Synthèse et conclusions générales

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Cahiers d'archéologie romande**

Band (Jahr): **154 (2014)**

PDF erstellt am: **28.05.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Chapitre VIII

Synthèse et conclusions générales

8.1 Les processus de sédimentogenèse et de morphogenèse sur le site de Brig-Glis / Gamsen

Le site de Brig-Glis / Gamsen, en position de piémont, a enregistré une large gamme de processus morphogénétiques au cours des quinze derniers millénaires. Certains sont directement liés à la nature du substrat local (solubilité des évaporites, altérabilité et friabilité des calcschistes), d'autres sont fortement marqués par le contexte topographique local (activité des petits bassins versants du flanc nord du Glishorn) ou régional (proximité de la jonction du bassin d'Aletsch avec la plaine du Rhône). Enfin, ces processus ont été influencés par les implantations humaines au cours de la protohistoire et des périodes historiques.

La pédogenèse a également joué un rôle non négligeable durant les phases de biostasie, surtout dans des micro-milieux protégés de l'érosion.

L'impact humain a été à la fois direct (modification des profils d'équilibre et des trajectoires des flux hydriques par les terrassements, endiguements, canalisations) et indirect (modification vraisemblable du couvert végétal sur les bassins versants, entraînant une modification de l'intensité des transferts).

8.1.1 Les grands processus de transfert de matériaux depuis les bassins versants: la dynamique gravitaire et le charriage torrentiel

Parmi les grands types de sédimentation qui ont contribué à façonner le relief actuel du site de Gamsen, quatre d'entre eux ont eu une influence spatiale et temporelle limitée:

- la sédimentation lacustre proglaciaire aux extrémités orientale et occidentale du site, durant le Tardiglaciaire;
- la sédimentation fluvio-glaciaire, aux mêmes emplacements que la précédente et à la même période;
- la sédimentation alluviale rhodanienne à l'époque moderne dans la partie aval du site;
- la sédimentation alluviale de la Gamsa à l'ouest du site à des périodes récentes.

Les charriages torrentiels et surtout les phénomènes gravitaires ont, par contre, fortement impacté le site.

8.1.1.1 Les processus gravitaires

Les processus gravitaires ont eu une grande importance tout au long de l'histoire du piémont et dans chacun des domaines morpho-sédimentaires étudiés. Ils présentent des faciès sédimentaires divers, depuis l'écroulement tardiglaciaire jusqu'aux colluvions à faibles déplacements sur les flancs des cônes, en passant par les laves torrentielles récurrentes. Ceci tient en grande partie au contexte de piémont du site et à son environnement géomorphologique.

Comme l'a souligné Theler, les petits bassins versants alpins se caractérisent par des contextes à grande variabilité géomorphologique, où les processus sont amplifiés par les fortes pentes (des dénivelés importants engendrent une énergie potentielle élevée) ainsi que par la présence de stocks sédimentaires facilement mobilisables, hérités de la dernière période glaciaire [183]. La déstabilisation des versants après le retrait glaciaire (importante masse tassée et écroulée), l'environnement périglaciaire, la disparition progressive du pergélisol et le faible couvert végétal ont favorisé les coulées de solifluxion au Tardiglaciaire. Par la suite, à l'Holocène, les laves torrentielles ont remobilisé à plusieurs reprises les matériaux meubles présents en amont (placages morainiques, masses de terrain mal stabilisées des glissements et des tassements). Dans ce contexte, la qualité médiocre du substrat rocheux (calcschistes assez friables) a contribué à fournir des matériaux facilement érodables. Les laves torrentielles ont pu recouvrir de grandes surfaces et leur rôle dans la morphologie du relief du piémont tel que nous le percevons aujourd'hui est loin d'être négligeable.

L'ensemble des caractéristiques rhéologiques de ces matériaux (écoulement laminaire et monophasique, fluide «à seuil», densité et viscosité élevées, cisaillements non pas à la base de la coulée mais entre le «radeau» rigide et la zone périphérique d'écoulement laminaire) explique que les coulées de boue, surtout dans la partie qui s'étale en lobe, ont tendance à fossiliser les surfaces qu'elles recouvrent et non pas à les démanteler. Notons qu'une coulée comparable à la lave torrentielle TL614+TL261 représente un apport de plusieurs milliers de tonnes de matériaux. D'autre part, ces matériaux, très cohésifs, présentent assez peu de prise à l'érosion. La pauvreté en matière humique ainsi que la forte cohésion des matériaux apportés rend la zone recouverte peu propice à une reprise rapide du couvert végétal.

Les colluvions, qui résultent quant à elles de déplacements lents, consistent généralement en une succession de nappes de faible épaisseur, souvent interstratifiées avec d'autres dépôts (sols enfouis, alluvions torrentielles, niveaux anthropogènes).

8.1.1.2 Le charriage torrentiel: les crues torrentielles

Lors des périodes de recrudescence de l'activité torrentielle dans le bassin versant, consécutives à des convergences de phénomènes météorologiques exceptionnels (précipitations intensives, fontes de neige, etc.), les processus physiques qui interviennent concernent principalement les flux hyperconcentrés. Ce sont des écoulements turbulents, pouvant occasionner des dommages importants dans les zones habitées des cônes.

Les érosions au moment des crues sont dues à un excès de turbulence: creusements de chenaux (incisions «à l'emporte-pièce»), non seulement dans la partie apicale des cônes mais aussi jusque dans leurs zones distales. Les déplacements de blocs, parfois de grande taille, se font par traction dans le fond des chenaux; la sédimentation par excès de charge peut entraîner le comblement de ces chenaux sur une partie de leur lit et l'épandage de matériaux en larges nappes sur les flancs du cône, par débordement latéral.

183 Theler 2010.

8.1.2 Sédimentation et déformation

Les déformations des strates sédimentaires observées et étudiées dans divers domaines morpho-sédimentaires du site méritent une courte synthèse concernant leur classification, leur genèse ainsi que leurs contextes environnementaux et chronologiques.

