

TÉMOINS DE LA FONTE DU GLACIER DU RHÔNE SUR LE COTEAU DE SION (VALAIS, SUISSE)

PIERRE STALDER¹

Bull. Murithienne 133/2015 : 55-93

Quatre affleurements de dépôts tardiglaciaires, étalés sur 3.5 km entre 625 et 550 m d'altitude sur le versant nord de la Vallée du Rhône, dans la région de Sion (Valais, Suisse), sont décrits et interprétés. Trois sont constitués de sédiments fluvioglaciaires/glaciolacustres ou morainiques ayant enregistré le passage du Glacier du Rhône durant sa fonte. Quant au quatrième, constitué de dépôts gravitaires accumulés dans une étendue d'eau, sa relation indubitable avec le retrait du glacier reste à établir. Ces sédiments dérivent de sources locales fluvioglaciaires et morainiques et, dans une moindre mesure, distales (Massif de l'Aar et peut-être région Pennique). Un climat tempéré et humide a favorisé, dans certains cas, des phénomènes de diagénèse précoce, tels que cimentation calcaire, altération des minéraux ferrugineux (biotite), rubéfaction des constituants et l'altération profonde, «in situ», de galets et blocs. L'âge de ces sédiments et la corrélation des séquences ne sont abordés que brièvement en raison du manque de datations. Après une période d'érosion, les séquences sédimentaires tardiglaciaires résiduelles, comme dans toute la région, ont été recouvertes d'une couche de loëss.

Four outcrops of late glacial deposits, spread between 625 and 550 m a.s.l. on the northern slope of the Rhône Valley in the Sion area (Valais, Switzerland) are described and interpreted. Three of those, comprised of fluvioglacial/glaciolacustrine or moraine sediments, record the position of the Rhône Glacier during its melting. The fourth outcrop, comprised of debris-flow sediments accumulated in a water body, may or may not be related to the glacier position at the time of deposition. The sediments were derived from local sources (fluvioglacial and moraine deposits) and to a lesser extent from distal ones (Aar Massive and possibly Pennine Alps). The prevailing mild and humid climate favored early diagenetic phenomena such as calcite cementation, alteration of ferrous minerals (biotite), reddening of the constituents and «in situ» deep alteration of cobbles and boulders. The timing and correlation of the sequences/layers are only briefly broached in view of the absence of age datings. Following a period of erosion, the residual late glacial sequences, as well as the entire region, were covered by a layer of windborne loess.

Mots clés:

Tardiglaciaire, Glacier du Rhône, moraine, coulée de débris, fluvioglaciaire, glaciolacustre, diagénèse, gastéropodes

Key words:

Late glacial, Rhône Glacier, moraine, debris-flow, fluvioglacial, glaciolacustrine, diagenesis, gastropods

¹ Géologue,
Route du Sanetsch 46,
CH-1950 Sion
p.j.stalder@bluewin.ch et
www.pierre-stalder.ch

INTRODUCTION

Le cadre général de la glaciation et de la déglaciation du Glacier du Rhône (GdR), décrit par BURRI (1955, 1958), n'a pas été démenti à ce jour. Une auge bordée de plateaux aux pentes douces (épaulements) formaient la base du GdR lors du Maximum Würmien (ou LGM, Late Glacial Maximum) situé à environ 2000 m d'altitude dans la région de Sion, il y a 18 à 20 ka BP* (KELLY & AL. 2004, BINI & al. 2011). Le glacier, lors de ses phases de retrait et d'avancée/stagnation, a façonné des plateaux jusqu'à basse altitude (800 m) et déposé des moraines et des sédiments fluvioglaciaires. La configuration actuelle de la vallée, incluant un torrent sous-glaciaire façonné par le GdR, a été mise en évidence par sismique-réflexion (BESSON & al. 1993).

Une chronologie des avancées et reculs des glaciers alpins, postérieurs au Maximum Würmien, a été récemment résumée par IVY-OCHS (2015) dans une publication à la riche bibliographie. Selon cette auteure, les vallées principales des Alpes et leurs vallées tributaires étaient libres de glace au début de l'oscillation climatique du Bölling- Alleröd ou juste avant (entre 15.9 et 14.3 ka BP, calibrés) sur la base de travaux exécutés hors du GdR. Les références au GdR y sont rares et les dépôts tardiglaciaires associés (morainiques et non-morainiques) n'y sont pas mentionnés, car aucun de ceux-ci n'est daté. WIRSIG & al. (2016) ont formulé l'hypothèse que leur modèle de déglaciation de l'Oberhasli, couvrant la période LGM - Egesen, entre 1400 et 2400 m, pouvait être extrapolé à une «significant part of the Alps» en raison de la connexion avec le dôme de glace du Rhône. Cela suppose que la réaction des glaciers aux changements climatiques ait été uniforme dans les Alpes Centrales, ce qui reste à démontrer. Ils affirment aussi que les vallées alpines, sans préciser lesquelles, étaient libres de glace avant la ré-avancée du stade Gschnitz il y a 17 ka, mais sans le démontrer. Malgré ces travaux de qualité, l'incertitude persiste quant à la chronologie des événements tardiglaciaires dans la Vallée du Rhône (VdR).

Sur la **rive droite du Rhône** et hors des vallées latérales, les dépôts fluvioglaciaires et glaciolacustres liés indubitablement à la fonte du GdR sont plutôt rares. A une altitude d'environ 800 m en Valais Central, la phase de Rumeling a été identifiée par DORTHE-MONACHON (1993) sur la base de débordements du GdR dans les vallées latérales entre Loèche et Martigny. Pas encore daté, cet événement marque l'altitude du glacier rhodanien à ce moment.

Plusieurs vallums situés entre 830 et 1220 m d'altitude et «grosso modo» parallèles à la Vallée du Rhône, ont été cartographiés par Héli Badoux dans les années 1943-1945 (feuille St-Léonard de l'Atlas Géologique au 1 : 25'000). Ils sont indiqués à l'intérieur du Glaciaire Rhodanien général et se rapportent donc au GdR. La notice explicative (BADOUX & al. 1959) n'en donne pas les détails, mais il ne peut raisonnablement s'agir que de moraines de retrait du GdR correspondant à des oscillations positives.

Les moraines de fond compactées mentionnées par SARTORI & EPARD (2011) témoignent du passage du GdR lors de son avancée et de l'importante charge glaciaire lors du LGM. Elles n'offrent donc pas de relation temporelle évidente avec le retrait du GdR. Il en va de même du dépôt morainique général que citent ces auteurs. Les dépôts fluvioglaciaires de Signèse (BURRI 1958) situés à 640 m d'altitude, attestent, par contre, de l'existence d'un chenal longeant le GdR à cette altitude. Ils ne sont plus visibles actuellement.

Parmi les dépôts interprétés comme moraines par BURRI (1958), ceux de Granges-Lens (Chelin-Flanthey), de Valençon et de Granges-Chermignon-Corin s'apparenteraient plutôt à des coulées de débris (Stalder, étude en cours) issues du remaniement de moraines et de dépôts fluvioglaciaires. Leurs relations spatio-temporelles avec la fonte du GdR et le remplissage de la vallée du Rhône ne sont donc pas encore établies.

* ka BP = milliers d'années Before Present

C'est sur cette rive que se situe la séquence argileuse du Lac de Montorge (LdM, 592'300/120'240) dont le contenu pollinique a été analysé et en partie daté par WELTEN (1982). De 1477 à 1499 cm (profondeurs de la carotte sous la surface), du Dryas Ancien terminal (daté 14.67 ka BP au Groenland, Wikipedia) ou du Bölling précoce seraient représentés. Au-dessus et jusqu'à 1410 cm, les zones Bölling et Alleröd (14.7 à 12.9 ka BP cal dans WIRSIG & al. lit.cit.) ont été identifiées. Ayant buté contre une boue riche en squelettes (« reichliches Skelett ») entre 1499 et 1500 cm, le carottage manuel n'a pu être poursuivi au-delà et n'a donc pas atteint le substratum. On ignore donc la profondeur exacte du substratum et l'âge du dépôt le recouvrant. L'altitude du GdR lors du dépôt initial d'argiles n'est donc pas établie, si ce n'est qu'elle devait être égale ou inférieure à celle du substratum. L'étude de Welten a été reprise et augmentée par VAN DER KNAAP & AMMAN (1997), mais sans information nouvelle à la base du carottage.

Sur la **rive gauche du Rhône**, des vallums morainiques étalés entre 1800 et 1900 m d'altitude au nord des Collons marquent la confluence du Glacier d'Hérens et de GdR, donc l'altitude de celui-ci à ce moment (SARTORI & EPARD 2011, SARTORI & al. 2011). Plus bas, entre 1390 et 1710 m, des vallums de la « dernière glaciation » parallèles à la Vallée du Rhône, pourraient correspondre à des phases de stationnement du GdR (interprétation de l'auteur). Une situation identique semble se répéter à des altitudes comparables, entre Isérables et la Dent de Nendaz. Ces auteurs mentionnent aussi la présence de nombreuses moraines d'ablation rhodaniennes à remplissage fluvioglaciaire et glaciolacustre, qui ne sont pas individualisées sur la feuille au 1:25'000 de l'Atlas Géologique.

Des gravières discutées par BURRI (1998) et mentionnées par GABUS & al. (2008), seule celle de Chalais (abandonnée) est encore visible, tandis que celle de Grône a été arasée.

Selon ces auteurs, leur matériel aurait été déposé en bordure du GdR. La complexité sédimentologique et structurale de ces dépôts (coulées de débris, graviers et sables torrentiels, sables de rivière) et l'incertitude de leurs relations avec le GdR et le remplissage de la vallée du Rhône, en justifient une nouvelle analyse (Stalder, étude en cours).

Les stades glaciaires des vallées latérales ont été magnifiquement analysés et décrits par BURRI (1974), WINISTOERFER (1978), AUBERT (1981) et MUELLER (1984). Au nombre de trois - bas, intermédiaire et élevés - ces stades sont corrélés de Viège à Martigny, mais pas datés directement. Le plus ancien (le plus bas) de ces stades est postérieur à la disparition du GdR. L'histoire antérieure reste inconnue, oblitérée qu'elle a été par les dépôts/stades plus jeunes. Une corrélation avec la déglaciation du GdR n'est donc pas encore possible.

Il ressort de ce tour d'horizon, que l'information chronologique concernant la déglaciation du GdR, dans la région de Sion (et le Valais en général), est bien maigre. D'autre part, les extrapolations, à longue distance, des âges des événements tardiglaciaires sont hypothétiques et nécessitent une confirmation. C'est une infime partie de ce déficit que tente de pallier ce travail.

LES AFFLEUREMENTS TARDIGLACIAIRES

Les quatre affleurements analysés se situent sur les pentes inférieures de la rive droite du Rhône, entre 625 et 550m d'altitude (**fig. 1**). De ceux-ci, seul celui de route Sion-Molignon est encore visible, les autres ayant été recouverts par des constructions.

A Sanetsch 46 (S46) et 10 (S10), les dépôts discutés reposent sur un substratum de calcschistes siliceux et

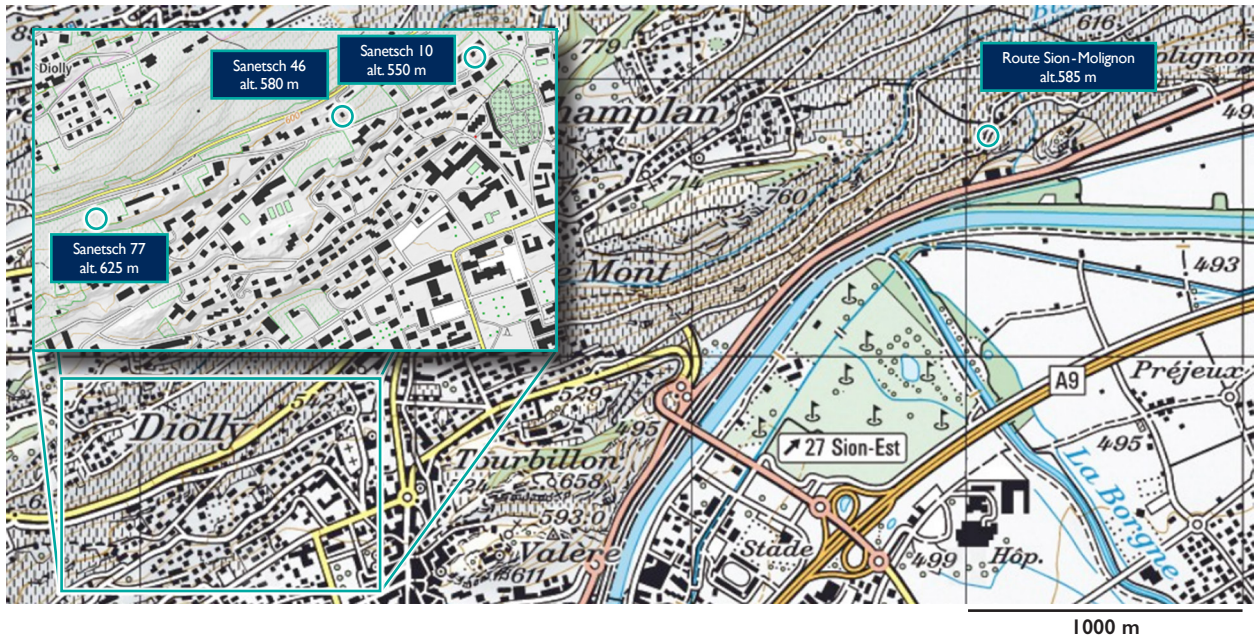


Figure 1 - Situation des quatre affleurements discutés. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BAT160176)

de schistes sombres des Couches de St Christophe. A Sanetsch 77 (S77), et Route de Sion - Molignon (SM), le soubassement est constitué de Couches de l'Unité de la Pierre Avoi (SARTORI & al. lit. cit.). Dans la région en question, celui-ci est affecté par des failles de direction ENE - WSW associées au décrochement Rhône - Simplon et ses couches ont un pendage d'environ 40° vers le SSE. Régionalement, ces failles ont une surface exposée très inclinée vers le SSE ou même verticale. Entre celles-ci, le passage du GdR et l'érosion torrentielle ont creusé des dépressions dans lesquelles se sont accumulés Tardiglaciaire et loess.

L'analyse et l'interprétation des dépôts individuels et de leur séquence est fondée sur les critères sédimentologiques habituels (**tableaux 1, 3, 4, 9, 10***) ainsi que sur la structure tridimensionnelle résultant, à Sanetsch 77, 46 et 10, de la géométrie des excavations. Une hypothétique corrélation des affleurements et une séquence illustrée des événements de S46 et S10 sont proposées dans un chapitre terminal. Le loess bien développé, qui s'observe dans trois des affleurements concernés ici, n'est pas discuté en détail.

METHODES

La composition des dépôts a été analysée visuellement (loupe binoculaire, microscope) et par diffractométrie (Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de Lausanne). Un simple tamisage à sec de certains échantillons, exécuté par l'auteur, en a déterminé la composition granulométrique approximative. Comme l'ambition de ce travail reste modeste et les moyens limités, des techniques analytiques plus sophistiquées n'ont pas été considérées.

SANETSCH 77 (S77)

L'affleurement de Sanetsch 77 (**fig 1**, alt. 625 m, 592'887/120'427) a été mis au jour à mi-mars 2016. Il représente l'un des rares cas où le substratum et son quasi-contact avec les sédiments tardiglaciaires sont exposés. Mesurant 90 m de longueur pour 5 à 25 m de largeur, le plancher de l'excavation profonde de 2 à 5 m est constitué de couches de l'Unité de la Pierre Avoi (Pennique Inférieur) et plonge généralement vers le NNW. Une épaisse couche de loess, affleurant sur les parois de l'excavation, remplissait

* voir illustrations et tableaux en fin d'article, pages 73 à 93

cette dernière. De minces dépôts tardiglaciaires affleurent sur toute la longueur de la base de la paroi septentrionale et sur la partie occidentale de la paroi méridionale à la faveur d'une petite dépression (**fig. 2 et 3**). Leur contact avec le substratum devrait se situer très peu au-dessous de leur base visible.

Une zone de faille, dont le mur forme une falaise de quelques 20 m de hauteur, limite l'affleurement au SSE. Lors des travaux, la partie la plus profonde de l'excavation était gorgée d'eau acheminée par des chenaux longeant la butte centrale. Toutefois, le ton verdâtre de la partie inférieure du loess et les gastéropodes des graviers sommitaux du Tardiglaciaire suggèrent la présence d'eau stagnante (lac, marais) durant une longue période. Une zone de faille probable au niveau de la route du Sanetsch (SARTORI & *al.* lit. cit.) pourrait représenter la limite NNW de la dépression dans la quelle se sont accumulés les sédiments.

De bas en haut (**fig. 2 à 4, tab. I**) affleurent:

1. le substratum Pennique **AA**;
2. une couche **BB** de sable argileux et graveleux gris verdâtre, incluant une fine couche d'argile sableuse, dans la partie orientale la plus profonde;
3. un gravier **CC** à éléments remaniés, de couleur beige verdâtre, couvrant **BB**;
4. un gravier **DD** gris, postérieur à ou synchrone de **CC**, dans la partie occidentale de l'excavation;
5. un gravier **EE** grossier à remplissage interstitiel beige-verdâtre couvrant **DD**;
6. un loess **FF** de 2 à 5 m d'épaisseur, incluant un intervalle brun-foncé riche en matière organique d'origine végétale;
7. un sol de vigne **GG** d'environ 1.5 m d'épaisseur.

