swisstopo, BA19093]

A droite : vue sur un des blocs. (Photo Christophe Lambiel)

trouve la chapelle²⁴. Ces informations, combinées avec la lecture topographique des lieux, indiquent que la plaine de Champsec a dû être intégralement balayée par la vague (Fig. 7). Comme à Bonatchiesse, d'énormes quantités de sédiments ont été déposés au centre de la plaine, comme l'attestent la topographie bombée des lieux (Fig. 7) et la présence de nombreux blocs dans la zone des nouvelles constructions (Fig. 8). Ce secteur étant situé 6 mètres au-dessus du lit actuel de la Dranse, ce chiffre nous donne la hauteur d'eau minimale à Champsec. Après avoir déposé ces matériaux, il est probable que la vague se soit séparée en deux bras principaux, l'un empruntant le cours actuel de la Dranse, l'autre passant au pied du cône de Versegères. On y observe en effet un petit vallon sec probablement formé par une forte érosion, non seulement lors de la débâcle de 1818, mais également lors de celle de 1595 (Fig. 7). Cette interprétation semble confirmée par la lettre adressée par Louis de Preux au Conseil d'Etat le

17 juin 1818 : « Il importe que les villages qui environnent Chamsec, fassent des manœuvres générales pour remettre la rivière dans son ancien lit, car elle creuse sous le hameau de la Monthos qui est à la veille de s'écrouler. »²⁵

A l'aval, le cône de Versegères se termine de manière abrupte, avec un talus d'érosion haut de 5 à 20 mètres selon les endroits. Si la vague a assurément contribué à éroder le cône, il faut toutefois se garder de prendre le point culminant du rebord d'érosion comme marqueur de la hauteur d'eau. Il est en effet probable que l'eau ne soit pas montée jusqu'au sommet du talus, mais que celui-ci ait évolué ultérieurement par érosion

régressive pour arriver à la topographie actuelle. Ces rebords d'érosion s'observent ensuite de manière quasi continue tant en rive gauche qu'en rive droite de la Dranse jusqu'à l'ouest du Châble, marquant de possibles hauteurs d'eau.

La vague arrive au Châble 40 minutes après la rupture du barrage. Selon les sources historiques, l'eau atteint les jardins de l'abbaye, soit une hauteur d'environ 16 mètres²⁶. Une telle hauteur a été rendue possible par l'effet de barrage provoqué par le pont du Châble, qui résiste de longues minutes avant de céder.

DU CHÂBLE À MARTIGNY

Sur tout ce tronçon, les traces de dépôt deviennent ténues. Les derniers gros blocs visibles sont ceux de la plaine de Champsec. A partir de là, la vague a déposé essentiellement des matériaux fins, généralement invisibles aujourd'hui en surface. Dans la zone agricole située à l'est de Sembrancher,

²⁴ PAYOT *et al.* 2018, p. 67.

²⁵ HUGON-DUC 2018, p. 21.

²⁶ PAYOT *et al.* 2018, p. 68.

l'estompage du relief calculé depuis le MNT permet cependant d'observer la juxtaposition de chenaux et de monticules allongés dans le sens de la vallée, ce qui témoigne du dépôt d'une couche de sédiments probablement épaisse (Fig. 9). La hauteur d'eau minimale a dû être de 6 mètres à cet endroit.

A Sembrancher, certaines sources historiques mentionnent le fait que seules les berges ont été déstabilisées, faisant apparaître les fondations de certaines maisons dans le vide²⁷, alors que d'autres sources indiquent que « l'eau baignait la fontaine qui est sur la place »²⁸. Ces dernières sont attestées par le croisement du registre des dégâts et des informations toponymiques²⁹, qui montre que l'eau s'est effectivement engouffrée dans les rues du village, sans toutefois causer de gros dégâts aux bâtiments (Fig. 9). A l'ouest du village, l'anthropisation du site masque la morphologie originelle des lieux. Une épaisse couche de sédiments a néanmoins dû y être déposée, alors qu'en rive droite, les dépôts torrentiels du Bioley ont probablement subi une forte érosion.