8.1.2.1 Classification et relation temporelle entre les processus de sédimentation et de déformation

Les processus de déformation décrits sur le site de Gamsen (fig. 46, 47, 113 et 114) peuvent être classés, selon la classification de Nagtegaal[184], en trois groupes distincts:

- ***les structures synsédimentaires*** au sens strict, pour lesquelles sédimentation et déformation sont contemporaines;
- ***les structures métasédimentaires*** pour lesquelles les déformations sont dues aux contraintes liées à la surimposition d'une strate sur une autre, dans un laps de temps court;
- ***les structures postsédimentaires.*** Dans ce dernier cas, les déformations interviennent après la fin des processus sédimentaires.

Déformations synsédimentaires et dépôts turbides

Dans le contexte du comblement de la dépression karstique, les taux de sédimentation élevés et une forte déclivité du terrain favorisent, au cours du processus de sédimentation, des glissements de lamines à l'intérieur d'une même strate, conduisant à la formation des *convolute laminations*, lorsque de petits paquets de sédiment se désolidarisent du substrat et glissent vers l'aval.

Déformations métasédimentaires, dynamique gravitaire et figures de charge

Dans la séquence tardiglaciaire, comme dans la séquence de comblement de la dépression karstique à des échelles différentes, la grande majorité des déformations plastiques (structures diapires, injections, structures en poches et pseudo-nodules) résultent de la surcharge localisée de sédiments denses sur des strates de sédiments moins denses.

Les sédiments mis en place par dynamique gravitaire (laves torrentielles, coulées de débris) se caractérisent, du point de vue de leur granularité (courbe granulométrique rectilinéaire, médiane et *sorting index* élevés) par une représentation de toutes les fractions, des blocs jusqu'aux fines. Ceci a pour conséquence une forte densité et une faible porosité de ces matériaux, les vides interstitiels entre les particules d'une taille donnée étant occupés par des particules de taille inférieure. Ces matériaux se superposent à des sédiments saturés en eau, de granularité plus fine, présentant un meilleur classement granulométrique, donc une densité plus faible et une fluidité plus grande. D'autre part, du point de vue temporel, cette surimposition de matériaux de densité différente se fait dans un laps de temps court. La conjonction de ces conditions est favorable à la formation de figure de charge.

Déformations postsédimentaires, glace morte et karst du gypse

Les deux exemples rencontrés à Gamsen ont ceci en commun qu'ils se présentent sous forme de structures de «collapse» par soutirage basal suite à des disparitions de masses de matériaux (glace, évaporites) sous-jacents. Ces types de déformations postsédimentaires, où dynamiques souples et cassantes coexistent, nécessitent la disparition relativement rapide de matériaux par fonte (glace) ou dissolution (gypse et anhydrite):

184 Nagtegaal 1965. L'auteur se base sur la relation chronologique entre processus sédimentaires et déformations.

– la disparition de lentilles de glace morte crée des structures de «collapse» dans les séquences sédimentaires qui recouvraient alors de façon uniforme le substrat et la glace. Les failles normales y sont fréquentes, de même que les glissement rotationnels.
– la mise en solution du gypse et de l'anhydrite par les eaux météoriques crée également des vides dans le substrat sous-jacent. La vitesse de dissolution est maximale dans le fond des dolines et des petites ravines où elle peut alors être de l'ordre du millimètre par an [185].

Déformations postsédimentaires, les cryoturbations
Ce cas de figure n'a été rencontré que de façon accessoire dans la séquence glacio-lacustre tardiglaciaire de Waldmatte-ouest, où il a pu être corrélé avec des structures cryogéniques mises en évidence par la micromorphologie.

8.1.3 L'impact anthropique: l'aménagement en terrasse et la taphonomie

Au cours de la protohistoire et de l'histoire, un jeu complexe entre destruction et conservation s'est opéré sur les flancs des cônes: l'aménagement en terrasses (excavation en amont avec des pentes de l'ordre de 25° à 30°, remblaiement en aval avec des matériaux mal stabilisés, horizontalisation de plate-formes de plusieurs dizaines de mètres carrés) a créé une rupture temporaire dans le profil d'équilibre des cônes (pente régulière moyenne de 10° à 12°). Dans un deuxième temps, cet aménagement en gradins a favorisé le piégeage de la sédimentation naturelle, gardant la trace d'événements qui auraient été, sans cela, oblitérés de l'enregistrement sédimentaire. Ce processus, répété au cours du temps à la suite de l'aménagement successif de nouvelles terrasses qui tronquent fréquemment les anciennes, a entraîné un enregistrement sédimentaire en mosaïque dans l'espace. La séquence sédimentaire naturelle totale enregistrée est de ce fait plus complexe et plus complète du fait des terrassements sur les flancs de chacun des cônes: l'homme, par ses activités, est ainsi devenu un agent involontaire de l'enregistrement sédimentaire sur le site.

8.2 Chronostratigraphie, temps écoulé, temps enregistré

Nous avons déjà évoqué au cours du premier chapitre la question des jalons chronologiques qui nous ont permis de sérier la dynamique sédimentaire du site dans son cadre temporel et la disparité dans leur fréquence tout au long de cette séquence. La synthèse de l'analyse stratigraphique nous amène à quelques réflexions concernant le rapport entre le temps écoulé, le temps mesuré et le temps enregistré [186]. Celles-ci concernent d'une part la séquence qui va du Tardiglaciaire à nos jours, c'est-à-dire une quizaine de millénaires, d'autre part les quatre derniers millénaires de l'histoire du site.