Substratum Pennique AA

Le substratum Pennique, fortement tectonisé, est composé de bancs calcaires à pendage de 40° vers le SSE, envahis de veines de calcite, et, dans une moindre mesure, de

calcschistes de direction variable (failles?). Il affleure sur tout le plancher de l'excavation. Sa surface, rabotée/polie par le passage du GdR et l'érosion torrentielle, est généralement inclinée à contre-pente tout en s'enfonçant vers l'ENE (**fig. 2 et 4**). La genèse de l'inclinaison contre-pente de la surface rabotée et incisée par des dépressions secondaires, reste énigmatique dans le détail.

De gros blocs de granodiorite fraîche à légèrement altérée, disposés à la surface du substratum, avaient probablement roulé dans la dépression durant le dépôt des graviers et des sables (**fig. 2**). Leur faible altération pourrait s'expliquer par leur grande taille.

Couche BB (sable graveleux)

Cette couche de sable gris verdâtre, argileux et graveleux, d'environ 0.5 m, affleure dans la partie la plus profonde de l'excavation (**fig. 2 et 5**), à la base de la face SSE. Elle repose sur le substratum situé très peu au-dessous. Une intercalation d'argile, dont la composition reste à déterminer, en souligne la stratification horizontale apparente. Les fractions les plus grossières de ce sable mal trié (**fig. 6**) se composent de calcschistes anguleux et de grains de calcaire arrondis et de quartz laiteux probablement filonien, tandis que les fractions les plus fines incluent aussi de la biotite fraîche, de la muscovite, de la chlorite et de la smectite (**tab. I et 2**). Cette dernière, généralement produite par altération (TROEGER 1967) ou par néoformation, témoigne de conditions alcalines dans une eau stagnante (MILLOT 1964).

Des blocs granodioritiques très altérés se retrouvent à l'intérieur de **BB**, comme dans les autres couches.

Sa granulométrie suggère que le sable a été déposé «en vrac» (TRICART 1965). Il devrait s'agir de deux coulées de boue (SAURET 1987, COJAN & RENARD 2006) séparées par un épisode de calme durant lequel s'est déposée l'argile.

Les constituants reflètent la contribution de deux sources: locale (calcschistes, fluvioglaciale/morainique remanié) et distale (blocs granodioritiques, quartz, feldspath, muscovite et biotite du Massif de l'Aar).

Couche CC (gravier à éléments remaniés)

Ce gravier se caractérise par l'abondance de composants sub-sphériques et émoussés recouverts d'un film de calcite blanche (**fig. 7**) sur une seule face, l'autre pouvant montrer des traces de rubéfaction, et une minorité de calcschistes. Des débris de calcite, de quartz et de grès très fins sont représentés en faible quantité. La matrice est composée d'argile (composition à déterminer), de quartz laiteux, de calcschiste, de biotite fraîche et de minéraux typiques du loess (quartz, feldspaths, muscovite, biotite fraîche) infiltrés bien plus tard. Le contact avec le sable sous-jacent est net (**fig. 5**).

Couche DD (gravier fin gris)

Il s'agit d'une couche d'environ 0.5 m (visibles) de gravier gris, plutôt fin, mal trié, à composants anguleux non-jointifs (**fig. 8**). Elle repose sur le substratum situé très peu au-dessous et est surmontée d'une mince couche de gravier grossier **EE**. Du calcschiste anguleux (**fig. 9**) et une minorité de grains calcaires émoussés recouverts d'un film de calcite, en compose la fraction de diamètre supérieur à 1.5 mm. L'abondante matrice est constituée de grains de calcschiste et de calcaire, de quartz, de muscovite, de biotite fraîche, et de rare chlorite (**tab. 1 & 2**). Des débris de coquilles de mollusques ont été identifiés dans la fraction 0.6-1.5 mm.

Couche EE (gravier grossier)

C'est un gravier grossier beige verdâtre, mal trié et à composants anguleux non-jointifs, dont la matrice argileuse contient du loess **FF**, infiltré plus tard. Dans la fraction grossière, les débris de calcschiste d'origine locale prédominent, ceux de quartz et de calcaires remaniés étant bien moins abondants. A ceux-ci s'ajoutent de petits

gastéropodes (**fig. 10**), dont les espèces/genres sont à déterminer, et des radicules originaires du loess. La fraction inférieure à 1.5 mm se compose de sable, limon et argile, dont les constituants reflètent les contributions du loess infiltré et de la boue d'origine proximale (calcschistes, calcaires, quartz laiteux, calcite, muscovite/séricite, smectite). L'abondance du quartz, des feldspaths et de la chlorite s'accorde avec celle mesurée dans le loess (**tab. 2**) et démontre la participation de celui-ci à la matrice du gravier **EE**. Une coulée de débris a très probablement déposé ce gravier.

Couche FF (loess)

L'épaisse couche de loess contient des blocs de granodiorite très altérés «in situ» (**fig. 11**). Une couleur beige verdâtre, probablement due à la présence de chlorite (authigène?), le caractérise au-dessous du lit brun sombre riche en radicules et leur produit de décomposition. Au-dessus, la couleur beige habituelle suggère que le niveau de l'eau était situé plus bas.

Interprétation de la séquence

Des sédiments d'abord plutôt fins (**BB, DD**), puis grossiers (**CC, EE**), se sont accumulés dans une dépression à profil triangulaire, partiellement remplie d'eau à partir d'un moment encore à déterminer. Ils dérivent de dépôts antérieurs (**CC**) ou d'une source proximale (**BB, DD, EE**) et incluaient, dans les fractions les plus fines, des minéraux issus du massif de l'Aar. La fraîcheur de la biotite pre- et syn-loess indique que la coloration verdâtre ne provient pas de son altération mais d'autres processus. Le classement granulométrique généralement pauvre, l'angularité de ces dépôts et leur important contenu en matrice argileuse suggèrent une accumulation «en masse» de type coulée de boue/débris (SAURET 1987, COJAN & RENARD 2006). En accord avec la structure du substratum, ces coulées provenaient de l'WSW. La couleur verdâtre qui caractérise **BB, DD, EE** et **FF**, imputée provisoirement au contenu chloritique de la matrice, persiste dans la partie inférieure

du loess, normalement beige. Les gastéropodes contenus dans les graviers EE et l'altération «in situ» des blocs granodioritiques à l'intérieur des graviers et du loess basal attestent de l'existence de cette étendue d'eau, probablement stagnante, et d'un climat tempéré à chaud favorable à l'altération chimique. Le niveau de l'eau a atteint le lit brun-foncé du loess, dans une dépression fermée à l'Ouest au niveau du substratum. A l'Est, la nécessaire fermeture n'a pas été identifiée. Ces dépôts pourraient bien dater «grosso modo» du stade Bölling-Alleröd. Ils rappellent ceux du Lac de Montorge dont ils pourraient, en partie, être contemporains: leur analyse palynologique et leur datation par thermoluminescence (BB) devraient apporter des précisions à ce sujet.

SANETSCH 46 (S46)

A S46 (alt. 580 m, 593°407/120°643), l'affleurement est constitué des trois coupes principales A, B, C, des coupes secondaires D, K, L, M, N et des tranchées E, F, G, H, I (**fig. 12**). L'épaisseur totale de la séquence observée atteint 11 m. L'attitude générale des couches est subhorizontale.

Abstraction faite de la couche **h** (sol de vigne) - la séquence analysée peut être divisée en trois parties (**fig. 13 à 15, tab. 3 & 4**) séparées par des discordances, étant de bas en haut:

- une couche de gravier **a** se terminant par un conglomérat sommital;
- un paquet de sables **b, c** et **d** et de graviers **e** et **f** les recouvrant;
- une couche de loess **g** déposée sur une surface subhorizontale au toit de la couche **f**.

Couche a (gravier et conglomérat)

Contacts et structures

La couche **a** repose très probablement sur les «Couches de St Christophe» qui affleurent dans le voisinage immédiat

(SARTORI & al. 2011). Elle remplit actuellement une dépression perpendiculaire à la pente, en relation avec une ou des failles du décrochement Rhône -Simplon. Le contact supérieur avec les couches **b** et **c**, observé dans les coupes B, E, F est irrégulier à l'échelle décimétrique (**fig. 16**) et ondulé à l'échelle métrique (**fig. 17**). Une telle variabilité topographique est bien connue des systèmes de rivière en tresse (COJAN & RENARD 2006). Comme le sommet de **a** et la base de **b/c** sont solidement cimentés, l'érosion de **a** a précédé sa cimentation, quand les graviers étaient encore meubles.

La dimension réduite de son affleurement, n'a pas permis de déceler de structures sédimentaires à l'intérieur de **a**. Toutefois, un faible pendage vers le SE a été observé dans la tranchée I où les galets semblent en partie imbriqués. L'extension vers le sud de la couche **a** reste spéculative. Son extension minimale, toutefois, est estimée à 35 m, distance qui sépare, en projection verticale, la coupe B du centre de la route du Sanetsch où sa présence a été observée (**fig. 12**).

Composition

La couche **a**, forte d'environ 6 m observables, est composée de galets et blocs jointifs moyennement à mal triés (**fig. 18**), émoussés et subsphériques, et d'une matrice sableuse constituée des mêmes lithologies. Au toit, sur une épaisseur d'environ 30 cm, le gravier est cimenté par de la calcite (c'est le conglomérat). Au-dessous de celui-ci, et dans les limites de l'observation, le gravier est meuble. Les composants de type lime-mudstone et grainstone, calcaire recristallisé, etc., provenant du flanc nord de la vallée du Rhône, prédominent. Certains blocs de calcaire ont été remaniés, car leur surface est partiellement recouverte d'une mince couche de calcite émoussée (**fig. 19**). Des galets et blocs de granodiorite et gneiss pluri-décimétriques, provenant du Massif de l'Aar sont aussi immergés dans la masse. Parmi ceux-ci, il en est de très altérés. Une telle altération a été signalée par BURRI (1958) dans des dépôts fluvioglaciers, à l'altitude de 640 m dans la

région de Mognon-Signé. La rareté de débris provenant des «Couches de St Christophe» pourrait s'expliquer par la présence de moraines de fond compactées qui les cachaient en grande partie.

Dans le conglomérat sommital (**fig. 18**), l'espace inter-galets/cailloux (25%) est occupé par

- une matrice (~20%) de grains calcaires identiques aux galets, de grains de quartz (très peu émoussés, basse sphéricité, extinction ondulée, diamètre supérieur à celui du quartz des lithoclastes), de la biotite généralement altérée, de la muscovite fraîche, de la chlorite produite par altération de la biotite «in situ» et peut-être aussi détritique, et des amas d'hématite/hydroxydes de fer et de rares feldspaths. Il est fort probable que de la «farine glaciaire» non identifiée soit aussi présente, comme à l'intérieur des couches **b** à **f** ;
- un ciment de calcite (~3%);
- des pores inter-granulaires (~2%).

Diagenèse précoce

La diagenèse précoce* (STALDER 2008), à l'origine de ce conglomérat, se caractérise par :

- un ciment de calcite et aragonite (**fig. 18**), (MORAD 1998, ADAMOVIĆ 2005, SCHOLLE 1979) et son absence dans les couches surincombantes, à l'exception de **b** et de la base de **c**;
- la pigmentation ferrugineuse de certains galets et gravillons;
- une altération «in-situ» de la biotite fraîche (**fig. 20**) en hématite/hydroxyde de fer (ASPANDIAR & EGGLETON 2006) en minéraux argileux chloritiques/? illitiques (**fig. 21 & 22**) et en ? quartz. La basse probabilité d'un transport de la biotite en état altéré s'accorde avec une altération «in-situ»;
- l'idiomorphie des cristaux d'hématite (**fig. 23**);
- les précipitations occasionnellement synchrones de

l'hématite et de la calcite (**fig. 24 & 25**);

- la précipitation de la calcite en deux phases: en bordure des pores comme frange, puis en remplissage total ou partiel de l'espace résiduel (**fig. 26**). Dans certains cas, ces deux phases sont séparées par de l'hématite (**fig. 25**).

La porosité observée est soit primaire par remplissage incomplet ou absent de certains pores, soit secondaire par lessivage tardif du ciment de calcite (post-**b**) qu'ont dû favoriser des eaux plus acides (**fig. 27**).

L'association de biotite altérée «in situ», d'hématite et de calcite authigènes s'est formée en eau plutôt tempérée, suffisamment oxygénée et basique avec un potentiel d'oxydoréduction de +0.1 volt et un pH > 8 (KRUMBEIN & GARRELS 1952) et chargée en carbonate, dans une atmosphère favorisant l'évaporation. Ces conditions physico-chimiques se sont établies après le dépôt des sables de base de **c**, en milieu calme propice au réchauffement par quasi-stagnation de la masse d'eau. La cimentation calcitique se situe après le dépôt de la base de la couche **b**, car celle-ci et les couches **b** et/ou **c** en sont solidairement affectées, comme le démontre la figure 28.

Dans un intervalle situé environ 2 m sous le conglomérat sommital de **a**, les galets et gravillons sont recouverts d'un film de calcite et d'aragonite sur la face inférieure et d'un film d'hématite (rubéfaction) sur leur face supérieure (**fig. 29**). Sous la loupe binoculaire, la calcite s'y distingue par sa texture dense et sa translucidité, et se présente sous forme d'une mince croûte recouvrant les grains/galets ou de minuscules boules adhérant à cette croûte. L'aragonite, de couleur blanche, est constituée de filaments enchevêtrés recouvrant le substrat de calcite. Le phénomène de rubéfaction, illustré sur la Figure 29, est bien connu des Red Beds de tous âges, et s'explique par la libération de Fe⁺³ lors de l'altération

* Les figures 18 et 20 à 27 concernent l'échantillon SL 2827 prélevé dans la tranchée E (fig. 12)

de minéraux mafiques tels que la biotite, la hornblende, etc., et la cristallisation consécutive d'hématite (WALKER 1967, WILSON 1971). A celle-ci s'associent communément d'autres composés ferrugineux (hydroxydes opaques) issus de son hydratation. Dans le cas présent, le film d'hématite sur les galets a été produit par l'altération «in situ» de la biotite contenue dans la matrice, à l'instar de ce qui a pu être observé dans le conglomérat. Si la rubéfaction avait été causée par altération de la biotite contenue dans un intervalle supérieur, la rubéfaction du gravier aurait affecté les sédiments intermédiaires, ce qui n'est pas le cas. Il s'agit donc d'un événement d'exposition atmosphérique suivant de près le dépôt (probablement en plusieurs phases).

La percolation lente d'eau de ruissellement (milieu vadose) chargée en carbonate à travers des dépôts poreux et perméables aurait favorisé la précipitation sur la face inférieure des galets. La formation d'une nappe (milieu phréatique) dans les sables fins et peu perméables de **b**/base de **c**, et sa lente pénétration auraient permis l'évaporation et la formation de calcite près de la surface.

Milieu de dépôt et source des constituants

Il s'agit d'un ou plusieurs dépôts de rivière grossiers, avec des passées torrentielles, en milieu périglaciaire attesté par la présence de «farine glaciaire» dans les couches supérieures. La rubéfaction des galets, l'altération «in situ» de la biotite, la néoformation d'hématite et la précipitation de calcite/aragonite ont été favorisées par un climat tempéré et humide pendant et immédiatement après la sédimentation.

La forte dominance des éléments calcaires fait de l'Helvétique et peut-être aussi de l'Ultraschweizer les principales sources du matériel détritique. Les blocs et galets remaniés dérivent d'anciens dépôts non-identifiés, probablement fluvio-glaciaires et morainiques. De rares

blocs granitiques et gneissiques, altérés ou non, de la biotite généralement altérée, de la muscovite et du quartz, contenus dans la matrice, proviennent du Massif de l'Aar.

Couche b (sables et grès très fins, varves)

Contacts et structure

Sur les coupes K, L et M, les seules où la couche **b** est observée, celle-ci repose, en transition abrupte, sur la couche **a**. Ailleurs, **b** est cachée par des déblais, située au-dessous du plancher de l'excavation ou bien érodée. Sur les coupes L et M, **b** est tronquée le long d'une surface sur laquelle repose la couche **c** (fig. 30).

L'empilement rythmique de lamines granoclassées avec «fining upwards» (**fig. 31**) est typiquement lacustre (BATES & JACKSON 1980). Il s'agit de varves dans lesquelles la fine lamination est soulignée par le parallélisme des biotites.

Composition

D'une épaisseur observée variable (10-30 cm), les varves sont de couleur gris-beige avec une dimension des grains variant de 50 à 200 microns (limon à sable extrêmement fin). Une cimentation partielle ou totale par de la calcite peut les affecter. La porosité initiale de ces lamines très bien triées et peu compactées peut-être estimée à environ 30 % (NELSON 1994) qui équivaldrait à la teneur maximale en ciment précoce.

Grains calcaires, mono-quartz clair à laiteux à extinction droite ou roulante et poly-quartz sont les constituants principaux. A ceux-ci s'ajoutent de la biotite fraîche ou altérée en chlorite, illite et hématite/hydroxyde de fer, de la muscovite fraîche, du feldspath sodique et potassique, de la dolomite identifiée par diffractométrie (tab. 5) et de rare zircon. Le tri est excellent, l'émoussé et l'arrondi sont moyens.