Plus bas, entre Les Trappistes et Bovernier, la Dranse s'écoule dans une section resserrée sur environ 3 kilomètres. Là aussi a dû s'opérer une érosion marquée des berges, entraînant la destruction de la route sur plusieurs centaines de mètres. Sur une gravure montrant des voyageurs rattrapés par la vague, on peut voir des arbres basculant dans la Dranse au droit des Trappistes³⁰. Tout comme Sembrancher, le village de Bovernier n'est situé que peu au-dessus

du lit actuel de la Dranse, 13 mètres tout au plus. Ce faible dénivelé a toutefois suffi à protéger le village. Aux Valettes par contre, la vague reste raisonnablement en dessous du village, le lit de la Dranse étant situé quelque 30 mètres plus bas que celui-ci.

La vague parcourt ensuite encore quelques centaines de mètres dans une section encaissée, avant d'obliquer vers le nord au niveau du Brocard. L'érosion en rive gauche, en dessous de la route actuelle, a dû être extrêmement forte, même si aucune trace ne permet d'étayer l'affirmation. A partir de Martigny-Croix, la vague atteint le cône alluvial sur lequel est construit Martigny. La forte anthropisation du secteur a de toute évidence gommé à jamais d'éventuelles traces laissées par la catastrophe. Les sources

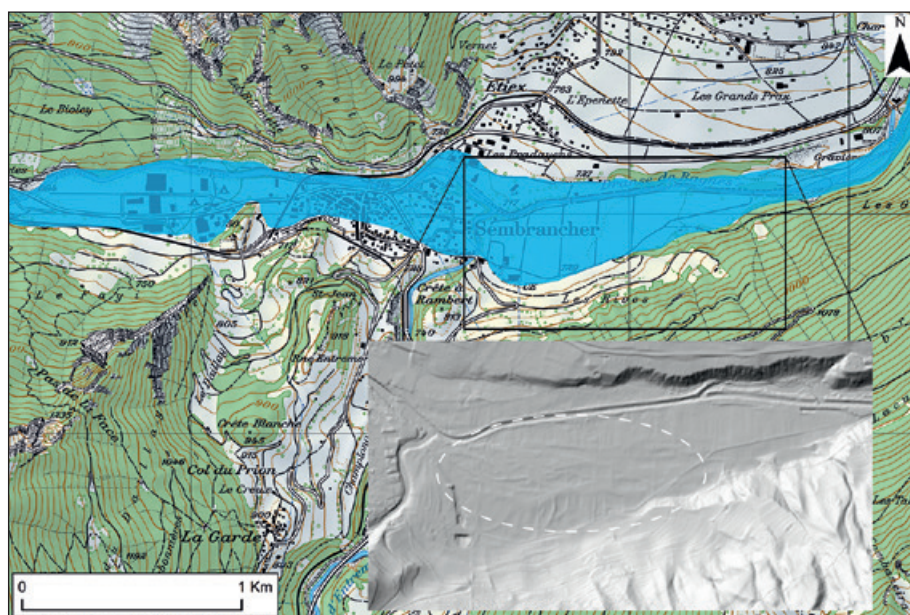


Figure 9. Etendue de l'inondation dans le secteur de Sembrancher. Le modèle numérique de terrain met en évidence la morphologie des dépôts alluviaux à l'est de Sembrancher. (swisstopo, BA19093)

²⁷ CORBOZ 2015a, p. 71.

²⁸ *Bulletin officiel du Canton du Valais*, 1818, dans HUGON-DUC 2018, p. 79.