Durant près de dix millénaires, du Tardiglaciaire aux premières occupations du Hallstatt, les jalons chronologiques sont extrêmement rares et les événements enregistrés dans la séquence sédimentaire et pédo-sédimentaire sont mal calés; durant le millénaire suivant, par contre, les jalons sont abondants et permettent une sériation détaillée. Cependant, les temporalités des processus géomorphologiques, sédimentaires et pédologiques enregistrés ne sont pas toutes équivalentes [187]. Pour décrire les mécanismes à processus-réponse en géomorphologie fluviale, Amoros et Petts ont défini le *temps instantané* (< 1 an), le *court terme* (10 à 100 ans), le *moyen terme* (1000 à 10 000 ans) et le *long terme* (> 100 000 ans) [188]. Dans la séquence étudiée à Gamsen, nous sommes dans le *moyen terme* lorsque nous mettons en

185 Rovéra 1993; Nicod 1993; Chardon 1996; Delannoy 1996.

186 Bertrand et Bertrand 1997; Bertrand 2002.

187 Le Coeur *et al.* 1997.

188 Amoros et Petts 1993.

évidence la séquence pédo-sédimentaire des sols enfouis holocènes, dans le *court terme* lorsque nous pouvons sérier une séquence où alternent habitat, activité torrentielle et colluvionnement sur les cônes et dans l'*instantané* quand nous pouvons mettre en évidence la destruction des occupations par des crues torrentielles ou le recouvrement du terrain par une lave torrentielle. De plus, ces temporalités interfèrent entre elles: le temps court «*est lui-même hétérogène et comprend un temps de préparation lent (de plusieurs années), un temps de déclenchement bref (minutes, journées) et un temps de stabilisation lent (mois, années)*»[189]. Sur le terrain, ces différents enregistrements du temps écoulé se côtoient et se superposent, et il n'est pas aisé de faire la part des uns et des autres. Il s'ensuit des phénomènes de biaisages et de distorsions dans la lecture des enregistrements des événements naturels et des faits d'origine anthropique qu'il n'est pas toujours possible, par manque de référentiels, de mettre en évidence[190]. Les enregistrements sédimentaires ne constituent qu'une partie du temps écoulé et le temps enregistré y est hétérogène[191]. La caractérisation précise des faciès sédimentaires dans l'analyse d'une succession stratigraphique sur les cônes torrentiels (colluvions, dépôt de ruissellement, lave torrentielle, charriage torrentiel) permet de discriminer d'une part les processus relativement lents, nécessitant des temps de sédimentation de l'ordre de quelques décennies (colluvionnements), d'autre part les processus brefs, de mise en place rapide (ruissellements, laves et charriages torrentiels). Il faut cependant garder à l'esprit que ces phénomènes quasi instantanés (crue torrentielle, coulée de boue) sont à mettre en rapport avec ce qui s'est passé durant le «*temps de préparation*» qui a précédé ce «*temps de déclenchement*» (modification de l'équilibre du bassin versant, amorce d'une péjoration climatique). En parallèle et en intercalation, cette temporalité hétérogène concerne également les faciès sédimentaires d'origine anthropique (remblais de terrassements, occupation, incendie, détérioration lente des élévations après abandon), cette temporalité s'inscrivant dans *l'instantané* (mise en place de remblai, incendie) ou dans le *court terme* (occupation, abandon).

Le référentiel temporel qui a permis l'étude de la dynamique des cônes durant les quatre derniers millénaires est basé sur le phasage des occupations humaines établi par l'archéologie. Sans entrer dans une réflexion concernant les problèmes inhérents à l'établissement d'un phasage basé sur la typo-chronologie (validité des dates des *terminus post quem,* etc.), nous voudrions mentionner le fait que les bases de la sériation temporelle ne conduisent pas à une représentation rectilinéaire du rapport entre la distribution des phases définies et le temps écoulé. Il ressort que l'activité hydrodynamique des cônes a pu être sériée avec une meilleure maille temporelle pour les périodes d'occupation dense que pour les périodes de faible occupation humaine. Pour la séquence du Premier âge du Fer, la sériation chronologique établie par l'archéologie permet de descendre au quart de siècle, voire à la décennie[192]. Il en est de même pour la séquence du début de l'époque romaine. Pour le Moyen Âge et l'époque moderne, le manque de jalons chronologiques empêche d'établir une sériation fine de la dynamique torrentielle. Si ce fait n'a que peu d'importance pour les cônes de Breitenweg et de Waldmatte-est, pour lesquels cette période chronologique est peu représentée dans la séquence sédimentaire, les conséquences sont plus importantes pour l'histoire torrentielle post-romaine du cône de Waldmatte-ouest. La grande pauvreté en indices d'occupation humaine – sur une période qui représente un millénaire et demi – empêche, au moment de l'interprétation des données de terrain, d'affiner le découpage des phases naturelles dans cette séquence chronologique. Comme il a été démontré sur les sites lacustres du lac de Neuchâtel, les périodes d'occupation humaine induisent un effet de zoom qui concentre l'observation[193]. L'augmentation de la résolution chronologique liée à la présence de vestiges archéologiques permet de sérier des processus naturels qui auraient

189 Le Coeur *et al.* 1997.

190 Brochier 1999; Beeching et Brochier 2003.

191 Macaire 1990.

192 Nicoud et Curdy 1997.

193 Brochier 2010; Brochier et Moulin 2010.

peut-être été regroupés sans cela. À titre d'exemple, les phases torrentielles médiévales TO706 et TL706, sur le cône de Waldmatte-ouest, agrègent probablement des processus qui, faute d'interfaces anthropiques, n'ont pas pu être discriminés.

Sur les trois cônes torrentiels de Gamsen, l'épaisseur de la séquence sédimentaire qui va de 700/650 av. J.-C. (premières occupations du Hallstatt) à nos jours est relativement faible: cette puissance est comprise entre 1,5 m et 2,5 m. Les plans par périodes présentés au chapitre V (fig. 70, 71, 76, 80, 83, 86) montrent l'extension de la sédimentation torrentielle estimée durant les différents processus de sédimentation sur le cône de Waldmatte-ouest. C'est entre 600 av. J.-C. et 260/280 apr. J.-C. que s'est accumulée la majeure partie des dépôts torrentiels sur ce cône. Pour le cône de Waldmatte-ouest, c'est principalement la période qui suit le romain tardif qui est responsable des plus importantes accumulations torrentielles. En ce qui concerne les colluvionnements, leur dépôt se répartit sur les cônes assez régulièrement pendant les 2700 ans que représente cette période.