Les fractions inférieures à 16 microns (**tab. 5**) confirment l'abondance de la chlorite et de la biotite+-muscovite, la

première étant surtout associée à l'altération de la biotite. Des quantités mineures d'illite-smectite et d'illite-vermiculite témoignent d'une altération chimique, tandis que serpentine et paragonite indiquent une possible contribution de la région Pennique. La cristallinité de l'illite-smectite (I.C. 0.22 et 0.23) indique une altération assez faible (Adatte, commentaires des mesures).

Milieu de dépôt et source des constituants

Les varves **b** ont été déposées dans un « lac » (FUECHTEBAUER & MUELLER 1970, READING 1978, WALKER & JAMES 1992, COJAN & RENARD 2006). Les sables **c**, qui les recouvrent se sont probablement déposés en bordure de ce lac, en fin de parcours de la rivière ou d'une branche de celle-ci. Les sources de constituants sont identiques à celles de la couche **a**. A celles-ci, il faut peut-être ajouter une possible contribution de la région Pennique, décelée par diffractométrie.

Couche c (sables et grès très fins)

Contacts et structure

Hormis quelques traces de litage, les grès et sables gris-beige de la couche **c** sont dépourvus de structure interne. Sur une coupe initiale éphémère, des rides grimpantes semblent annoncer le passage au régime hydraulique laminaire qui prévaudra avant le dépôt de la couche de gravier **e**. Une stratification très peu marquée à la base de **c** est soulignée par le parallélisme de biotites fraîches et altérées.

Composition

D'une épaisseur maximale d'1 m, les sables fins de la couche **c** se caractérisent par une couleur beige, une forte humidité due à la finesse du grain et une stratification difficilement discernable. Les grains peu arrondis et peu émoussés ont un diamètre de 50 à 400 microns (limon à sable moyen). La figure 32 illustre la composition des différentes fractions granulométriques de ce sable et en démontre l'excellent classement. Les phyllosilicates sont particulièrement abondants et les minéraux, tels que

serpentine et paragonite, sont bien représentés dans les fractions les plus fines (**tab. 6**).

Une cimentation complète ou partielle par de la calcite affecte le mur de **c**, qu'il soit en contact avec **a** ou avec **b** (coupes L, M; tranchée E). La porosité initiale de ces sables bien triés et très fins, meubles ou indurés, devait s'élever à environ 30 % (NELSON 1994). Les pores sont en grande partie occupés par de la calcite néoformée. La porosité actuelle est résiduelle avec ou sans contribution de lessivage.

Diagenèse précoce

Les varves de **b** et la base de **c** ont subi une diagenèse précoce très semblable à celle du conglomérat sommital de **a**: cimentation par de la calcite microcristalline, croissance de calcite autour de grains calcaires en continuité optique, altération de la biotite détritique, précipitation d'hématite subséquentement hydratée, etc. La cimentation calcaire et les phénomènes d'altération ont suivi de près le dépôt de la base de la couche **c**, comme mentionné plus haut.

Milieu de dépôt et source des constituants

Les sables et grès très fins de la couche **c**, dépourvus de structure interne, suggèrent un milieu de sédimentation de basse énergie comme pourrait l'être une rivière à courant laminaire lent. Les sources sont identiques à celles des couches sous-jacentes.

Couche d (sables fins)

Contacts et structure

Le contact de **d** sur **c** est concordant à légèrement érosif (**fig. 13 & 14; tab. 3 & 4**). Perpendiculairement à la direction du courant, les strates de **d** reposent en downlap-onlap sur le relief sous-jacent. Dans la direction du courant (**fig. 13**, coupe B), le contact est presque conforme à cause de l'angle très faible des foresets/bottom sets.

La couche **d** est caractérisée par une stratification entrecroisée et un très bon classement des grains (sable fin). Dans une direction interprétée comme oblique par rapport au courant, trois cycles de foresets à granoclassement ont été observés sur une coupe éphémère parallèle à la coupe B. Chaque cycle débute par un gravier de base mal classé et est tronqué par le set sus-jacent. La lamines généralement millimétriques deviennent argileuses vers le haut. La stratification entrecroisée se révèle très clairement dans les coupes obliques ou perpendiculaires au courant (**fig. 33**). Les lits de graviers mentionnés plus hauts s'y retrouvent, ainsi que les granoclassements.

Composition

Les sables gris-clair, secs et meubles de **d** se composent de lithoclastes de type lime-mudstone et grainstone, et dolomitiques, nettement plus abondants que les grains de quartz (**tab. 7**), de muscovite, de biotite généralement altérée, de chlorite, d'opaques, de fragments schisteux et de rares zircons. Le diamètre médian se situe aux alentours de 100 microns. Serpentine, paragonite et illite-vermiculite ont été mises en évidence dans les fractions inférieures à 16 microns (**tab. 7**). Les grains calcaires ont une sphéricité et un émoussé variables, avec des bords légèrement corrodés, probablement après dépôt. Le quartz exhibe des contours angulaires à émoussés et une sphéricité moyenne.

Milieu de dépôt et source des constituants

Il s'agit de dunes longitudinales déposées par un cours d'eau au courant laminaire, d'intensité moyenne et de sens NE - SO (**fig. 42**). Les sources des constituants sont identiques à celles des couches sous-jacentes.

Couche e (gravier lité)

Contacts et structure

Le contact des graviers **e** avec les sables sous-jacents est érosif et spectaculaire sur les coupes A, C (**fig. 14**) ainsi que sur la coupe L (**fig. 34**). Sur la Figure 14, coupe C, la

surface d'érosion quasi verticale entaillée dans les couches **c** et **d** par le chenal rempli de graviers **e** représente la bordure externe d'une courbe de rivière à fort débit, là où l'érosion l'emporte sur la sédimentation. Le changement de direction de courant, d'abord perpendiculaire à l'image (érosion), ensuite parallèle à l'image, dans le sens droite-gauche (dépôt des graviers **e**), y est particulièrement abrupt.

Ces graviers sont bien triés à l'échelle des lamines centimétriques plus ou moins grossières qui alternent et se caractérisent par un fort pendage sédimentaire de 25 à 30° vers le N (**fig. 14**), ainsi que par l'existence de plusieurs cycles à granoclassement. Suivant la profondeur de l'érosion **pre-f**, la couche **e** peut être absente ou atteindre une puissance d'environ 1 m.

Composition

Les galets et cailloux calcaires prédominent nettement sur les grains et cailloux de quartz, de calcite et de (calcschiste). Une poudre extrêmement fine, interprétée comme « farine glaciaire » se retrouve dans la fraction la plus fine (**fig. 35**). Dans la fraction sableuse, l'analyse diffractométrique (**tab. 8**) révèle une abondance de (chlorite + mica + quartz) bien supérieure à celle de la calcite (détritique) tandis que dans la fraction graveleuse prédominent les constituants calcaires. Dans toutes les fractions, la sphéricité est moyenne et l'émoussé moyen à bon. Un film de calcite résiduel témoigne d'un remaniement d'anciens dépôts.

Milieu de dépôt et source des constituants

Les graviers **e** ont été déposés par un courant laminaire plutôt fort avec des variations d'intensité attestés par les granoclassements et l'alternance de lamines graveleuses et sableuses. Les sources des constituants sont identiques à celles des couches sous-jacentes. La prédominance des constituants grossiers est le résultat de l'association: source proche et énergie de transport élevée. La matrice sableuse provient en partie d'une source éloignée.

Couche f (gravier grossier)

Contacts et structure

Le contact de base est érosif, atteignant localement **c** sur la coupe K (**fig. 12**) et **d** sur la coupe B (**fig. 13**). L'écorché à la base des graviers **f** (**fig. 36**) montre la distribution de ces contacts.

Un pendage sédimentaire peu marqué et du granoclassement (et peut-être imbrication) ont été observés sur la coupe B (**fig. 37**). L'orientation et le sens du courant sont indiqués par ce pendage ainsi que par l'orientation de la paroi du chenal sur la même coupe (**fig. 37 & 38**). Une tentative de reconstruction de la partie profonde du cours du chenal est illustrée sur la **figure 39**.

Composition

Ces graviers sont constitués majoritairement de blocs/ galets/ cailloux de calcaire massif mal triés, de basse sphéricité et d'émoussé faible à moyen. Dans la fraction sableuse se retrouvent lithoclastes calcaires et schisteux, quartz, muscovite-séricite et chlorite.

Les éléments sont jointifs et les interstices sont occupés par une matrice sableuse dans laquelle se retrouve de la «farine glaciaire» constituée probablement de particules de quartz. A l'instar de **a**, les graviers contiennent aussi quelques galets granitiques et gneissiques, dont certains sont très altérés.

Diagenèse précoce

Les graviers situés au toit de **f** présentent une ébauche de cimentation par de la calcite, sur la face inférieure des galets (**fig. 40**), mais sans rubéfaction de la face supérieure observée dans la couche **a**.

Milieu de dépôt et source des constituants

Les caractéristiques sédimentologiques militent en faveur d'un dépôt par un (des?) courant de haute énergie turbulent (torrentiel).

Interprétation et synthèse du tardiglaciaire de Sanetsch 46

Le gravier **a** représente le remplissage d'une dépression associée à une zone de failles du décrochement Rhône-Simplon (SARTORI & al. 2011). Ses caractéristiques sédimentologiques indiquent qu'il a été déposé par un courant de nature torrentielle. Quant à l'extension vers le SE de sa surface sommitale, elle devait être limitée par le flanc du Glacier du Rhône (GdR), avec ou sans bourrelet morainique, et s'étendre latéralement sur les 35 m (au minimum) séparant la coupe K du centre de la route du Sanetsch (**fig. 12**).

La durée du remplissage est difficile à évaluer, mais la cimentation calcaire et la rubéfaction suggèrent que celui-ci ne s'est pas fait d'un seul coup.

L'existence d'un tel chenal plus ancien situé à environ 640 m d'altitude dans la région de Sion-Signèse, a été postulée par BURRI (1958). De tels chenaux sont abondamment documentés (GIDON & al. 1968; BURRI 1974, p.149).

L'association des divers faciès sédimentaires représentés par les couches **b** à **f** rappelle celle des systèmes de rivière en tresse (MIALL 1992, COJAN & RENARD 2006) et glaciofluviaux (EYLES & EYLES 1992, EASTERBROOK 1982). Séparée de **a** par un important hiatus, la séquence observée a débuté par le dépôt de varves lacustres. A suivi celui de sables - les couches **b** à **d** - déposés par un courant laminaire dont l'énergie augmentait avec le temps. Une période de calme énergétique a permis l'altération «in situ» de minéraux instables, la formation d'hématite ainsi que la cimentation des graviers sommitaux de **a**, des varves de **b** et de la partie basale de **c**. A cet épisode de tranquillité ont succédé, probablement par migration du/des chenaux, deux épisodes durant lesquels du gravier a été déposé. Dans un premier temps, le gravier lité **e** à fort pendage sur les coupes C et L, partiellement granoclassé, qui atteste d'un courant rapide mais laminaire. Dans un

deuxième temps, un gravier **f** mal classé, grossier, témoin d'un courant fort et turbulent. Au sommet de ce dernier est intervenue une nouvelle période calme durant laquelle une mince couche de calcite/aragonite a recouvert les faces inférieures des galets de **f**. Durant les deux épisodes torrentiels, des chenaux ont été creusés dans les couches sous-jacentes. L'extension latérale du paquet de couches **b** à **f** reste spéculative, à l'instar de celle de la couche **a** sur laquelle il repose. Leur âge ne peut être estimé qu'indirectement. Peut-être, et sous toute réserve, pourrait-il s'insérer dans l'interstade Bölling – Alleröd, une période de retrait des glaciers alpins bien documentée (WIRSIG & al. 2016). Le temps écoulé pendant le dépôt de ces couches reste, lui aussi, indéterminé, d'autant plus que la durée des hiatus dépasse généralement celui de la sédimentation. La présence de varves lacustres et la diagénèse précoce affectant certains niveaux ne s'accordent guère avec un/des événements de type catastrophique.

Quatre traits caractérisent cette séquence :

- la présence de « farine glaciaire » qui atteste, s'il le fallait, l'environnement glaciaire;
- le remaniement d'anciens dépôts;
- la diagénèse précoce affectant plusieurs niveaux;
- la présence de blocs très altérés « in situ », en accord avec un climat tempéré et humide. Si ce dernier dominait durant le dépôt des couches a à f, les fortes variations de débit du courant - allant de la quasi-stagnation au torrent impétueux - sont encore à expliquer. Peut-être s'agissait-il d'oscillations de la température de fréquence indéterminée?

Une mince couche **g** de loess coiffe, en quasi-concordance locale, la couche **f**. Comme le GdR avait disparu du site à cette époque et ne limitait plus l'extension des dépôts vers le SE, le loess postdate l'effondrement partiel du paquet sous-jacent et repose donc sur une terrasse de kame préexistante (**fig. 15 & 46**).

Sources des sédiments

Les graviers, sables et limons des couches **a** à **f** sont constitués, en proportions variables, des mêmes lithologies. La composante calcaire, généralement plus grossière, dérivait du versant nord de la vallée du Rhône par remaniement de moraines/ fluvioglaciaire, tandis que du matériel granitique originaire du Massif de l'Aar était enrichi dans les fractions fines. Serpentine et paragonite dans la fraction la plus fine font peut-être de la région Pennique une source additionnelle.

SANETSCH 10 (S10)

Une fouille effectuée en 2012 à Route du Sanetsch 10 (**fig. 1**, alt. 550 m, 593°690/120°762), a mis au jour du loess **B** et un gravier **A** séparés par une faible discordance angulaire (**fig. 41 & 42, tab. 9 & 10**). Une couche de terre de vigne **H** recouvre le tout. Cette excavation, consistait en trois faces A, B et C perpendiculaires les unes aux autres et d'une hauteur variant de 1 à 3.5 m (**fig. 41**).

Couche A (gravier)

Le gravier **A** affleurerait à l'extrémité est de la face C, ainsi que sur une bande longeant la route. Sur la face A, il était masqué par des gravats.

Contacts et structure

Le contact de la couche **A** avec le substratum Pennique (Sartori & al. 2011) n'est pas visible. Son toit est recouvert en discordance par la couche **B** inclinée d'environ 20° vers le N (**fig. 42**). Sa structure interne est exprimée par un pendage apparent d'environ 25° vers le N.

Composition

Le gravier sec, de couleur gris-beige, sans trace de cimentation est mal classé (**fig. 43**). Galets et cailloux sont non-jointifs. Le spectre granulométrique s'étend du limon à des éléments atteignant 5 cm de diamètre.

Sans surprise, les teneurs en lithiques, quartz, etc. varient en fonction de la granulométrie (**fig. 43**) de la manière suivante:

1. diamètre < 0.1 mm (limon)

Matrice de quartz +/- feldspaths, opaques et farine glaciaire. Serpentine, chlorite, paragonite, illite-smectite et illite-vermiculite identifiées par diffractométrie; Grains angulaires, peu arrondis ; quartz laiteux et transparent, opaques, biotite, zircon jaunâtre, hématite, muscovite. Feldspaths et chlorite identifiés par diffractométrie (**tab. 11**).

2. diamètre de 0.1 à 2mm (sable)

Grains angulaires à émoussés (au-delà de 0.7 mm). Quartz surtout laiteux, lithiques (calcaire prédominant sur schiste), opaques, muscovite, zircon, rare biotite disparaissant au-delà de 1mm de diamètre.

3. diamètre de 2 à 20 mm (gravier à gravillons)

Grains angulaires à émoussés, plats à subsphériques. Lithiques cristallins et calcaires (exclusivement calcaires au-delà de 10 mm) prédominant sur le quartz laiteux. Croûtes de sable cimenté par de la calcite ou croûte de calcite émoussée (**fig. 58 à 60**) indiquant remaniement.

4. diamètre > 20 mm (gravier à galets et cailloux)

Un caillou de calcite (marbre?), arrondi, un peu émoussé. Croûte de sable cimenté indiquant remaniement.

Milieu de dépôt et source des constituants

L'abondance des composants calcaires, le manque total de cimentation, la rareté de la biotite, (relativement abondante à S46), l'encroûtement de composants, les ébauches de stratification à contre-pente ainsi que le pauvre classement suggèrent un dépôt en milieu subaérien sec (transport en vrac, sans triage). Il devrait s'agir d'une moraine latérale comparable à certains exemples cités par BURRI (1958), la

plus basse documentée dans la région à ce jour. L'hypothèse d'une lave torrentielle ou d'une moraine de fond n'est pas retenue en raison du pendage à contre-pente, de l'absence de toute trace de cimentation calcaire et de compaction. Les fractions les plus grossières, essentiellement calcaires, dérivent du remaniement de formations locales, tandis que les fractions fines riches en quartz, sont originaires du Massif de l'Aar et peut-être aussi de la région Pennique (paragonite, serpentine), via remaniement d'anciennes moraines.

Route Sion – Molignon (SM)

A l'altitude 585 m, en bordure de la route reliant Sion à Molignon (fig. 1, 506'048 / 121'756), se trouve un affleurement de gravier à blocs et galets (SM-1) d'environ 3 m d'épaisseur, dont le toit a été raboté. Il est recouvert de sol de vigne (SM-2).

Contacts et structure

Ce gravier repose sur l'«Unité de la Pierre Avoi» qui affleure dans le voisinage immédiat. Mis à part le sol de vigne, il n'y a pas trace de dépôts surincombants. La topographie du substratum au moment du dépôt est inconnue.