²⁹ FELLAY 2012, REYNARD *et al.* 2019

³⁰ PAYOT *et al.* 2018, p. 198-199.

historiques indiquent que la vague se serait divisée en trois bras à partir de Martigny-Bourg, l'un suivant le pied du Mont-Chemin, le deuxième passant par le milieu du bourg et le troisième, le plus conséquent, empruntant le lit de la Dranse³¹. Du fait des faibles différences de hauteur, ces

bras ont fini par se rejoindre, inondant la ville de Martigny jusqu'à une hauteur de 2 à 3 mètres et déposant d'énormes quantités de sable et de bois, pour finalement atteindre le Rhône en différents points sur une largeur de plus de 4 kilomètres.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Si l'on dresse un profil topographique le long de la vallée, on observe, du moins jusqu'à Champsec, une succession de paliers où se sont déposés les matériaux transportés par la vague et de sections plus raides et étroites où l'érosion a prédominé. Les épandages de blocs qui occupent les replats sont aujourd'hui les témoins visuels les plus évidents de la débâcle. Leur position topographique, leur agencement et la lithologie des matériaux permettent généralement d'exclure tout transport glaciaire ou gravitaire. Trop lourds, ils n'ont pu être évacués avec les moyens dont on disposait à l'époque. Ils constituent donc la mémoire visible de la débâcle, deux cents ans après l'événement. Le modèle numérique de terrain swissALTI3D, avec sa résolution de 50 centimètres, met particulièrement bien en évidence la morphologie de ces zones de dépôt, avec une topographie légèrement bombée et des bandes de dépôt qui alternent avec des chenaux par où l'eau s'est écoulée. Le secteur de Bonatchiesse est le meilleur endroit pour observer ces traces.

Les talus d'érosion qui marquent le pied de la plupart des cônes latéraux, comme à Brecholey ou à Versegères, constituent également un témoignage de la catastrophe. Cependant, l'incidence réelle de la débâcle sur l'érosion de ces cônes est difficile à évaluer, car des incisions similaires s'observent dans d'autres vallées alpines, sans que de telles catastrophes y aient eu lieu. Par ailleurs, la débâcle de 1595 a elle aussi dû avoir un fort impact sur la morphologie de la vallée. Discriminer les traces d'érosion de l'une ou l'autre

débâcle n'est pas possible sur la base de seules observations. De fait, une certaine incertitude existe quant aux hauteurs d'eau et aux extensions latérales proposées. Certains rebords d'érosion existaient vraisemblablement avant la débâcle, celle-ci n'ayant fait qu'accentuer l'érosion. Dans ces cas, l'eau n'a pas forcément atteint le haut du talus. D'autres niveaux de terrasses peuvent de même être postérieurs à la débâcle et ne constituent donc pas des indicateurs de la hauteur de la vague. Les incertitudes les plus importantes concernent les sections resserrées où aucune trace n'est visible. Dans les zones de dépôt, la hauteur d'eau a été obtenue en observant sur un profil transversal la différence de hauteur entre le lit actuel de la Dranse et le point le plus haut du profil. De ce fait, on ne tient pas compte de l'éventuel rehaussement ou abaissement du lit depuis la débâcle. Enfin, les témoignages sur les hauteurs d'eau observées durant ou juste après la catastrophe ne peuvent généralement pas être utilisés tels quels, car ils sont trop imprécis et, pour certains, manifestement exagérés.

Afin de lever certains doutes, sur l'âge des rebords d'érosion par exemple, des datations au carbone 14 ou à l'OSL (*optically stimulated luminescence dating*, méthode permettant de mesurer le temps d'enfouissement d'un matériau) pourraient être envisagées, tout comme le croisement des données géohistoriques collectées dans le cadre de cette étude avec les résultats de modélisations hydrauliques.

31 BRIDEL 1818, p. 15.

BIBLIOGRAPHIE

ALLEN *et al.* 2016

SIMON K. ALLEN, ANDREAS LINSBAUER, SURJEET SINGH RANDHAWA, CHRISTIAN HUGGEL, POOJA RANA, ANUPMA KUMARI, « Glacial lake outburst flood risk in Himachal Pradesh, India : an integrative and anticipatory approach considering current and future threats », in *Natural hazards*, vol. 84, n° 3, 2016, p. 1741-1763.

BAKER 2002

VICTOR R. BAKER, « The study of superfloods » in *Science*, vol. 295, n° 5564, 2002, p. 2379-2380.

BRIDEL 1818

PHILIPPE-SIRICE BRIDEL, *Seconde course à la vallée de Bagnes, et détails sur les ravages occasionnés par l'écoulement du lac de Mauvoisin, 21 juin 1818*, Vevey, 1818.