8.3 Le site Brig-Glis/Gamsen dans son cadre régional

8.3.1 La séquence lacustre proglaciaire de Gamsen replacée dans le contexte valaisan

Lors du dernier maximum würmien (LGM), les environs de Brig étaient recouverts d'une épaisse couche de glace: à la confluence du glacier d'Aletsch et du glacier du Rhône, la surface de la glace se trouvait à l'altitude de 2600 m à la verticale de Brig[194], permettant ainsi une diffluence d'une partie de la glace vers l'Italie par le col du Simplon (2040 m).

La chronologie alpine des stades de retrait immédiatement postérieurs au dernier maximum glaciaire a été définie de façon détaillée en Suisse orientale[195]. Cette succession est encore mal précisée dans les environs de Brig alors qu'une chronologie a pu être proposée pour les Préalpes vaudoises[196]. Les travaux déjà anciens effectués dans les Alpes valaisannes ont permis de mettre en évidence la succession des stades de retrait glaciaire: le stade des moraines externes, le stade des moraines internes basses, le stade des moraines internes intermédiaires et le stade des moraines hautes[197]. Plusieurs hypothèses ont alors été proposées, celle d'une déglaciation précoce (stade des moraines externes = Dryas ancien inférieur; stade des moraines intermédiaires = Dryas récent) étant la plus probable.

Au Dryas ancien inférieur, le glacier du Rhône s'était déjà retiré et la langue terminale du glacier d'Aletsch formait un vaste pétoncle dans la plaine du Rhône aux environs de Brig[198]. Dans cette région, ce stade a laissé de nombreux témoins, principalement au-dessus de Ried-Brig et de Termen, le long de la route du col du Simplon (entre 1100 et 1200 m d'altitude) et près du lieu-dit Burgspitz, ainsi qu'au débouché des gorges de la Saltina près du pont Napoléon (vers 800 m d'altitude)[199]. Le plateau de Ried-Brig/Termen devait alors être occupé par la langue terminale du glacier d'Aletsch jusqu'à l'altitude d'environ 1200 m - 1300 m et le front du glacier d'Aletsch devait se situer entre Gamsen et Brigerbad. Durant l'interstade du Bølling/Allerød, les conditions climatiques devaient permettre des fronts glaciaires très en retrait par rapport à ceux des périodes froides des stades des Dryas, avec des positions proches de celles de l'Holocène[200].

Lors de la récurrence attribuée au Dryas récent (stade d'Egesen), les grands glaciers du massif d'Aletsch, au nord (glaciers de Fiesch et d'Aletsch), dont les langues atteignaient toujours la vallée du Rhône[201] – elles en étaient encore sans doute très proche au Préboréal (stade de Kromer[202]) – contrastaient fortement

194 Kelly 2003; Kelly *et al.* 2004a; Couterrand 2010.

195 Maisch 1982; Ivy-Ochs *et al.* 2008, 2009.

196 Schoeneich 1998; Schoeneich *et al.* 1998.

197 Winistörfer 1977.

198 Burri *et al.* 1994, fig. 2.

199 Aubert 1980, pp. 127-133.

200 Schoeneich et *al.* 1998.

201 Burri 1987; Wohlfarth *et al.* 1994; Schoeneich et *al.* 1998.

202 Kelly *et al.* 2004b.

avec ceux du massif du Monte Leone / Hübschhorn, au sud: leur retrait avait déjà permis, dès le Bølling, la déglaciation de la région du col du Simplon, générant dans le Hopschusee (avant 12 000 BP cal, à plus de 2000 m d'altitude) une sédimentation lacustre dans laquelle, à travers l'enregistrement pollinique[203], la détérioration climatique du Dryas récent est bien marquée.

Sur le site de Gamsen, les premiers dépôts mis en évidence dans les domaines A, C et D correspondent aux matériaux issus de l'écroulement d'une partie du flanc nord du Glishorn; ils se sont mis en place au cours des phases de déglaciation, vraisemblablement en lien avec une détente des versants consécutivement à la disparition de la masse de glace qui occupait précédemment la vallée du Rhône, comme cela a été observé ailleurs[204]. Des écroulements de ce type sont assez fréquents en milieu montagnard[205] et en particulier dans les Alpes suisses[206], y compris à l'époque moderne avec, entre autres, le cas de Randa en 1991[207] et plus anciennement celui d'Elm, documenté en 1881 de façon pionnière par Albert Heim[208]. Les formations détritiques monogéniques très grossières qui en résultent, accumulées sur la partie inférieure du versant, constituent un matériau facilement mobilisable par des laves torrentielles ultérieures.

Postérieurement à cet écroulement rocheux, les sédiments glacio-lacustres, attribués avec une certaine probabilité par l'étude palynologique au Dryas récent, sont à mettre en relation avec un petit lac proglaciaire, formé en aval de la langue du grand glacier d'Aletsch lors de sa phase de retrait consécutive à sa dernière récurrence durant le stade d'Egesen. Ces sédiments lacustres, situés à 670 m - 672 m d'altitude à Waldmatte-ouest et à 664 m - 665 m à Bildacker, témoignent d'un plan d'eau au-dessus de 675 m. Ni l'étendue du lac, ni la nature du barrage responsable du plan d'eau ne sont connues (cordon morainique? matériaux détritiques issus du Nanztal? glace?). Les premières coulées de débris issus du flanc du Glishorn, mises en évidence par la très large prédominance des calcschistes dans la pétrographie des fractions grossières, sont responsables des figures de déformation (figures de charge) qui affectent les sédiments glacio-lacustres. Elles sont à mettre en relation avec des instabilités du versant qui sont probablement consécutives à la disparition progressive du pergélisol. Cette phase d'instabilité peut être corrélée avec les fréquents mouvements de terrain mis en évidence dans toutes les Alpes suisses[209] et en Italie du Nord[210] au cours de la période qui s'étend de la fin du Dryas récent à la fin du Préboréal.