Ni stratification ni matrice ne sont décelables en surface (**fig. 44**). Leur absence peut fort bien s'expliquer par l'écroulement de l'affleurement et l'exposition aux intempéries. L'hypothèse d'un amas anthropogénique n'est pas retenue car

1. il est difficile d'en imaginer la finalité et d'en expliquer le contenu si ce n'est par corrélation lithologique avec la couche **a** de S46 (voir chapitre suivant) et
2. la présence de blocs altérés se désintégrant au toucher est incompatible avec une manipulation anthropique.

Composition

Ce gravier ne montre aucune trace de cimentation et de matrice. Les éléments plutôt mal classés sont actuellement

jointifs. Les calcaires, largement prédominants, sont émoussés, sphériques à allongés, ont une patine grise et sont recristallisés. Ils incluent plusieurs variétés allant du gris très foncé à grain extrêmement fin au gris clair, fossilifère, à grain moyen. A l'instar de S46, un film de ciment de calcite émoussé ou de matrice sableuse cimentée recouvre une grande partie des galets et blocs calcaires, ce qui indique remaniement.

Les peu nombreux galets et blocs de granodiorite / quartz-diorite et schiste chloritique sont anguleux et sub-sphériques. Parmi ceux-ci, issus de dépôts morainiques voisins, il en est de très altérés. Une rubéfaction, probablement «in situ», par film d'hématite affecte surtout les composants calcaires.

Milieu de dépôt et source des constituants

Ce gravier a été évidemment déposé par un courant torrentiel fort et ses sources ne diffèrent guère de celles des dépôts de S46.

SÉQUENCE DES ÉVÈNEMENTS TARDIGLACIAIRES

Une hypothétique corrélation des séquences/couches, identifiées dans la région, est proposée dans la Figure 45. Elle reflète la succession temporelle des événements tardiglaciaires discutés plus haut et est basée sur :

1. le principe selon lequel l'âge d'un dépôt tardiglaciaire, en relation directe avec la fonte du GdR, est «grosso modo» proportionnel à son altitude lors du passage du glacier. Une ré-avancée du glacier devrait soit effacer les traces de dépôts préexistants, soit ne pas atteindre ceux-ci, de telle sorte que la relation «altitude - âge» reste valable, même si elle n'est pas linéaire;
2. l'hypothèse spéculative (faute de mieux) selon laquelle la base des séquences du Lac de Montorge (LdM) et de S77, à la limite Dryas Ancien - Bölling, repose sur le

substratum et que le niveau de celui-ci était aussi celui du GdR à l'époque. Ce qui implique que les dépôts d'altitude inférieure sont plus jeunes (point 1);

3. la ressemblance lithologique de certains dépôts géographiquement séparés et leur position commune par rapport au substratum et au GdR (flancs de chenal). Corrélation, dans ce cas, ne signifie évidemment pas synchronisme «sensu stricto», mais partage d'un même milieu de dépôt dans une position paléo-environnementale semblable, probablement à la même époque.

En référence à la Figure 45,

- la séquence **1**, considérée comme un équivalent latéral du Bölling - Alleröd du LdM, serait la plus ancienne. Analyses palynologiques et datation par thermoluminescence pourraient confirmer ou infirmer cet âge. Toutefois, cette séquence pourrait être plus jeune que la couche **4** et ne pas marquer le niveau du GdR à la limite Dryas Ancien - Bölling, si la Vallée du Rhône était vraiment libre de glace il y a 16 ou 17 ka (IVY-OCHS 2015, WIRSIG & al. 2016). Une hypothèse à vérifier, qui devrait expliquer le temps (~2 ka) écoulé entre 16/17 ka et le début du remplissage du LdM;
- la séquence **2** rassemble, sur la base de similitude lithologique (point 3 ci-dessus), les éléments grossiers de **a** à S46 et ceux du gravier à SM. Il s'en suit, sans preuve absolue, que S46 à SM étaient reliés par un chenal qui, une fois rempli, est devenu le lit d'une rivière qui a transporté jusqu'à S46 des sable fins, riches en minéraux provenant du Massif de l'Aar; des sédiments plus grossiers ainsi que de la farine glaciaire;
- la séquence **3**, postérieure à la couche 2, n'est observée qu'à S46 et n'a pas été déposée ou a été érodée à SM;
- la couche **4** est une moraine observée à S10 seulement et postérieure à la séquence 3 parce que plus basse;
- la couche **5** (loess) aurait été déposée lors d'une période de dépôts «grosso modo» commune à S77, 46 et 10.

En résumé, la succession des séquences **2** à **5** semble raisonnablement établie, tandis que la position de la séquence **1** reste sujette à discussions: plus ancienne que **2** (préférée ici) ou plus jeune que **4**. Aucune des séquences discutées n'a été datée. Comme il s'agit généralement du retrait du GdR, les dépôts de S46 et SM pourraient hypothétiquement s'inscrire dans l'interstade tempéré Bölling – Alleröd (14.7 - 12.9 ka BP). La datation des sédiments tardiglaciaires connus et encore à identifier/analyser est donc absolument nécessaire pour établir une chronologie/stratigraphie fiable des événements tardiglaciaires dans cette portion de la Vallée du Rhône et, généralement, en Valais.

La succession des événements tardiglaciaires à S46 et S10 est dépeinte dans la Figure 46. Considérée comme fiable, elle consiste en :

1. remplissage de la dépression à S46;
2. retrait du GdR et effondrement d'une partie des dépôts : une terrasse de kame (PISANO 2012) en résulte;
3. dépôt d'une moraine à S10 ;
4. dépôt, bien plus tard, du loess.

CONCLUSIONS

L'analyse détaillée de quatre affleurements, a mis en évidence la grande diversité des dépôts tardiglaciaires dans une fourchette d'altitudes restreinte (625 à 550 m) de la région de Sion: instabilité du versant (e.g. coulées de débris), existence d'un chenal longeant le Glacier du Rhône (GdR), restant de moraine à basse altitude, remaniement généralisé d'anciens dépôts et phénomènes de diagénèse précoce. Par manque de datations, seule une hypothétique corrélation (**fig. 45**) des séquences identifiées a pu être proposée. Cette situation insatisfaisante, mais perfectible, prévaut pour toute la région.

Pendant la fonte du GdR, associés ou non à ce dernier, des sédiments clastiques tardiglaciaires ont été déposés dans des dépressions d'origine glaciaire, d'orientation WSW, creusées dans des zones faillées du Pennique du versant Sud de la Vallée du Rhône. A Sanetsch 77 (S77, 625 m) ce sont du sable, de l'argile et des graviers qu'ont déposés des coulées de débris boueuses dans une étendue d'eau où s'ébattaient de petits gastéropodes. Un peu plus bas, à Sanetsch 46 (S46, 580 m), une épaisse couche de graviers grossiers témoigne de l'existence d'un cours d'eau torrentiel responsable du remplissage d'une dépression située entre le flanc de la montagne et le GdR. A cette phase de haute énergie, a succédé un régime plus calme de rivière en tresse, étalée sur une surface plane, large de 35 mètres au minimum, et se prolongeant vers l'amont et probablement aussi vers l'aval. Pendant cette phase, des sables lacustres et fluviatiles, ainsi que des graviers se sont déposés au gré des migrations du chenal principal. Le climat tempéré et humide qui prévalait a favorisé des phénomènes de diagénèse précoce tels que cimentation calcaire, altération «in situ» de la biotite, formation d'hématite et rubéfaction de certains constituants. Deux kilomètres et demi vers l'E, en bordure de la route reliant Sion à Molligon (SM, 585 m), un gravier torrentiel, rappelle, par les caractéristiques des constituants grossiers, le gravier de base de Sanetsch 46 avec lequel il est corrélé. Finalement, lors d'une oscillation positive ou période de stagnation, le GdR a déposé sur le substratum, à Sanetsch 10 (S10, 550 m), une moraine latérale où abondent, comme à S77 et 46, les composants calcaires remaniés. Tous ces dépôts partagent, dans des proportions variables, les mêmes sources (Helvétique/ ? Ultrahelvétique, Massif de l'Aar, peut-être région Pennique) et des signes évidents de remaniement de sédiments morainiques et fluvioglaciaires. Après une période de fonte et d'érosion, une couche de loess s'est déposée sur toute la région.

Comme le mentionnait Marcel BURRI (1998) dans l'Introduction de son excellent article: «...Les observations

sont maintenant plus nombreuses, leur interprétation s'en trouve compliquée, et les certitudes de s'évanouir...». Il a toujours raison dix-neuf ans plus tard.

REMERCIEMENTS

Sans le soutien financier de la Fondation Ignace Mariétan, cette étude n'aurait pas pu être menée à terme. Les critiques et encouragements de Marcel Burri, pionnier de l'étude du Quaternaire en Valais, ont été très appréciés. Les analyses et interprétations diffractométriques ont été effectuées par Thierry Adatte de l'Université de Lausanne, que je remercie de sa disponibilité. Un merci spécial va à mes amis Walter Ziegler et Filippo Bianconi qui ont relu le manuscrit et apporté de fort utiles commentaires. Mes sincères remerciements vont aussi Mario Sartori et Walter Wildi qui ont suggéré des changements éditoriaux, discuté de certains points litigieux et donc contribué à l'amélioration générale de l'article. Finalement, un grand merci à La Murithienne pour avoir accepté de publier les résultats de ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMOVIĆ, J. 2005. Sandstone cementation and its geomorphic and hydraulic implications. *Ferrantia* 44.
- AUBERT, D. 1981. Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. *Bull. Murith.* 97/1980: 101-179.
- BADOUX, H., E.G. BONNARD, M. BURRI & A. VISCHER 1959. Feuille St-Léonard. *Atlas géol. Suisse 1: 25'000*.
- BADOUX, H., E.G. BONNARD & M. BURRI 1959. Notice explicative. Feuille St-Léonard. *Atlas géol. Suisse 1: 25'000*.
- BESSON, O., J.D. ROUILLER, W. FREI & H. MASSON 1993. Campagne de sismique-réflexion dans la vallée du Rhône entre Sion et St-Maurice: perspectives d'exploitation géothermique des dépôts torrentiels sous-glaciaires. *Bull. Centre hydrol. et géotherm. (CHYN)*. 12: 45-63.
- BINI, A., J.F. BUONCRISTIANI, S. COUTERRAND, D. ELLWANGER, M. FELBER, D. FLORINETH, H.R. GRAF, O. KELLER, M. KELLY, CH. SCHLUECHTER & P. SCHOENEICH 2011. La Suisse durant le dernier maximum glaciaire, 1: 500'000. *XVII INQUA Congress, July 20-27, Bern, Switzerland*.
- BURRI, M. 1955. La géologie du Quaternaire aux environs de Sierre. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 66/289: 141-154.
- 1958. La zone de Sion – Courmayeur au Nord du Rhône. *Matériaux Carte Géol. Suisse, Nouvelle Série, 105e livraison*.
- 1974. Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). *Eclogae geol. Helvet.* 67: 135-154.
- 1998. Géologie récente de Finges et de ses environs (VS). *Bull. Murith.* 115/1997: 5-27.
- COJAN, I. & M. RENARD 2006. *Sédimentologie*. Dunod, Paris. 444 pp.
- DORTHE-MONACHON, L. 1993. Etudes des stades tardiglaciaires des vallées de la rive droite du Rhône entre Loèche et Martigny. *Travaux Inst. Géogr. Lausanne* 190: 1-142.
- EASTERBROOK, D.E. 1982. *Characteristic Features of Glacial Sediments*. In: Sandstone Depositional Environments. P.A. Scholle & Spearing, D., eds. Published by The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma 74101, U.S.A.
- EYLES, N. & C.H. EYLEAS 1992. *Glacial depositional systems*. In: *Facies models. Response to sea-level changes*. Geol. Soc. Canada, 454 pp.
- Walker, R.G. & N.P. James 1992, eds.
- FUECHTBAUER, H. & G. MUELLER 1970. *Sedimente und Sedimentgesteine. Teil II. Sedimentpetrologie*. E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 726 pp.
- GABUS, J.H., M. WEIDMANN, M. SARTORI & M. BURRI 2008. Notice explicative. Feuille 1287 Sierre. *Atlas géol. Suisse 1: 25'000*.
- GIDON, M., G. MONTJUVET & E. STEINFATT 1968. Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges des glaciers würmiens alpins: le dispositif moraine – chenal marginal. *Bull. Assoc. Franç. étude du Quaternaire* 5/2: 125-149.
- IVY-OCHS, S. 2015. Glacier Variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuadern. Invest. Geogr.*, 41 (2): 295-315.
- KELLY, M.A., J.F. BUONCRISTIANI & CH. SCHLUECHTER 2004. A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae Geol. Helvet.* 97/1: 57-75.
- KRUMBEIN, W.C. & R.M. GARRELS 1952. Origin and classification of Chemical Sediments in Terms of pH and Oxido-Reduction Potentials. *The Journal of Geology* 60/1: 1-33.
- MIAL, A.D 1992. Alluvial deposits. In: *Facies models. Response to*

- sea-level changes. Geol. Soc. Canada, 454 pp. Walker, R.G. & N.P. James 1992, eds.
- MILLOT, G. 1964. *Géologie des Argiles, altérations, sédimentologie, géochimie*. Masson & Cie, Paris.
- MORAD, S. 1998. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. *Spec. Publ. Intern. Assoc. Sediment.* 26: 1-26.
- MUELLER, H.N. 1984. Spätglaziale Gletscherschwankungen in den Westlichen Schweizer Alpen und in Nordisländischen Tröllaskagi-Gebirge. *Buchdruckerei Küng, Näfels.*, 205 pp.
- NELSON, PH.H. 1994. Permeability-Pososity Relationships in Sedimentary Rocks. *The Log Analyst, May-June 1994*.
- PISANO, B. 2012. Les terrasses de kame. <http://www.geoglaciaire>.
- READING, H.G, edit. 1978. *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sc. Publ., 569 pp.
- SARTORI, M., M. BURRI, J.L. EPARD, H. MASSON, & J.B. PASQUIER 2011. Levé géologique, Feuille 1306 Sion. *Atlas géol. Suisse 1:25'000*.
- SARTORI, M. & J.L. EPARD 2011. Notice explicative, Feuille 1306 Sion. *Atlas géol. Suisse 1:25'000*.
- SAURET, B. 1987. Coulées boueuses. Laves torrentielles. *Bull. liaison Labo. P. et Ch.* 150-151.
- SCHOLLE, P.A. 1979. A Color Illustrated Guide To Constituents, Textures, Cements and Porosities of Sandstones and Associated Rocks. *Memoir 28, published by The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.*
- STALDER, P. 2008. Sandstone diagenesis examples/Exemples de diagénèse des grès. www.pierre-stalder.ch.
- TRICART, J. 1965. *Principes et méthodes de géomorphologie*. Masson, Paris, 496 pp.
- TROEGER, W.E. 1965. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien*. Teil 2 Textband. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- VAN DER KNAAP, W. & B. AMMANN 1997. Depth-age relationship of 25 well-dated Swiss Holocene pollen sequences archived in the Alpine Palynological Data-Base. *Rev. Paléobot.* 16/2: 433-480.
- WALKER, T.R. 1967. Formation of Red beds in Modern and Ancient deserts. *Geol. Soc. Am. Bull.* 78/3: 353-368.
- WALKER, R.G. & N.P. JAMES 1992, eds. *Facies models. Response to sea-level changes*. Geol. Soc. Canada, 454 pp.
- WELTEN, M. 1982. Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern – Wallis. *Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Gesellsch.* 95. Textheft u. Diagrammheft.
- WIKIPEDIA 2016. List of periods and events in climate history. (Consulté le 17.10.2016)
- WILSON, M.J. 1971. Clay mineralogy of the Old Red Sandstone (Devonian) of Scotland. *J. Sed. Res.* 41: 995-1007.
- WINISTOERFER, J. 1978. Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. *Bull. Murith.* 94/1977: 1-65.
- WIRSIG, CH., J. ZASADNI, S. IVY-OCHS, M. CHRISTL, F. KOBER & CH. SCHLUECHTER 2016. A deglaciation model of the Oberhasli, Switzerland. *J. Quat. Sci.*, 31 (1): 46-59.



Figure 2 - Vue vers le WSW. A noter la topographie en étages du substratum. Pour la légende, voir le texte.