BRÖNNIMANN, KRÄMER 2016

STEFAN BRÖNNIMANN, DANIEL KRÄMER, *Tambora and the "Year Without a Summer" of 1816 : a perspective on Earth and human systems science*, 2016.

CORBOZ 2015a

PIERRE CORBOZ, *Reconstitution géohistorique de la débâcle du glacier du Giétro le 16 juin 1818*, mémoire de master en géographie de l'Université de Lausanne, 2015.

CORBOZ 2015b

PIERRE CORBOZ, *Notice explicative sur la création et l'utilisation des données cartographiques de la débâcle du 16 juin 1818 au glacier du Giétro*, Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne, 2015 (non publié).

EMERY 2018

JONATHAN EMERY, *Etude géohistorique de l'évolution du paysage dans une région de montagne touristique : le cas de la commune de Bagnes (Valais)*, mémoire de master en géographie de l'Université de Lausanne, 2018.

ESCHER DE LA LINTH 1818

HANS CONRAD ESCHER DE LA LINTH, *Notice sur le val de Bagnes en bas-Vallais, et sur la catastrophe qui en a dévasté le fond, en juin 1818*, Genève, 1818.

FELLAY 2012

JEAN-CHARLES FELLAY, *Sembrancher et ses lieux-dits racontés*, Sembrancher, 2012.

GARD 1988

JEAN-MICHEL GARD, *16 juin 1818, débâcle du Giétro*, Le Châble, 1988.

HIMMELSBACH *et al.* 2015

ISO HIMMELSBACH, RÜDIGER GLASER, JOHANNES SCHÖNBEIN, DIRK RIEMANN, BRICE MARTIN, « Reconstruction of flood events based on documentary data and transnational flood risk analysis of the Upper Rhine and its French and German tributaries since AD 1480 », in *Hydrology and Earth system sciences*, vol. 19, n° 10, 2015, p. 4149-4164.

HUGON-DUC 2018

MÉLANIE HUGON-DUC, *Giétro 1818 : une histoire vraie*, Fribourg, 2018.

PAYOT *et al.* 2018

CHRISTINE PAYOT, ARNAUD MEILLAND, ANNE-SYLVE MARIÉTHOZ, *Giétro 1818 : la véritable histoire*, Fribourg, 2018.

REYNARD *et al.* 2019

EMMANUEL REYNARD, MÉLANIE CLIVAZ, PIERRE CORBOZ, YANN DECORZANT, BERTRAND DESLARZES, JEAN-CHARLES FELLAY, MÉLANIE HUGON-DUC, CHRISTOPHE LAMBIEL, ARNAUD MEILLAND, CHRISTINE PAYOT, « Croiser les sources environnementales, historiques et sociologiques pour reconstituer les catastrophes naturelles. Le cas de la débâcle du Giétro du 16 juin 1818 », in *Physio-Géo*, 2019 (à paraître).