8.3.2 L'histoire morpho-sédimentaire du site durant l'Holocène ancien (11 700 cal BP - 8200 cal BP) replacée dans son contexte régional

Sur le site de Gamsen, la transition entre le Tardiglacaire et l'Holocène ancien est difficile à mettre en évidence par manque de jalons chronologiques. De plus, cette limite ne se marque pas par un changement notable dans la lithologie. Bien que de façon modeste, le profil BW-X, dans un contexte de «butte-témoin», fait figure d'exception: une séquence sédimentaire peu développée, attribuée au Boréal, recouvre la séquence glacio-lacustre et a subi ultérieurement une pédogenèse rubéfiante. Ailleurs, des dépôts de gravité témoignent d'une dynamique active du versant, à tendance fortement rhéxistasique, sur le versant nord du Glishorn encore mal stabilisé. Ces séquences, antérieures aux premiers sols bruns rubéfiés, se caractérisent par d'importantes accumulations sédimentaires où alternent d'épaisses nappes de diamictons à blocs peu émoussés et des dépôts triés de charriage torrentiel, sur une superficie qui englobait vraisemblablement une aire plus large que les cônes de Waldmatte-est et de Waldmatte-ouest. Le contexte devait être celui d'un tablier d'accumulation, avec de possibles cônes coalescents encore mal individualisés. Cette période d'instabilité de versants du début de l'Holocène peut encore être

203 Lang et Tobolski 1985; Marciniak 1988.

204 Schoeneich 1998; Dapples 2002; Le Roux 2009.

205 Melosh 1987; Bertran 1996.

206 Hsü 1975; Fort *et al.* 2009.

207 Lehnaff 1996.

208 Buss et Heim 1881; Heim 1932.

209 Par exemple Hohberg dans les Préalpes fribourgeoises, les sites de la vallée de Prättigau, etc. Voir phase I selon Dapples 2002.

210 Soldati *et al.* 2004.

corrélée à la fin de la phase I mise en évidence par F. Dapples[211]. De nombreux travaux soulignent une morpho-dynamique active sur les versants et dans les talwegs durant la fin du Tardiglaciaire et le début de l'Holocène (Préboréal, Boréal) en milieu alpin et péri-alpin[212].

8.3.3 L'histoire morpho-sédimentaire du site durant l'Holocène moyen (8200 cal BP - 4200 cal BP) replacée dans son contexte régional

La mise en évidence de sols enfouis dans la séquence de Brig-Glis / Gamsen[213] a remis à l'ordre du jour la question des «terres rouges» évoquée déjà anciennement par A. Jayet[214]. Grâce aux travaux de caractérisation de ces anciens sols menés par la micromorphologie (voir chapitre IX), il a été possible, une fois insérés dans leur cadre chronostratigraphique, de préciser la genèse et la chronologie de ces sols bruns rubéfiés: une histoire pédo-sédimentaire complexe du piémont s'amorce avant le VIIe millénaire et se poursuit jusqu'à la fin du IIe millénaire avant notre ère. La partie inférieure de cette séquence montre une superposition de plusieurs sols bruns rubéfiés (au maximum quatre dans les séquences dilatées: sols 5 à 2), parfois condensés en une seule unité, témoignant de périodes de stabilité du piémont, entre lesquels s'intercalent des faciès détritiques ayant enregistré des phases de dynamique plus active. Les premières traces d'incendie sont également enregistrées. Dans la suite de cette séquence, la dynamique de versant s'intensifie, les incendies perdurent et le sol le plus récent se forme (sol 1). Le calage chronologique qui borne l'ensemble de cette séquence permet de considérer qu'elle concerne les chronozones Atlantique et Subboréal *(pro parte)* et qu'elle est contemporaine du peuplement mésolithique et néolithique. Les sols les plus anciens peuvent être placés dans l'«optimum climatique holocène» de l'Atlantique ancien (optimum pédologique holocène)[215] mais la récurrence de sol plus tardive montre que ceux-ci ont pu continuer à se former au-delà. La micro-topographie locale semble avoir joué un rôle important dans leur genèse et leur conservation. On peut rapprocher ce contexte de celui des séquences de versant savoyardes et valdôtaines de moyenne altitude (900 m - 1200 m) du col du Petit Saint-Bernard où les sols bruns sont fréquemment rencontrés, en règle générale sous les indices néolithiques quand ces derniers sont présents, mais parfois dans des positions stratigraphiques qui indiquent qu'ils ont pu perdurer plus tardivement, avant d'être systématiquement tronqués et scellés sous des dépôts colluviaux[216].

Dans les Alpes françaises du sud, les sols rattachés au «complexe pédologique» de l'optimum climatique holocène sont en général également tronqués par une récurrence détritique grossière[217]. En moyenne et basse vallée du Rhône (France du Sud-Est) et sur ses piémonts, la torrentialité est très ralentie durant l'Atlantique et les sols bruns à tendance fersiallitique se développent sur les versants secs et ensoleillés méridionaux alors que les sols bruns lessivés dominent sur les piémonts et collines plus arrosés de la moyenne vallée du Rhône[218]. Des pédogenèses et des indices de stabilité des hydro-systèmes sont enregistés sur les cônes détritiques des rivières préalpines et intra-montagnardes[219].

Dans les Alpes françaises du nord, à l'étage subalpin, les travaux récents montrent qu'après une période de mise en place progressive des sols qui se situe, selon les sites, entre 10 000 - 8000 cal BP (Anterne) et 8500 - 7200 cal BP (Thyl), l'optimum climatique holocène correspond à la phase de développement maximal des sols (podzols sur les substrats non carbonatés)[220]. Des indices de sols enfouis témoignant d'une pédogenèse pouvant se caler dans cette période ont été retrouvés très haut en altitude au Similaun (Haut-Adige)[221].