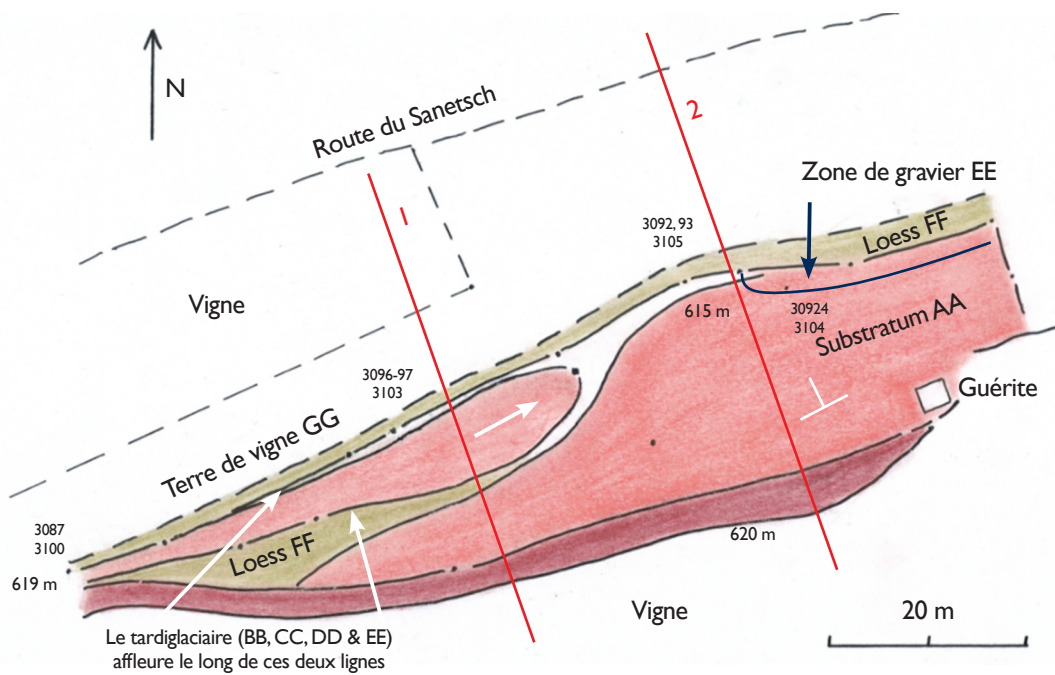


Figure 3 - Sanetsch 77. Carte géologique approximative et situation des coupes géologiques. Points noirs = prise d'échantillon (3094, ...) ou de mesure. Lignes rouges = traces des coupes de la figure 4.

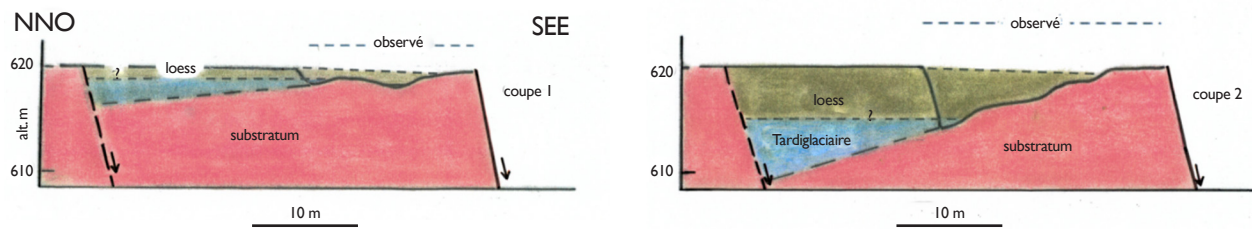


Figure 4 - Coupes géologiques (traces sur la Figure 3) avec reconstruction hypothétique du mini-bassin de sédimentation, situé entre deux failles préexistantes, l'une certaine, l'autre supposée (tireté).



Figure 5 - Sable graveleux BB surmonté du gravier CC en contact peu net avec le loess FF.

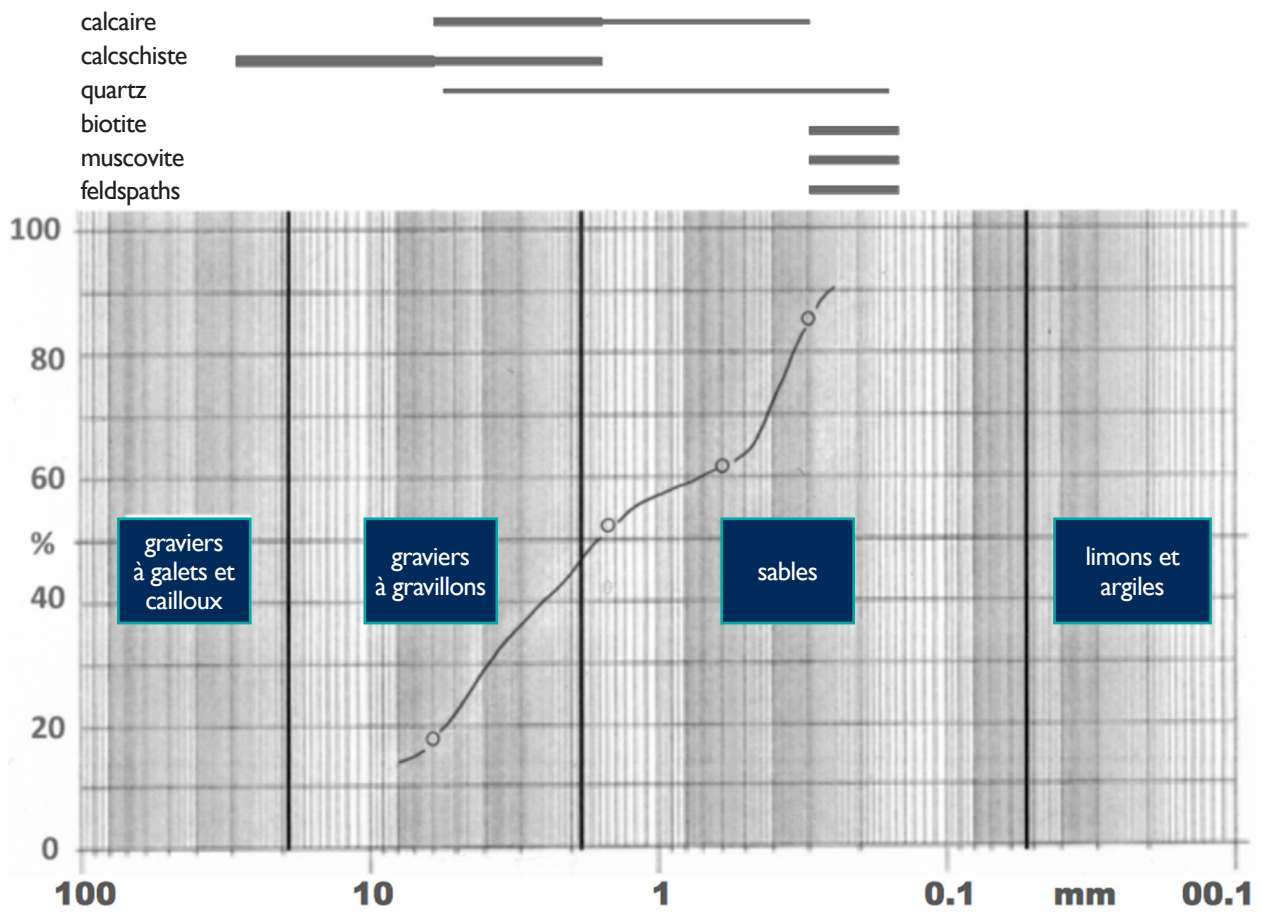


Figure 6 - Composition granulométrique et lithologique du sable BB. A noter le pauvre triage qu'exprime le tracé quasi-rectiligne de la courbe. Épaisseur des traits horizontaux = abondance relative des constituants dans les différentes fractions.

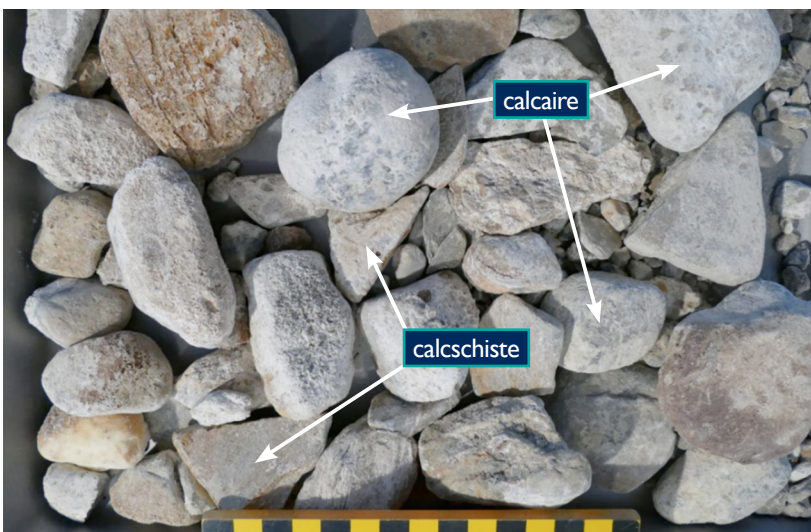


Figure 7 - Gravier CC. Composants généralement arrondis et recouverts d'un film de calcite blanche émousée. Echelle centimétrique.

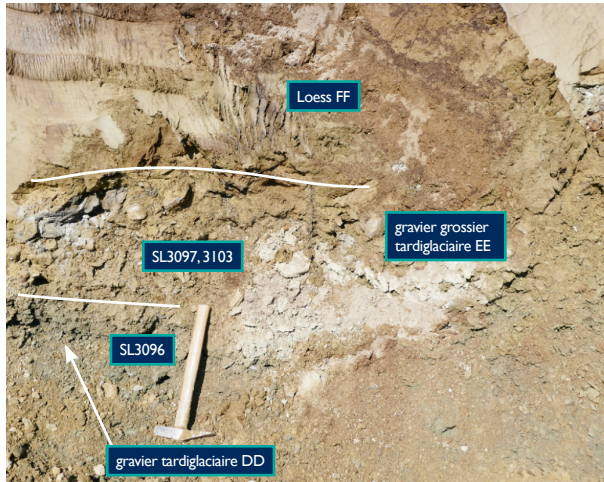


Figure 8 - Gravier gris DD (SL 3096), surmonté du gravier grossier EE (SL 3097).



Figure 9 - Gravier gris DD (SL 3096). Fraction > 6 mm, composée presque exclusivement de calcschistes très anguleux.



Figure 10 – Gastéropodes extraits de la couche EE (SL 3097). Le plus grand mesure environ 5mm.

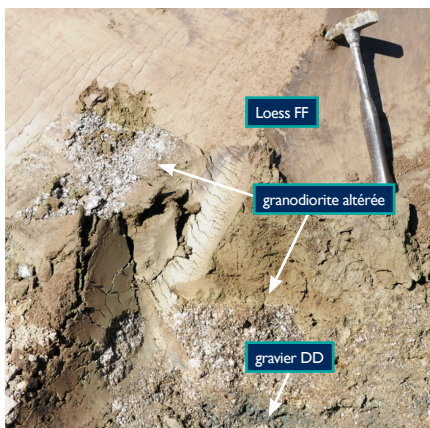


Figure 11 - Blocs granodioritiques profondément altérés, situés au toit du gravier et au mur du loess FF.

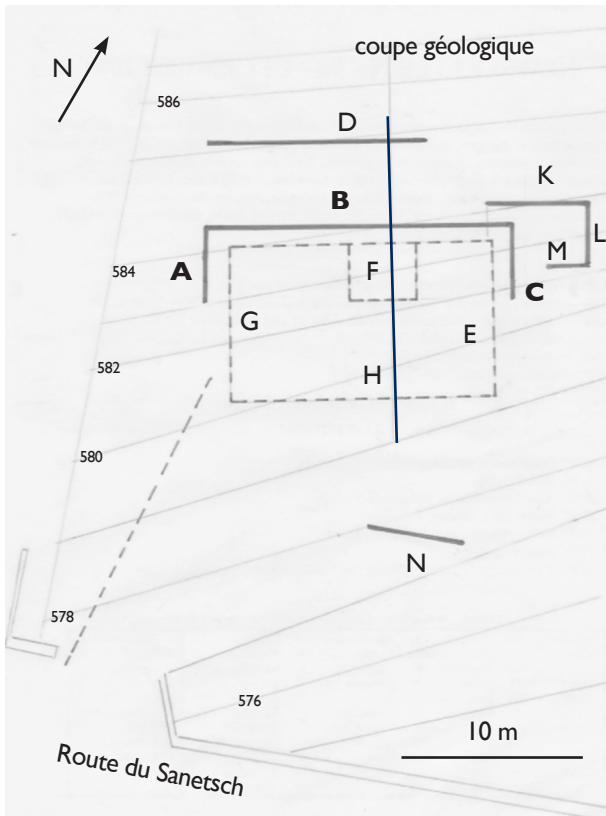


Figure 12 - Projection verticale des coupes (traits épais) et des tranchées (tireté) de l'affleurement de Sanetsch 46.

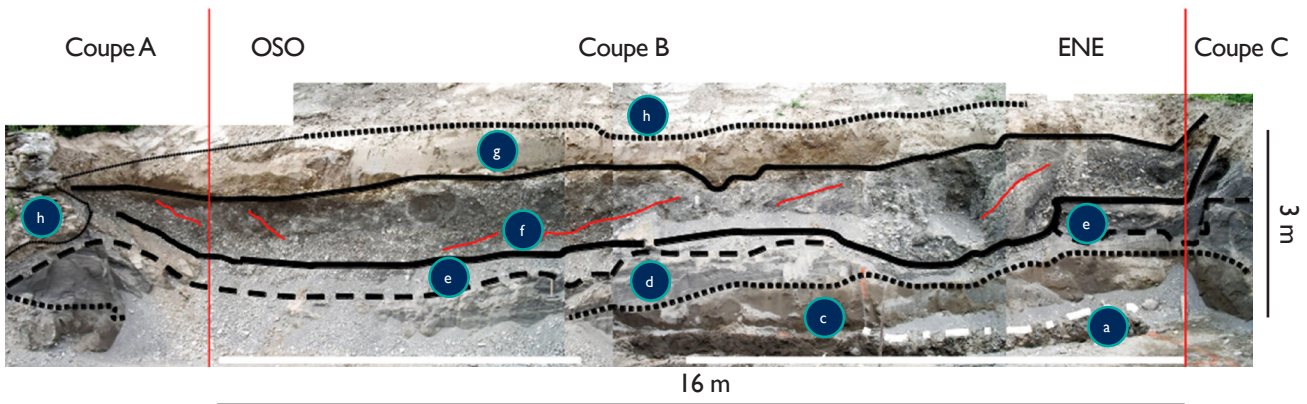


Figure 13 - Coupe B parallèle au sens du paléo-courant inféré et succession des couches a à h, exagérée verticalement. La couche b n'est exposée que sur la coupe L (fig. 12). En dehors des zones chenalisées, les pendages et contacts sont horizontaux à légèrement inclinés.

- a: gravier à blocs et galets
- c: sable beige très fin
- d: sable gris à stratification entrecroisée
- e: gravier lité
- f: gravier à blocs et galets
- g: loess
- h: sol de vigne/éboulis

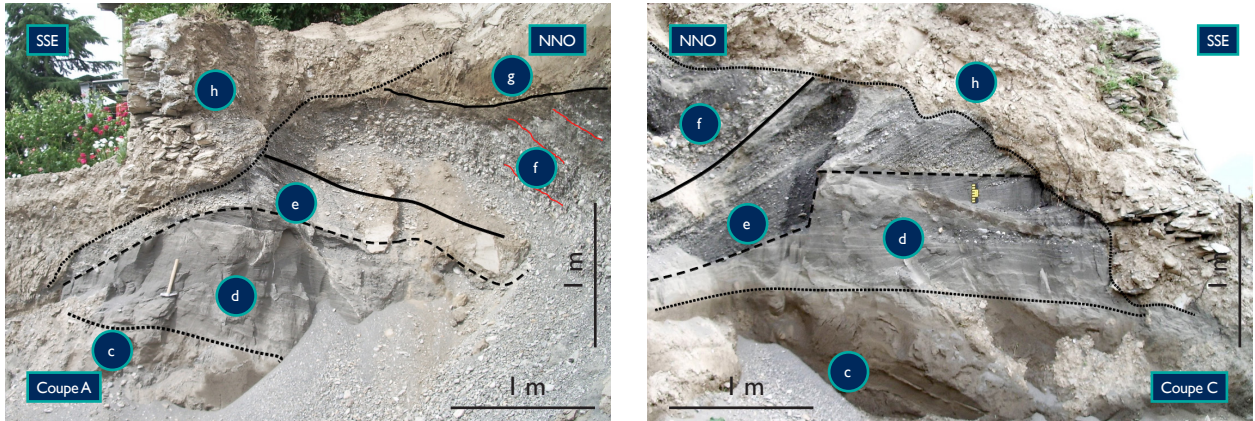


Figure 14 - coupes A et C - S46. Successions des couches a à h, perpendiculaires à la coupe B (fig. 13). Les contacts érosifs sont bien visibles. Le pendage du contact entre c et d sur la coupe A, qui n'est pas vérifié sur la coupe C, est d'origine sédimentaire.

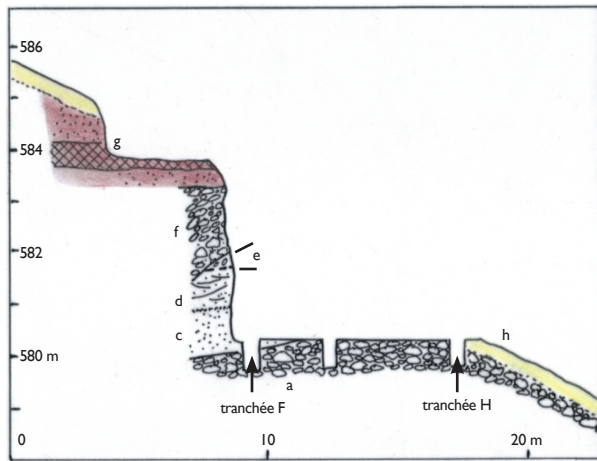


Figure 15 - S46. Coupe géologique superficielle perpendiculaire à la coupe B et aux tranchées F et H (fig. 12).