RUDOY 2002

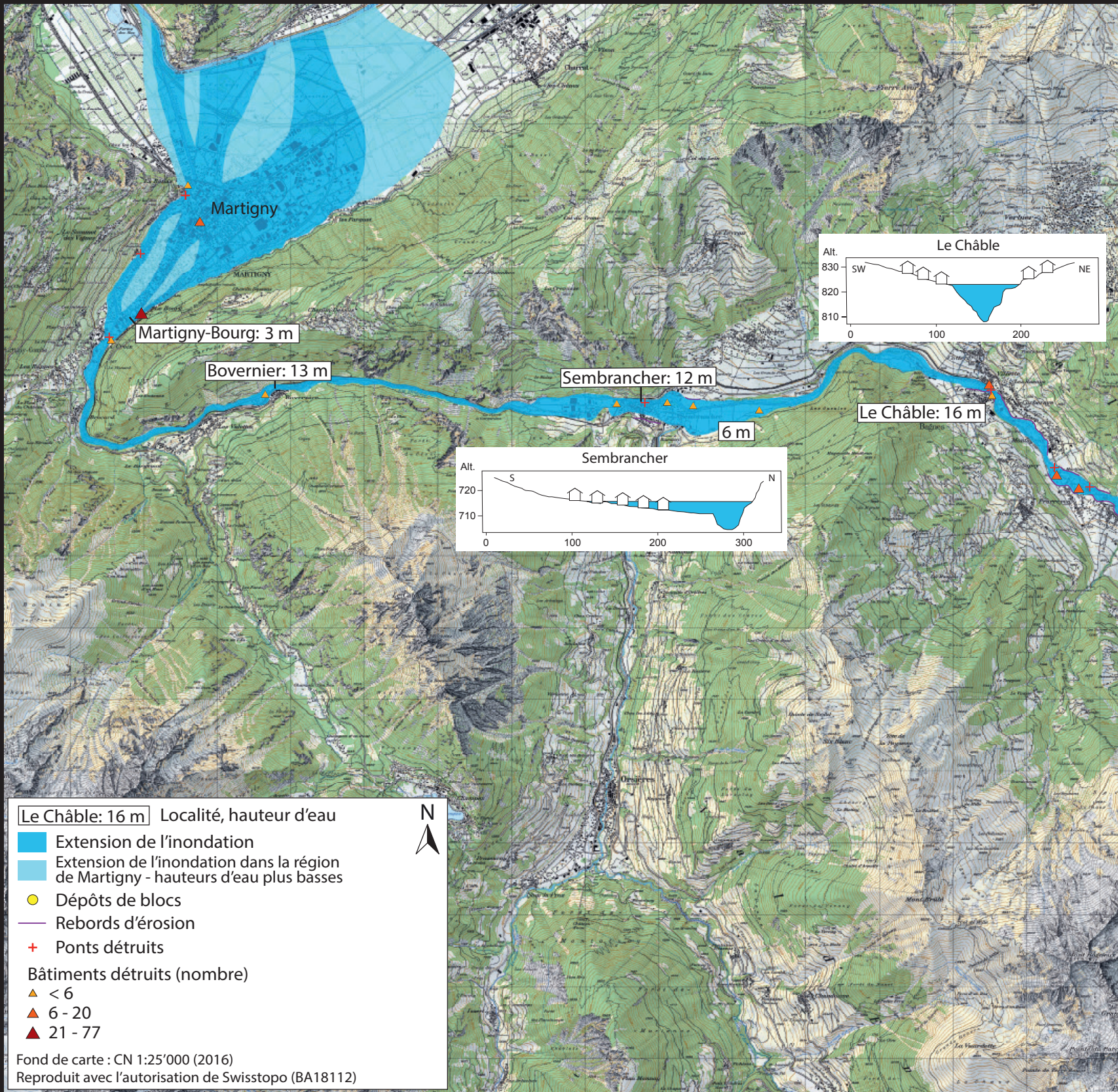
ALEXEI N. RUDOV, « Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains », in *Quaternary international*, vol. 87, 2002, p. 119-140.

VINCENT *et al.* 2010

CHRISTIAN VINCENT, STÉPHANE GARAMBOIS, EMMANUEL THIBERT, ERIC LEFÈVRE, EMMANUEL LE MEUR, DELPHINE SIX, « Origin of the outburst flood from Glacier de Tête Rousse in 1892 (Mont Blanc area, France) », in *Journal of glaciology*, vol. 56, n° 198, 2010, p. 688-698.

ZRYD 2001

AMÉDÉE ZRYD, *Les glaciers*, Saint-Maurice, 2001.