L'étude des fluctuations glaciaires holocènes[222] a mis en évidence, entre 7250 cal BP et 6500 cal BP, une phase relativement longue – durant laquelle les glaciers

211 Dapples 2002.

212 Lippman-Provansal 1987; Jorda 1985, 1986, 1987; Jorda et Rosique 1994; Berger et Brochier 2000; Berger *et al.* 2002; Berger 2003 b.

213 Guélat *et al.* 1998.

214 Jayet et Sauter 1953.

215 Poulenard 2011.

216 Moulin et Rey 2008.

217 Jorda 1985, 1987.

218 Berger 2003b.

219 Berger et Brochier 2000.

220 Mourier 2008; Mourier *et al.* 2010; Giguex-Covex 2010 Giguex-Covex *et al.* 2011; Poulenard 2011.

221 Baroni et Orombelli 1996.

222 Hormes *et al.* 2001; Schlüchter et Jörin 2005.

présentaient une extension réduite dans les Alpes centrales suisses – qui correspond à l'«optimum paroxysmal Atlantique» défini par Melaine Le Roy[223]. Cette phase de biostasie semble s'interrompre brutalement à des dates variables selon les contextes locaux (vers 5500-4500 cal BP à Anterne) avec l'apparition des premières crises érosives; plusieurs indices permettent d'avancer une origine anthropique à cette déstabilisation[224].

Dans les Alpes suisses, l'Atlantique ancien se caractérise également par une relative stabilité avant une nouvelle phase d'instabilité des versants à l'Atlantique récent / début du Subboréal (phase II de Dapples[225]). Plus proche géographiquement de Gamsen mais à l'étage subalpin, la sédimentation margino-littorale du lac de Fully montre, après une phase de détritisme bien marquée, un brusque accroissement des teneurs en carbonates et présente son maximum de production carbonatée authigène durant la phase sédimentaire E (8450 - 7300 cal BP = 6450 - 5300 av. J.-C.), avant une reprise progressive du détritisme[226].

8.3.4 L'histoire morpho-sédimentaire du site au début de l'Holocène récent (4200 cal BP - 2700 cal BP) replacée dans son contexte régional

Une première période, à tendance générale biostasique, se caractérise par une séquence colluviale très condensée remaniant en partie les anciens sols bruns (colluvions d'altérites assez généralisées) et par la présence très rare d'indices d'activité torrentielle à l'emplacement des futurs cônes de Breitenweg, de Waldmatte-est et de Waldmatte-ouest. Cette période de relative stabilité du versant se situe entre 2500 / 2000 av. J.-C. (4500 / 4000 cal BP) et 700 / 650 av. J.-C. (2700 / 2650 cal BP). Elle s'inscrit entre la fin de séquence de l'Holocène moyen à formation de sols bruns rubéfiés et les premières occupations du Hallstatt. Deux dates radiocarbone (une à Bildacker, une autre à Kridenfluh) témoignent d'une présence humaine discrète sur le site au Bronze final durant cette période.

8.3.5 L'histoire morpho-sédimentaire du site au cours de l'Holocène récent (2700 cal BP - actuel) replacée dans son contexte régional

A partir de 650 av. J.-C., les cônes de Waldmatte-est, de Breitenweg puis de Waldmatte-ouest se mettent progressivement en place. Sur leurs flancs, les interactions sont complexes entre l'impact anthropique des occupations (terrassements, habitat, travaux de drainage et de protection) et la sédimentation naturelle issue des pentes du Glishorn. Avec un décalage d'environ un siècle par rapport aux premières occupations de l'âge du Fer, la torrentialité concerne, durant le Premier âge du Fer, uniquement la partie orientale et centrale du site (Breitenweg et Waldmatte-est). C'est durant la période qui va de 550 à 450 av. J.-C. que la fréquence des épisodes torrentiels est la plus élevée, avec une bonne synchronicité des crues entre Waldmatte-est et Breitenweg. À partir du Second âge du Fer, la partie occidentale du site (Waldmatte-ouest) prend progressivement le relais de la partie est, bien que la zone centrale reste active. À partir du Ier siècle av. J.-C. et au cours de l'époque romaine, les laves torrentielles prennent le pas sur les charriages torrentiels. Postérieurement à l'époque romaine, l'activité torrentielle devient marginale dans les parties orientale et centrale du site alors qu'elle reste bien attestée à Waldmatte-ouest jusqu'à la mise en place des systèmes d'irrigation modernes, bien que le manque de jalons chronologiques empêche d'en faire une histoire détaillée.

La mise en évidence d'une dynamique torrentielle complexe sur le site nous amène à poser la question de savoir quelles sont les parts respectives de l'impact anthropique et du forçage climatique sur la sédimentation enregistrée. Dans les grandes lignes, les courbes d'oscillation des précipitations et de la température

223 Le Roy 2012.

224 Poulenard 2011.

225 Dapples 2002.

226 Fierz-Dayer et Moulin 2006.

n'évoluent pas de façon synchrone au cours du passage d'une période froide à une période chaude, la courbe des précipitations présentant un retard sur celle des températures[227], des variations de plus haute fréquence venant encore se surimposer à ces premières[228]. L'analyse minutieuse des relations entre l'hydrologie et le climat, au cours des 700 dernières années en Suisse, montre que la fréquence des crues et des inondations a tendance à augmenter pendant les périodes de transition, que ce soit lors d'un réchauffement ou d'un refroidissement[229]. Les données actuelles indiquent également que, sous nos latitudes, une élévation de température au sol entraîne inévitablement une augmentation de l'humidité[230]. D'autre part, du fait de sa latitude et de son éloignement des océans, le réchauffement climatique a été en Suisse, au cours des 30 dernières années, le double de ce qu'il a été au niveau global[231]. Il faut également garder à l'esprit que les petits bassins versants sont beaucoup plus soumis aux aléas locaux, météorologiques et anthropiques que les cours d'eau de rang supérieur qui, eux, seront plus à même d'enregister les facteurs climatiques[232]. Par exemple, le site de Gamsen se trouve à proximité immédiate d'une région sujette à des situations météorologiques dites de barrage sur la frontière italo-suisse: lorsque les courants dépressionnaires qui remontent du sud se trouvent bloqués contre le versant sud des Alpes, ils entraînent des précipitations à très fortes intensités horaires[233]. Il convient donc d'être très prudent dans l'interprétation de ces données locales.