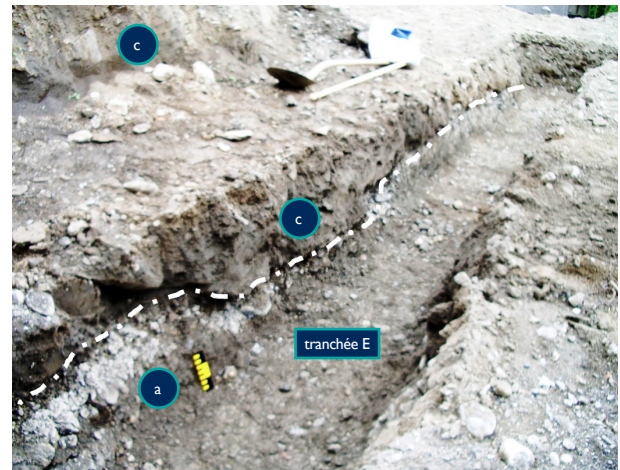


Figure 16 - Sanetsch 46. Contact érosif entre le toit de a et la couche c.

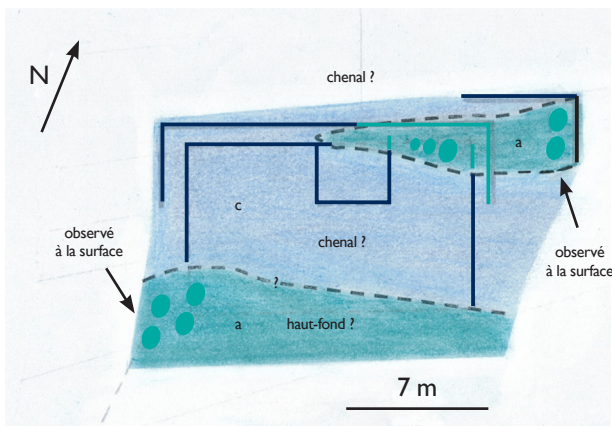


Figure 17 - Coupe horizontale à l'altitude 480.4 m suggérant une topographie légèrement ondulée composée de hauts-fonds de graviers a et de bas-fonds/chenaux dans lesquels se sont accumulés les sables très fins de la couches c.

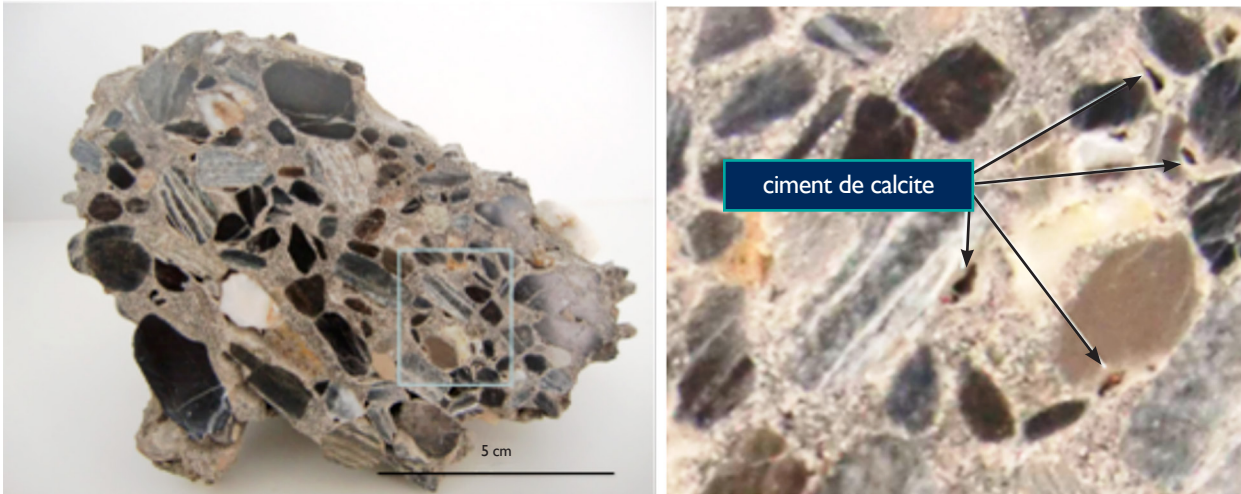


Figure 18 - Conglomérat sommital de a. Composants majoritairement de calcaire massif gris-bleu (~75% vol.). Ciment de calcite, matrice de sable fin et pores (ensemble env. 25% vol.). Sphéricité basse et émoussé moyen des galets et cailloux indiquent une distance relativement courte de transport. L'encadré est détaillé dans l'image de droite, où sont bien visibles les films de calcite blanche enrobant galets et cailloux.



Figure 19 - Blocs calcaires immergés dans a. Les croûtes de calcite émoussées recouvrant ces blocs indiquent que ceux-ci proviennent de dépôts plus anciens partiellement cimentés. Leur grande dimension atteste d'un cours d'eau de forte énergie. A droite, détail de la croûte de calcite émoussée.

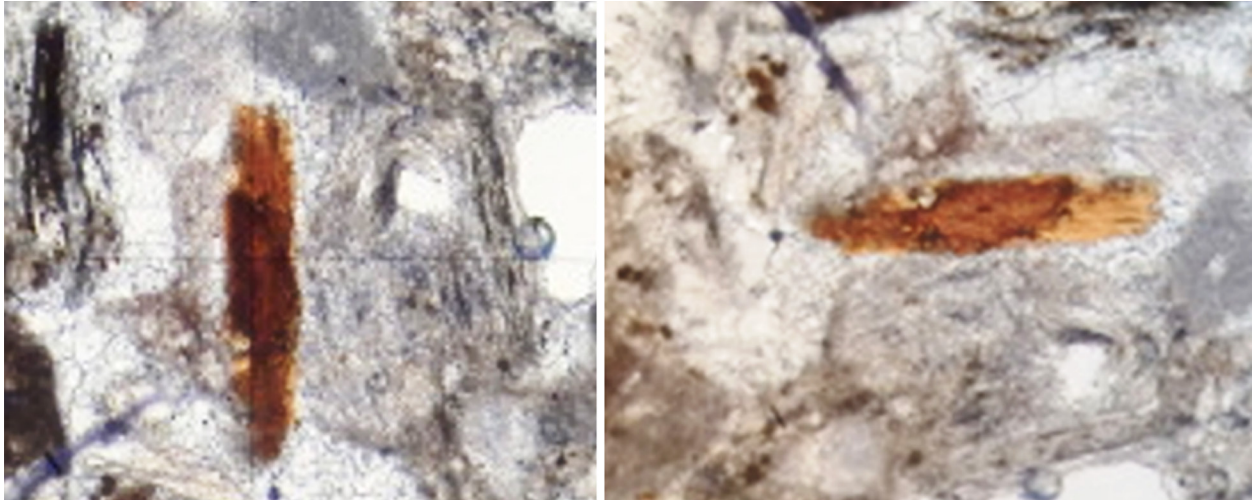


Figure 20 - Biotite pléochroïque fraîche, aux contours usés par le transport.

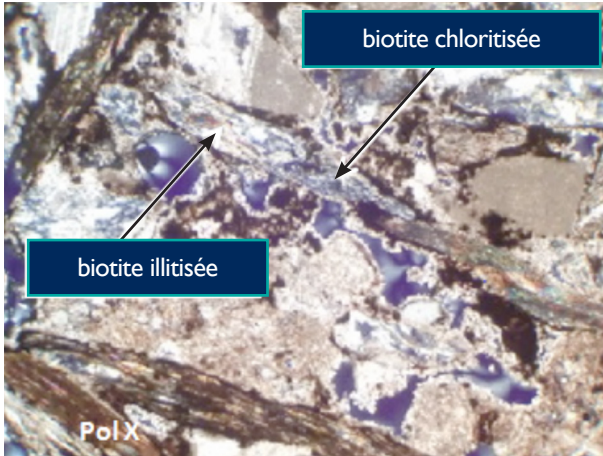


Figure 21 - Biotite altérée en chlorite et illite.



Figure 22 - Biotite altérée en hématite et hydroxyde de fer.

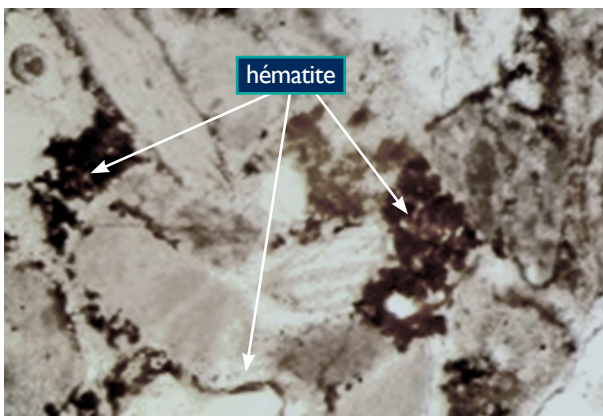


Figure 23 - Néof ormation d'hématite idiomorphe.

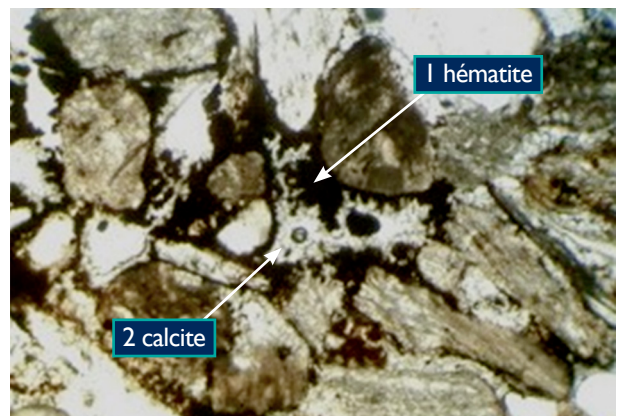


Figure 24 - Occlusion de pores où la néof ormation d'hématite a précédé celle de la calcite.

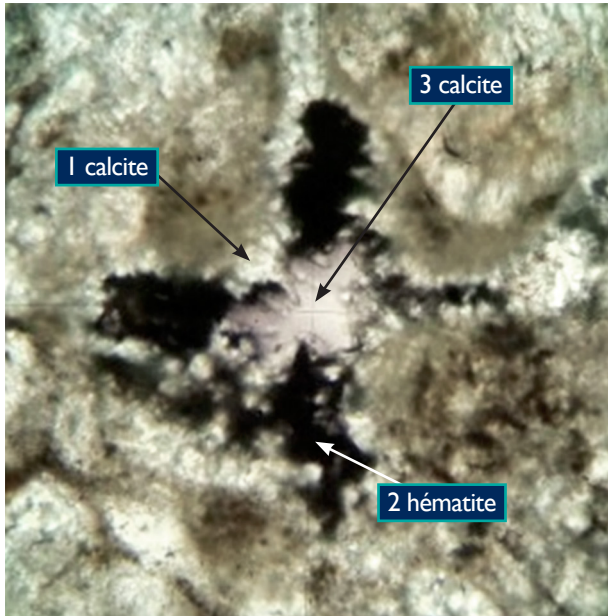


Figure 25 - Deux générations de calcite séparées par de l'hématite.

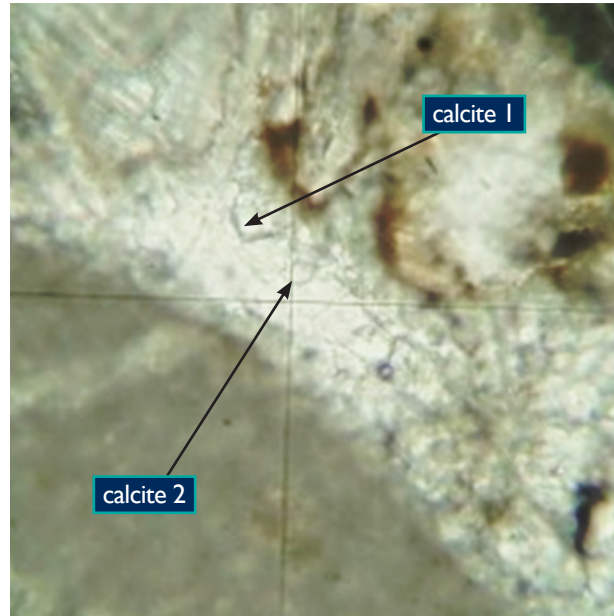


Figure 26 - Deux générations de ciment de calcite, la première (calcite 1) comme frange bordant les pores, la deuxième (calcite 2) comme occlusion totale du pore.

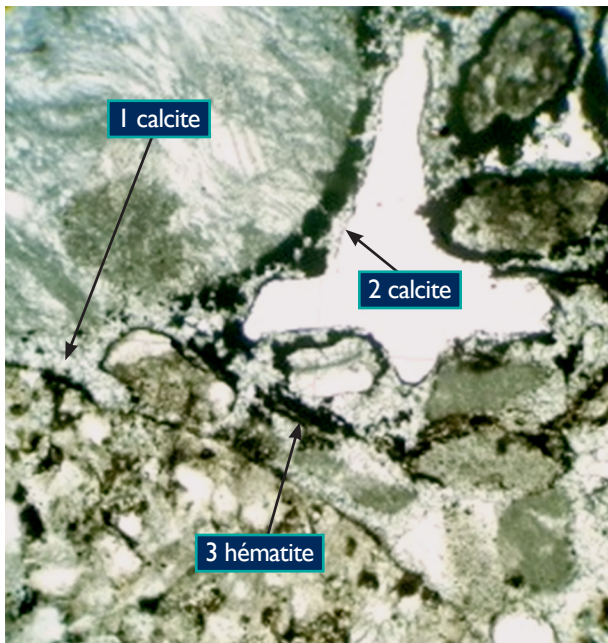


Figure 27 - Porosité secondaire créée par lessivage partiel de la calcite néoformée.



Figure 28 - Le grès c repose, dans une petite dépression, directement sur le conglomérat sommital de a. L'induration de a et de c est synchrone parce que solidaire des deux couches (tranchée E).

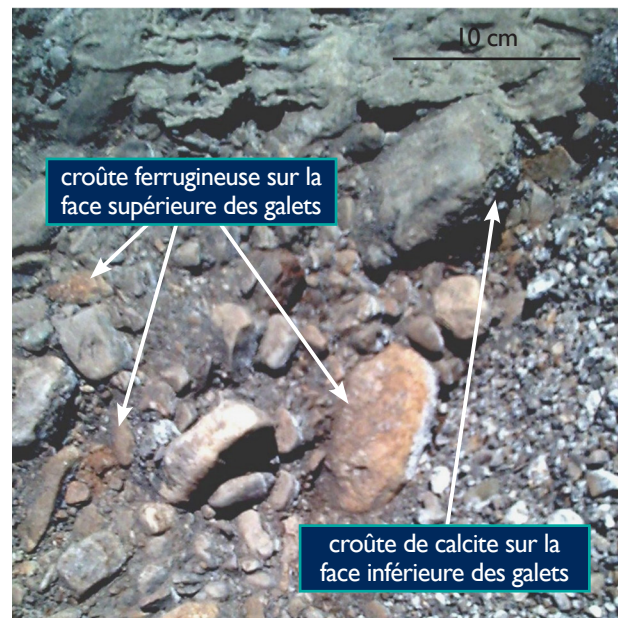


Figure 29 - A gauche, aspect général de la couche a sur la coupe N (fig. 12): contacts jointifs des galets, triage moyen des composants. La couleur brun-clair provient du film d'hématite/hydroxyde de fer recouvrant les faces supérieures des galets. A droite, détail de galets recouverts de calcite sur la face inférieure et d'hématite/hydroxyde de fer sur la face supérieure.

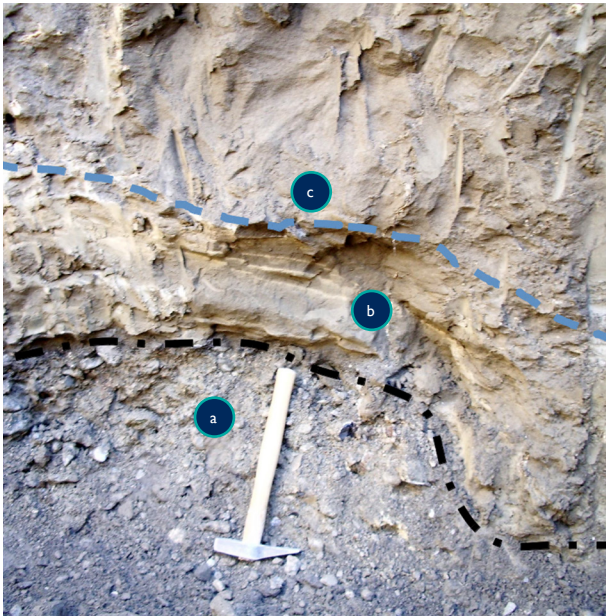


Figure 30 - Sanetsch 46, coupe L. La couche b repose sur a et est recouverte en discordance par c.

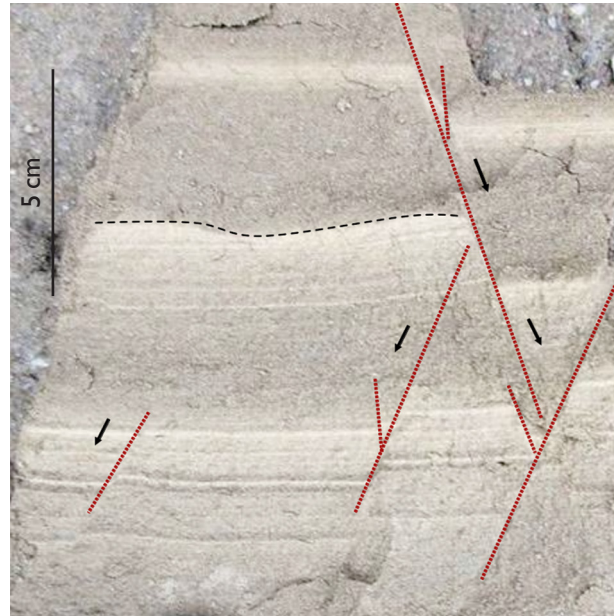


Figure 31 - Varves lacustres b, coupe L. Les cycles se terminent par des lamines argileuses de couleur blanche (pas individuellement analysées). Les fractures synsédimentaires sont dues à la compaction et à la perte d'eau interstitielle.