La débâcle du Giétro de 1818

Etendue de l'inondation et hauteurs d'eau

Christophe Lambiel^{1,3}, Pierre Corboz², Emmanuel Reynard^{2,3},
Eric Bardou⁴, Bertrand Deslarzes⁵, Hilaire Dumoulin

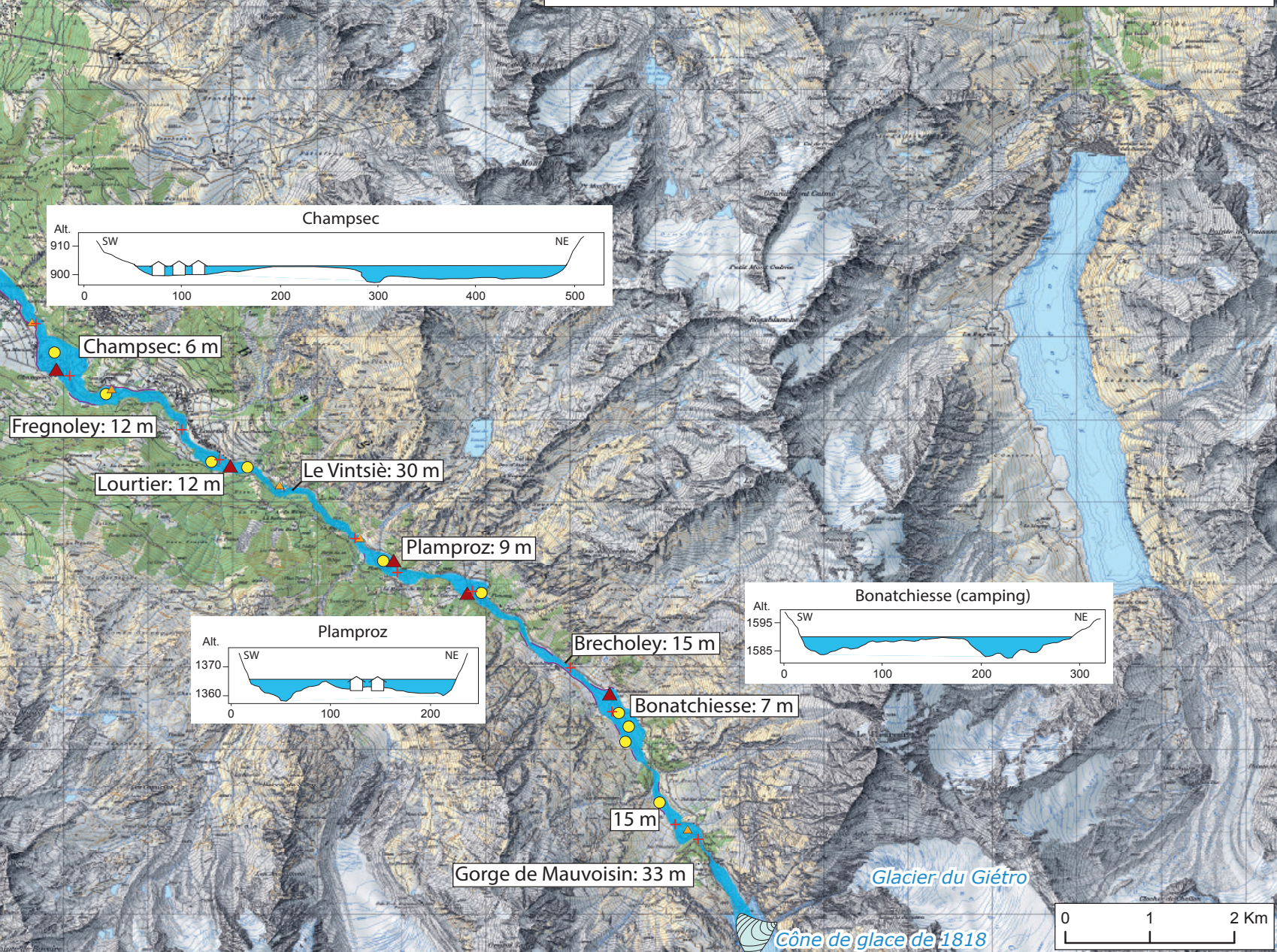
¹Institut des dynamiques de la surface terrestre, Université de Lausanne

²Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne

³Centre interdisciplinaire de recherche sur la montagne, Université de Lausanne

⁴DSM-Consulting, Nax

⁵Musée de Bagnes, Le Châble





Vue du Valais depuis la Forclaz, vers 1820, aquatinte. (Gabriel Lory, Coll. Barryland)