Les crises hydrologiques de ces petits bassins versants sont principalement liées aux précipitations extrêmes, qui elles-mêmes résultent de deux processus différents:

- les processus convectifs, de courte durée (quelques heures) et très localisés. Ce sont des orages qui ont lieu durant le semestre estival. Ils entraînent la plupart des crues et coulées boueuses au nord des Alpes;
- les processus cycloniques, liés à des basses pressions, entraînent des pluies généralisées allant jusqu'à 3 jours, mais d'une intensité inférieure aux valeurs de celles des processus convectifs[234].

Pour la période qui va de la fin de l'âge du Bronze à l'époque moderne, les grandes tendances des variations climatiques régionales (température, humidité) sont assez bien connues par la compilation de données concernant l'histoire des fluctuations des glaciers alpins, de la dynamique fluviale et de la dynamique des versants. Un bref bilan en est présenté ci-dessous.

8.3.5.1 Les données de la glaciologie

L'histoire des fluctuations du grand glacier d'Aletsch durant les derniers 3500 ans montre qu'entre 1350 et 1250 av. J.-C., durant l'optimum climatique de la seconde partie de l'âge du Bronze, le front de ce glacier était en retrait d'un kilomètre par rapport à sa situation actuelle[235]. La péjoration climatique de Göschenen I culmine vers 800 av. J.-C. Le grand glacier d'Aletsch est en progression à partir de 1148 av. J.-C. pour atteindre, vers 600-550 av. J.-C., son extension maximale[236]. Durant l'optimum du Second âge du Fer et du début de l'époque romaine (200 av. J.-C. - 50 apr. J.-C.), de même que durant celui du Haut Moyen Âge (vers 750 apr. J.-C.), ce glacier présentait une configuration proche de celle que nous lui connaissons actuellement. Entre ces deux périodes (IIIe-VIIe siècle de notre ère, Göschenen II), puis à partir du XIVe siècle (Petit Âge Glaciaire), des crues glaciaires bien marquées ont été enregistrées, avec des maxima d'extension aux VIe, XVIIe et XIXe siècles[237] (fig. 125). Les études basées sur la datation de bois et de tourbes dégagés sous les glaciers actuels des Alpes suisses soulignent deux principaux épisodes chauds durant la période qui va de l'âge du Fer à l'époque moderne: entre 350 av. J.-C. et 150 apr. J.-C. pour le premier, entre 500 et 800 apr. J.-C. pour le second[238].

227 Burga et Perret 1998.

228 Dapples 2002.

229 OcCC 1998; Pfister 1998.

230 Par exemple, un réchauffement de 2°C entraîne une augmentation de 15% de l'humidité de l'air (OcCC 1998).

231 Rebetez 2011.

232 Bravard *et al.* 1992.

233 Kunz et Rey 1995.

234 OcCC 1998.

235 Holzhauser *et al.* 2005.

236 Le Roy 2012.

237 Holzhauser *et al.* 2005.

238 Hormes *et al.* 2001; Schlüchter et Jörin 2005; Jörin *et al.* 2006.

8.3.5.2 La dynamique fluviale

La synthèse des données issues d'enregistrements fluviatiles européens[239] et de la compilation sur le bassin du Rhône[240] montre que l'on peut distinguer, entre 750 av. J.-C. et 500 apr. J.-C., quatre phases hydrologiques majeures:

- une première crise entre le VIIIe et le Ve siècle av.-J.-C. (fig. 125);
- une période de répit entre le IVe et la fin du Ier siècle av. J.-C., permettant de considérer la période de La Tène comme plus sèche;
- une phase de crue au début de notre ère, bien enregistrée dans les dépôts alluviaux du Rhône à Lyon et à Vienne[241] ainsi qu'en moyenne vallée du Rhône[242]; elle témoigne d'une phase climatique plus humide au début de la période romaine;
- enfin, une nouvelle période de calme à la fin de l'époque romaine.

La crise hydrologique du début de l'époque romaine *(«Roman Warm Period»)*, caractérisée par des crues fréquentes et une déstabilisation des sols, intervient à une période climatiquement stable et globalement chaude, avec une limite supérieure de la forêt 50 m plus haute qu'aujourd'hui[243]; elle se différencie des crises hydrologiques précédentes et suivantes qui, elles, se situent dans des périodes de péjoration[244].

Dans les Alpes françaises du sud, la dynamique torrentielle connaît un accroissement d'activité à l'âge du Bronze et au début de l'âge du Fer, puis un apaisement à la fin de La Tène et au début de l'époque romaine, avant une reprise au cours de l'Antiquité tardive[245]. Après le réchauffement de l'optimum climatique médiéval (700-1300 apr. J.-C.), la péjoration du Petit Âge Glaciaire (1550-1850 apr. J.-C.) est généralement considérée comme une période de crise torrentielle d'importance majeure en milieu montagnard[246].

8.3.5.3 La dynamique des versants

Grâce aux données précises fournies par la dendrochronologie, l'étude du glissement des Parchets[247] dans la région des Diablerets (Préalpes vaudoises) montre que ce glissement de terrain a connu une phase de forte activité durant les cinq premiers siècles de notre ère, avec trois crises catastrophiques successives: la première en 97 apr. J.-C., la seconde entre 300 et 450 apr. J.-C. et dans l'intervalle 400/540 apr. J.-C. pour la dernière. Par l'étude du contexte local (morphologie fluviale, dynamique de versants), les auteurs s'accordent à penser que les causes de ce glissement sont d'origine climatique et qu'il est la conséquence d'une forte augmentation des précipitations extrêmes à l'époque romaine dans les Préalpes vaudoises. L'étude de l'enregistrement des laves torrentielles sur le cône du Ritigraben entre 1570 apr. J.-C. et aujourd'hui, montre, grâce à la dendrochronologie[248], un accroissement de leur fréquence de dépôt durant la période humide (1864-1895) qui a suivi le Petit Âge Glaciaire. D'une manière générale, les quatre derniers millénaires ont enregistré une déstabilisation des versants plus poussée que précédemment dans les Alpes suisses[249], qui se corrèle aux phases III et IV (respectivement 1800-100 av. J.-C. et 300-1700 apr. J.-C.) mises en évidence par F. Dapples[250].