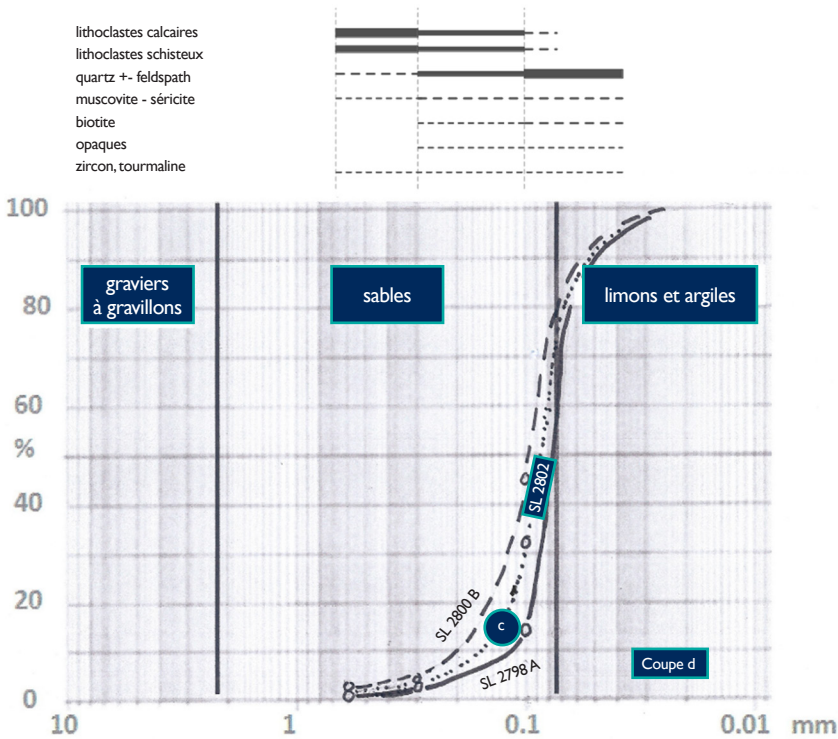


Figure 32 - Courbes granulométriques d'échantillons de la couche c (meuble) et distribution des constituants. Sans surprise, les lithoclastes calcaires et schisteux abondent dans les fractions grossières, tandis que quartz, muscovite, etc. sont enrichis dans les fractions fines, ce que reflète l'épaisseur des lignes horizontale. La forme de la courbe reflète l'excellent classement. Le diamètre médian se situe aux environs de 0.08 mm.

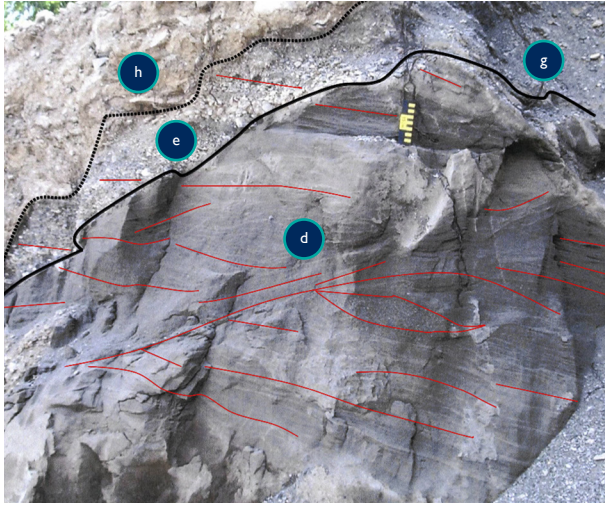


Figure 33 - Stratification entrecroisée de d, coupe en partie oblique par rapport à la direction du courant (coupe A, fig. 13).

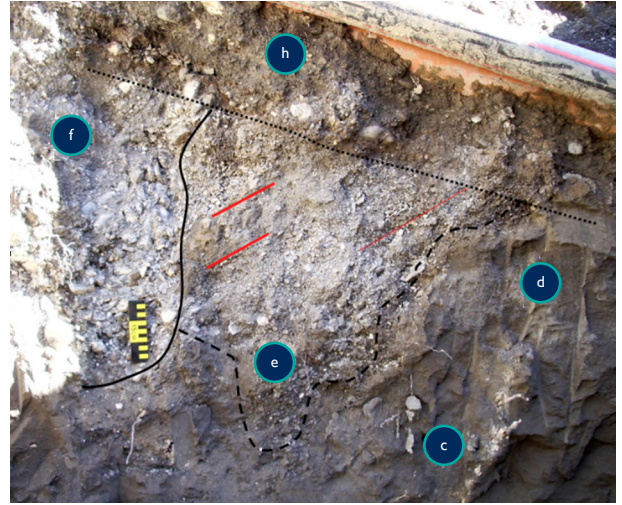


Figure 34 - Contacts érosifs, c, d, e, f et h sur la coupe L (fig. 12). Les chenaux d'érosion à la base des couches e et f prolongent ceux de la coupe C. Le pendage des graviers e est bien visible.

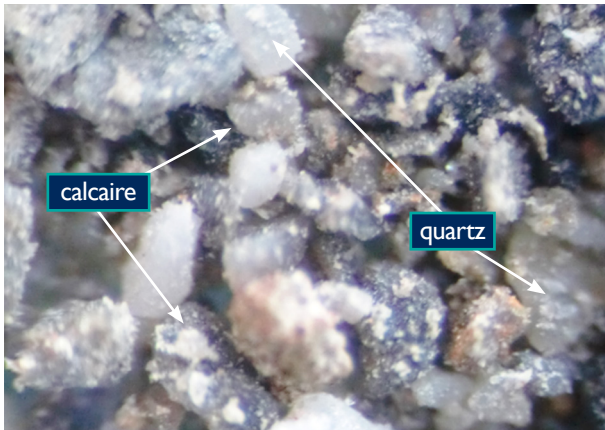


Figure 35 - «Farine glaciaire» sur grains de la fraction sableuse. SL 2804, coupe C (fig. 14).

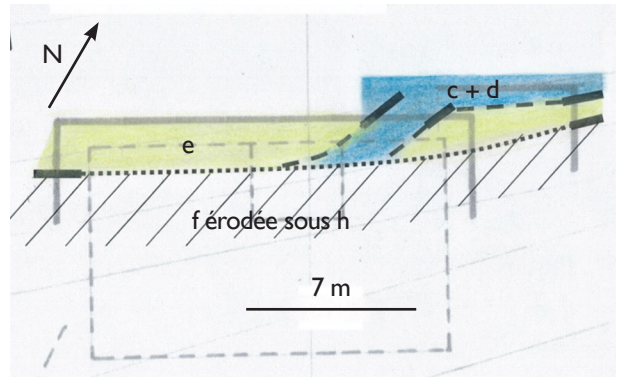


Figure 36 - Ecorché à la base de f montrant la trace du chenal f creusé dans les couches c et d. La couche e est partiellement érodée au contact avec f, elle-même érodée sous h (terre de vigne). Trait noir épais = observé.

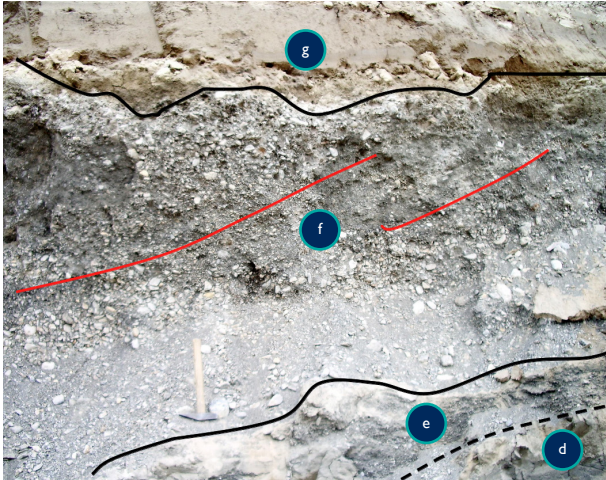


Figure 37 - Le pendage sédimentaire des strates de gravier indique un sens du courant de droite (NE) à gauche (SO). Coupe B, fig. 14.

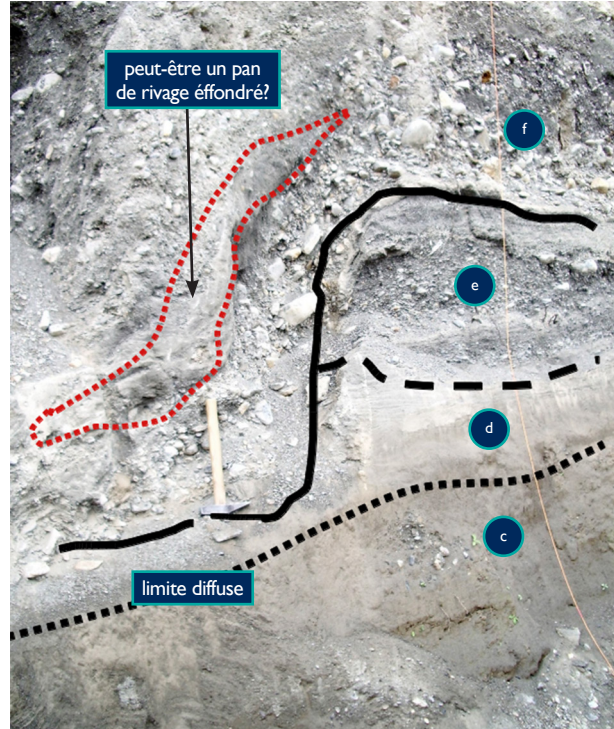


Figure 38 - Détail de la Coupe B (fig. 14). Flanc est du chenal f. La surface d'érosion est sub-verticale et orientée vers l'Est. A noter le plaquage des galets contre la surface de la paroi. Il s'agit probablement du flanc externe du chenal.

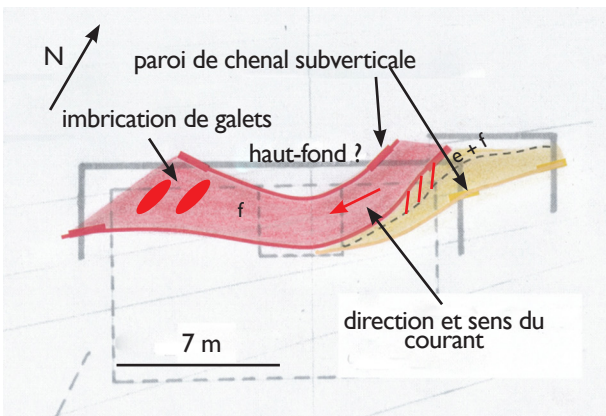


Figure 39 - Parcours approximatif, projeté verticalement, des chenaux remplis de gravier e (jaune) et f (rouge). Dans la zone e+f, les chenaux sont superposés. Trait court épais = observé.



Figure 40 - Croûte de calcite déposée sur la face inférieure des galets. Longueur de la réglette 15 cm. Toit de f, coupe D (fig. 12).

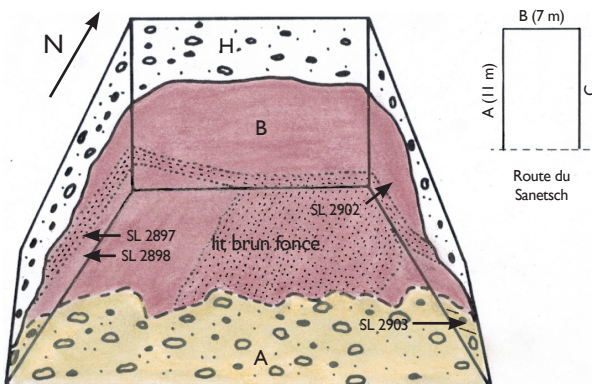


Figure 41 - Perspective éclatée de l'affleurement de Sanetsch 10, montrant la disposition des diverses couches (A, B, H) et les emplacements des échantillons.

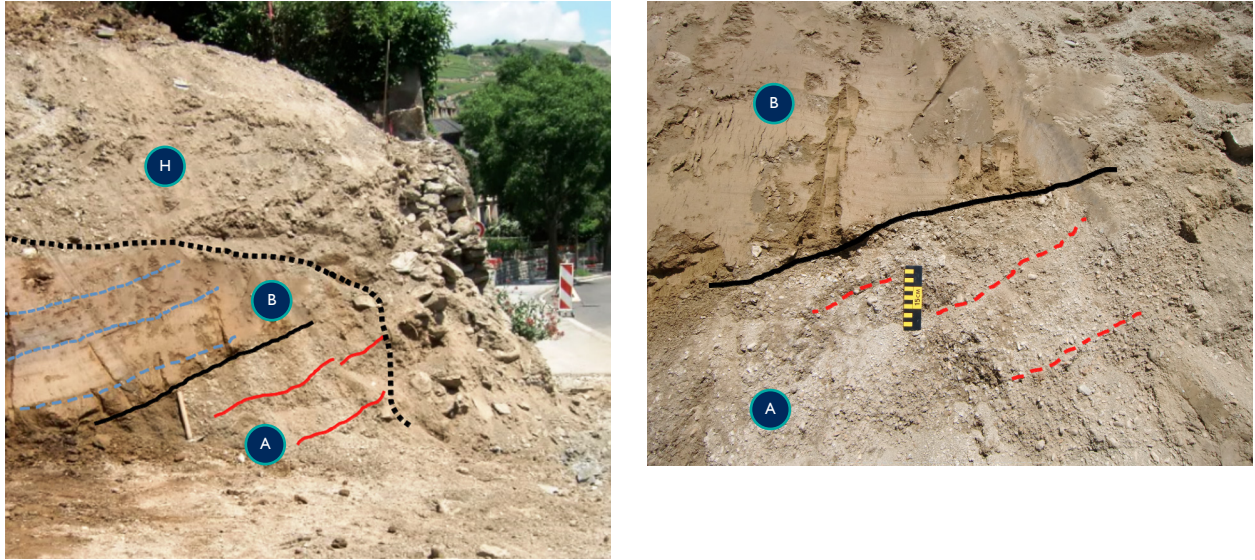


Figure 42 - S10. Le loess B est légèrement incliné vers le N, un peu moins que le pendage apparent du contact entre A et B, qui atteint 20°. A droite, détail de ce contact où apparaissent plus clairement le rabotage et la discordance. Longueur de la règlette: 15 cm.

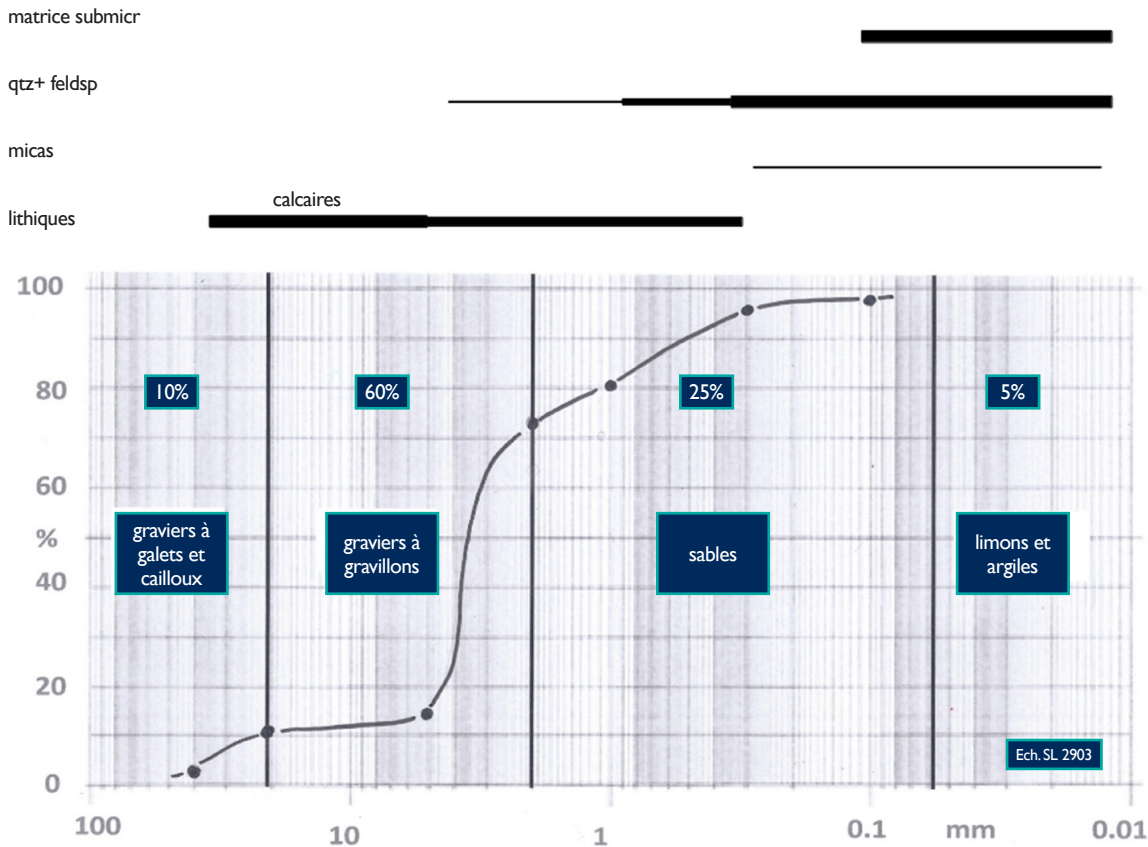


Figure 43 - Courbe granulométrique de type logarithmique de l'échantillon SL 2903 et composition des diverses fractions. L'inflexion de la courbe dans la fraction des graviers à gravillons est probablement due à la faible quantité analysée. Le pauvre classement est évident et indique un transport «en vrac». Au sommet du diagramme, abondances relatives des constituants dans les différentes fractions (épais = abondant, mince = présent).



Figure 44 - Gravier à composants jointifs, émoussés, sphériques à allongés et plutôt mal classés. Marteau au centre de l'image.

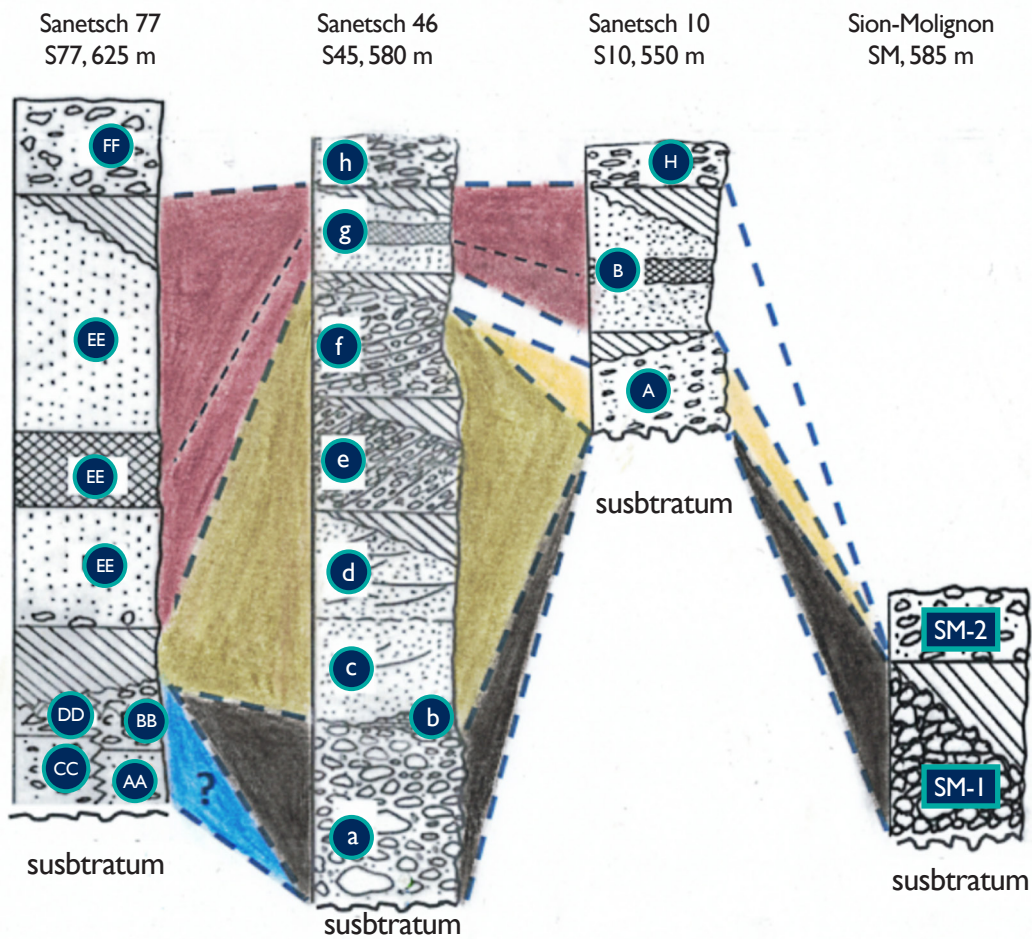


Figure 45 - Corrélation proposée des quatre séquences analysées. Explications dans le texte.

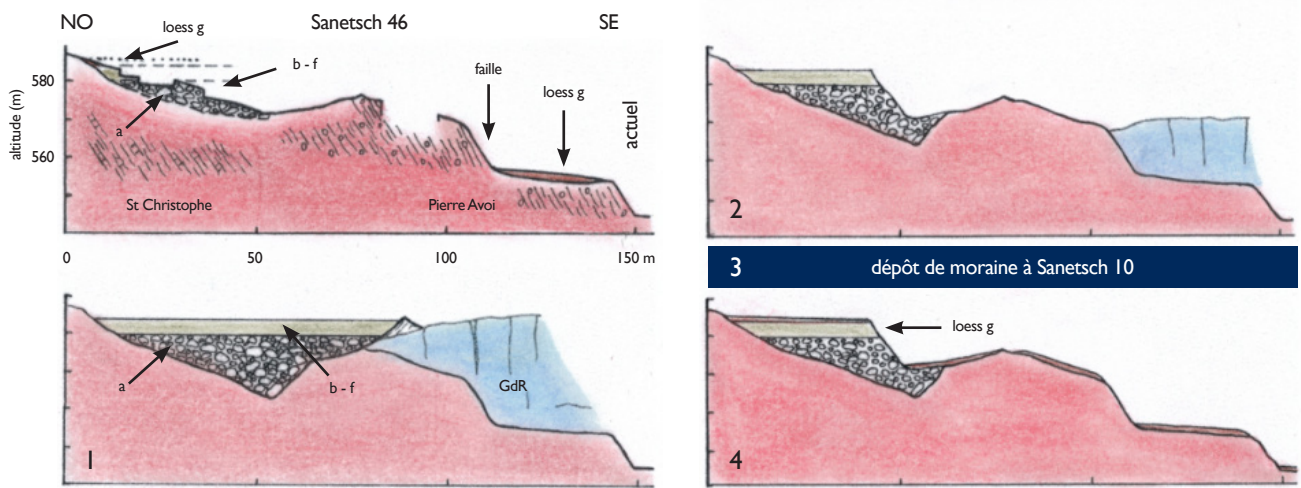


Figure 46 - Histoire du Tardiglaciaire de S46 à S10, jusqu'au dépôt du loess. Explications dans le texte.

Tableau 2 - Composition, par diffractométrie, d'échantillons représentatifs des fractions inférieures à 1.5 mm des couches BB, DD et EE. Commentaires :

- SL 3105 inclut probablement des fractions sableuses ;
- SL 3092 contenu élevé en quartz d'origines locale et distale. Présence notable de smectite;
- SL 3085, 3087 et 3096 compositions comparables, abondants phyllosilicates et présence de feldspaths;
- SL 3097 contenu élevé en quartz et feldspath. Présence notable de smectite, amphibole et serpentine ;
- SL 3093 loess avec contenu élevé en quartz et feldspaths, et présence d'amphibole et serpentine.

lithostratigraphie	lithologie				
	lithologie	triage	matrice	milieu de dépôt	remarques
	sol de vigne/éboulis				
	limon beige (loess)	excellent		éolien	composition habituelle: quartz, feldspaths, biotite, muscovite, tourmaline, zircon sur toute la couche de loess
	limon brun foncé (loess)	excellent		éolien et prairie	~0.5 m de couleur brun-foncé riche en radicelles parallèle à la topographie sous-jacente
	limon beige verdâtre (loess)	excellent	argile	éolien	argileux
	EE gravier grossier	pauvre	sable/limon + loess	torrentiel, lacustre	petits gastéropodes (mm)
	DD gravier remanié	pauvre	sable/limon + loess	torrentiel, lacustre	petits gastéropodes (mm)
	CC gravier fin	pauvre	limon + argile	torrentiel	galets angulaires
	BB sable graveleux	pauvre	limon + argile	torrentiel, lacustre	inclut un lit argileux de ~0.1 m d'épaisseur

Tableau 1 - S77. Tardiglaciaire et loess : composition, texture et milieu de dépôt.

Roche totale (% poids) Dosage semi-quantitatif, méthode de l'étalon externe								
Ech SL	Couche	Phyllosilicates	Quartz	Feldspath-K	Plagioclase-NA	Clacite	Dolomite	Indosés
3105	BB argile	19.1	33.4	0.0	9.6	35.0	1.1	1.7
3092	BB sable	18.0	40.7	1.2	5.0	30.2	2.3	2.5
3085	DD	48.9	23.0	2.6	4.9	19.6	0.0	1.0
3087	DD	29.2	24.8	1.6	11.2	30.2	0.8	2.2
3096	DD	24.8	33.7	1.5	3.1	29.6	4.6	2.6
3097	EE	20.9	44.5	3.4	25.0	3.5	0.5	2.2
3093	FF	3.6	69.3	4.1	20.7	0.0	1.1	1.2

Minéraux accessoires				Phyllosilicates (CPS)		
Ech SL	Couche	Amphibole	Serpentines	Smectite	Mica	Chlorite
3105	BB argile	0	0	0	148	0
3092	BB sable	0	0	160	510	445
3085	DD	41 (?)	0	0	587	241
3087	DD	0	0	0	633	588
3096	DD	0	0	0	459	447
3097	EE	57	42	163	412	1226
3093	FF	95	130	0	1185	959

lithostratigraphie	lithologie	structures sédimentaires	contact inférieur	milieu de dépôt	remarques
	sol de vigne/éboullis		érosif		~ 0,5 m avec abondants débris de végétaux autochtones et rares débris de bois calciné allochtones
	limon (loess)	stratification due à une pigmentation d'origine végétale	érosif sur surface subhorizontale. Discordance régionale	éolien avec épisode de végétation	
	gravier grossier; rares passées sableuses	ébauches de stratification et de granoclassement	érosif	rivière torrentielle	au toit, faces inférieures des galets recouverte d'un film de calcite + argonite
	gravier; passées sableuses	stratifié, pendage ~ 25° vers NO; lits granoclassés	érosif	rivière à haute énergie, courant laminaire	
	sable fin, gris sec; passées de gravier fin	stratification entrecroisée	concordant à légèrement érosif	rivière à énergie modérée	
	sable/grès très fin, brun-clair, humide	homogène, stratification peu visible		rivière très calme	à la base, certains lits cimentés par de la calcite
	sable/limon extr. fin (varves)	lamination	érosif	lac	certains lits cimentés par de la calcite
	gravier à blocs et galets	ébauches de stratification et d'imbrications	pas observé, très probl. sur l'Unité de la Pierre Avoi	rivière torrentielle	au toit, environ 30cm cimentés par de la calcite. Plus bas et localement films de calcite + aragonite et d'hématite/hydrox. de Fe

Tableau 3 - S46. Lithologie, structures sédimentaires et milieu de dépôt des couches a à g.

Tableau 5 - Composition (% poids) minéralogique, par diffractométrie, de la couche b. Echantillons représentatifs de la coupe L: SL 2833 et 2839 sont peu indurés, SL 2835 est meuble. Indosés (standards insatisfaisants) = amphiboles, serpentine, goéthite, certains phyllosilicates, feldspaths complexes, matière organique et colloïdale, et hydroxydes de fer mal cristallisés (sols). I .C. = indice de cristallinité de l'illite-smectite (2 tête), fraction < 2µ. Les interstratifiés de type illite-smectite contiennent entre 5 et 10 % de couches gonflantes. Le contenu en calcite et en quartz ne varie pas systématiquement entre échantillons meubles et échantillons légèrement cimentés, conséquence probable de la variabilité du contenu détritique.

Roche totale (% poids)											
Ech. SL	Couche	Chlorite	Mica	Illite Vermic?	Quartz	Feldspath -K	Plagioclase -Na	Calcite	Dolomite	Indosés	Total
2798	c	20.2	21.9	0.0	22.5	1.1	2.9	27.4	1.6	2.5	100.0
2800	c	17.0	21.4	0.0	22.9	1.1	0.8	30.9	2.6	3.4	100.0
2836	c	14.6	19.3	0.0	15.8	0.3	5.4	37.1	1.2	6.3	100.0

Ech. SL	Fraction < 2 mu (% poids)						Fraction 2-16 mu (% poids)				
	Mica	Chlorite	Illite smectite	Illite Vermic.	Serpentine	I.C. (*2 teta)	Mica	Chlorite	Serpentine	Paragonite	
2798	59.7	27.5	7.3		3.8	1.8	60.1	35.5	0	4.4	
2836	59.9	27.7	7.7	4.7	0.0	0.21	47.1	35.5	11.8	5.7	

Tableau 6 - Composition, par diffractométrie, de sables et grès de la couche c. SL 2798 (coupe A, fig. 4a) et SL 2800 (coupe B, fig. 3) sont meubles, SL 2836 (coupe L, fig. 2) est induré. Les interstratifiés de type illite-smectite contiennent entre 5 et 10 % de couches gonflantes.

Roche totale (% poids)											
Ech. SL	Couche	Chlorite	Mica	Illite Vermic?	Quartz	Feldspath -K	Plagioclase -Na	Calcite	Dolomite	Indosés	Total
2799	d	9.7	10.3	0.0	24.8	0.0	5.2	43.1	3.7	3.1	100.0
2801	d	16.3	13.8	0.0	18.6	0.0	0.9	27.0	1.6	21.8	100.0
2830	d	9.1	11.7	0.0	28.2	0.6	1.9	41.0	1.8	5.8	100.0

Ech. SL	Fraction < 2 mu (% poids)						Fraction 2-16 mu (% poids)				
	Mica	Chlorite	Illite smectite	Illite Vermic.	Serpentine	I.C. (*2 teta)	Mica	Chlorite	Serpentine	Paragonite	
2799	54.2	20.4	12.6	12.9	0.0	0.26	59.9	29.5	4.2	6.5	
2830	61.7	22.0	6.5	9.9	0.0	0.25	56.0	36.8	1.2	6.0	

Tableau 7 - Composition (% poids) minéralogique, par diffractométrie, de la couche d. Echantillons récoltés sur les coupes A, B et M. Les interstratifiés de type illite-smectite contiennent entre 5 et 10 % de couches gonflantes.

Roche totale (% poids)											
Ech. SL	Couche	Chlorite	Mica	Illite Vermic?	Quartz	Feldspath -K	Plagioclase -Na	Calcite	Dolomite	Indosés	Total
2804	e	17.0	19.1	0.0	16.9	0.0	0.0	23.1	1.3	22.6	100.0

Tableau 8 - Composition, par diffractométrie, de la fraction sableuse de la couche e.

Tableau 11 - S10. Composition, par diffractométrie, de la fraction fine de la couche A. Indosés (standards insatisfaisants) = amphiboles, serpentine, goethite, certains phyllosilicates, feldspaths complexes, matière organique, colloïdale, et hydroxydes de fer mal cristallisés (sols).

I.C. = indice de cristallinité de l'illite-smectite, fraction < 2 mu.

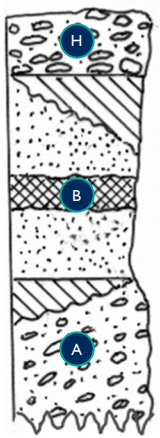
lithostratigraphie	lithologie				
	lithologie	structures sédimentaires	contact inférieur	milieu de dépôt	remarques
	sol de vigne/éboulis		érosif		
	limon (loess) beige avec un lit brun foncé	stratification due à pigmentation d'origine végétale	érosif; discordance régionale	éolien avec épisode de végétation	~ 0.5 m avec rares débris de végétaux autochtones et débris de bois calciné allochtones (datés 11600-11200 BP cal)
	gravier gris-beige sec	ébauches de stratification à contre-pente	pas observé, mais certainement sur le Pennique inférieur		aucune cimentation observée

Tableau 9 - S10. Lithologie, structures sédimentaires et milieu de dépôt des couches A à H.

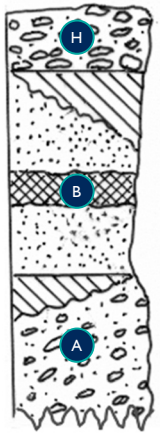
lithostratigraphie	texture des grains ou galets								matrice					
	granulométrie				triage		émoussé		sphéricité		constituants		minéraux argileux	débris de plantes
	sable/matrice		galets		pvr	bon	faible	fort	basse	haute	cal-caires	qtz/felds		
	f	g	f	g										
														
													voir tab II	

Tableau 10 - S10. Texture et composition des couches A à H.

f: fin / g: grossier / pvr: pauvre / qtz: quartz / felds: feldspath

Roche totale (% poids)											
Ech.SL	Couche	Chlorite	Mica	Illite Vermic?	Quartz	Feldspath -K	Plagioclase -Na	Calcite	Dolomite	Indosés	Total
2903	A	16.56	18.56	0.0	20.7	0.4	1.6	25.9	0.0	16.3	100.0
Ech.SL	Fraction < 2 mu (% poids)						Fraction 2-16 mu (% poids)				
	Mica	Chlorite	Illite smectite	Illite Vermic.	Serpentine	I.C. (*2 teta)	Mica	Chlorite	Serpentine	Paragonite	
2903	68.0	22.2	1.6	8.3	0.0	0.2	60.1	36.5	1.4	2.1	