Les laves torrentielles ont affecté de façon intense les cônes torrentiels du milieu montagnard durant les périodes médiévales et modernes[251]. La nette augmentation de l'instabilité des versants dans les Alpes suisses, dès 1650 av. J.-C., mais surtout à partir du début de notre ère (fig. 124), est interprétée comme une conséquence de l'emprise de l'homme sur les territoires de montagne (déboisement, etc.)[252]. Dans un environnement autre, l'étude de l'évolution d'un versant à Vaise, au pied du plateau lyonnais, montre que l'érosion des sols et la torrentialité se déclenchent durant les premiers siècles de notre ère, en relation avec une forte pression anthropique[253].

239 Bravard *et al.* 1992.

240 Bravard 1997; Berger *et al.* 2007; Gaucher 2011.

241 Salvador *et al.* 2002.

242 Berger 1995.

243 Richard 1992; Burga et Perret 1998.

244 Poulenard 2011.

245 Jorda 1992; Miramont *et al.* 1999.

246 Jorda 1985; Ballandras 1998; Antoine 2011.

247 Schoeneich *et al.* 1996.

248 Stoffel et Beniston 2006.

249 Raetzo 1997; Raetzo et Lateltin 2003.

250 Dapples 2002.

251 Baumann et Kaiser 1999; Stoffel *et al.* 2005; Bollschweiler 2007; Bollschweiler *et al.* 2007; Stoffel *et al.* 2008.

252 Dapples 2002.

253 Bertran *et al.* 1998.

La première période de forte activité torrentielle sur les cônes de Breitenweg et de Waldmatte-est (550-450 av. J.-C.), postérieure aux premières occupations sur le site (vers 650 av. J.-C.), s'insère dans la seconde partie de la crise hydrologique des VIIIe-Ve siècles avant notre ère (fig. 125). On peut se demander pourquoi cette période de forte torrentialité ne s'est pas amorcée plus tôt à Gamsen. Cette torrentialité pourrait être la résultante du cumul des facteurs climatique et anthropique:

– une fragilisation du versant, constitué de matériaux mal stabilisés, en lien avec les premières installations (le déboisement des côteaux entraînant une augmentation de l'érosion sur le bassin versant); le retard d'un siècle serait dû au temps de réaction du milieu sur l'impact anthropique;
– une péjoration climatique (accroissement de la pluviosité).

On pourra faire un rapprochement avec le site de Vaise cité plus haut, pour lequel il est mentionné, à propos de l'érosion et de la torrentialité, que «le versant ne réagit pas tant que l'équilibre forestier n'a pas été rompu [...] les crises climatiques du début du Subboréal et du Subatlantique classiquement reconnues ne semblent pas avoir laissé de traces ici»[254].

Durant la période qui va de 450 à 80 av. J.-C., la torrentialité se réduit sensiblement sur les cônes de Breitenweg et de Waldmatte-est alors qu'elle s'amorce sur le cône de Waldmatte-ouest, tout en restant discrète. Cette réduction de l'activité torrentielle se corrèle bien avec les grandes tendances générales: la période de La Tène se situe durant un épisode plus sec marqué par une baisse des phénomènes hydrologiques. La recrudescence de l'activité hydrodynamique à la charnière de notre ère (fig. 125), avec une nette augmentation de la fréquence et de l'intensité des laves torrentielles, se corrèle également bien avec les données régionales mentionnées précédemment[255]. On peut cependant penser que cette augmentation de la fréquence – et surtout de l'intensité des laves torrentielles – n'est pas étrangère à la fragilisation progressive du versant, après plus d'un demi-millénaire d'occupation humaine du piémont.

Pour les périodes suivantes, le manque de calage chronologique ne permet pas de faire de corrélations entre les données de Gamsen et le contexte climatique régional. On postulera juste que les dernières phases de forte activité torrentielle sur le cône de Waldmatte-ouest, postérieures au Haut Moyen Âge et antérieures au système d'irrigation moderne, peuvent être contemporaines de la dégradation climatique du Petit Âge Glaciaire.

Enfin, deux dernières questions restent à soulever:

1) d'une part, celle de la «dérive» progressive de l'activité torrentielle des trois cônes de l'est vers l'ouest;
2) d'autre part, celle du tarrissement actuel de cette activité.

En ce qui concerne le premier point, il ne nous paraît pas possible, sans étude plus poussée, d'en proposer une explication; nous pouvons cependant évoquer quelques facteurs qui ont pu influer sur cette modification de l'alimentation respective des trois cônes au cours des derniers millénaires:

– en amont, des modifications possibles des surfaces de l'impluvium des bassins versants 3 et 4, alimentant respectivement les cônes de Waldmatte-est et de Waldmatte-ouest, à l'ouest de Grüebe, par incision des réseaux de drainage;
– vers 800 m - 900 m d'altitude, l'existence déjà mentionnée de cônes coalescents alimentés par le drainage du versant et sur lesquels les épandages peuvent divaguer à l'est ou à l'ouest, alimentant ainsi les cônes de Waldmatte-est ou de Waldmatte-ouest;
– vers 750 m - 800 m d'altitude, le chapelet de dolines dans la bande de gypse triasique peut permettre une modification de la topographie dans cette frange altitudinale, voire la capture d'une partie du drainage du versant.

254 Bertran *et al.* 1998.

255 Schoeneich *et al.* 1996; Bravard *et al.* 2002; Salvador *et al.* 2002; Dapples 2002.

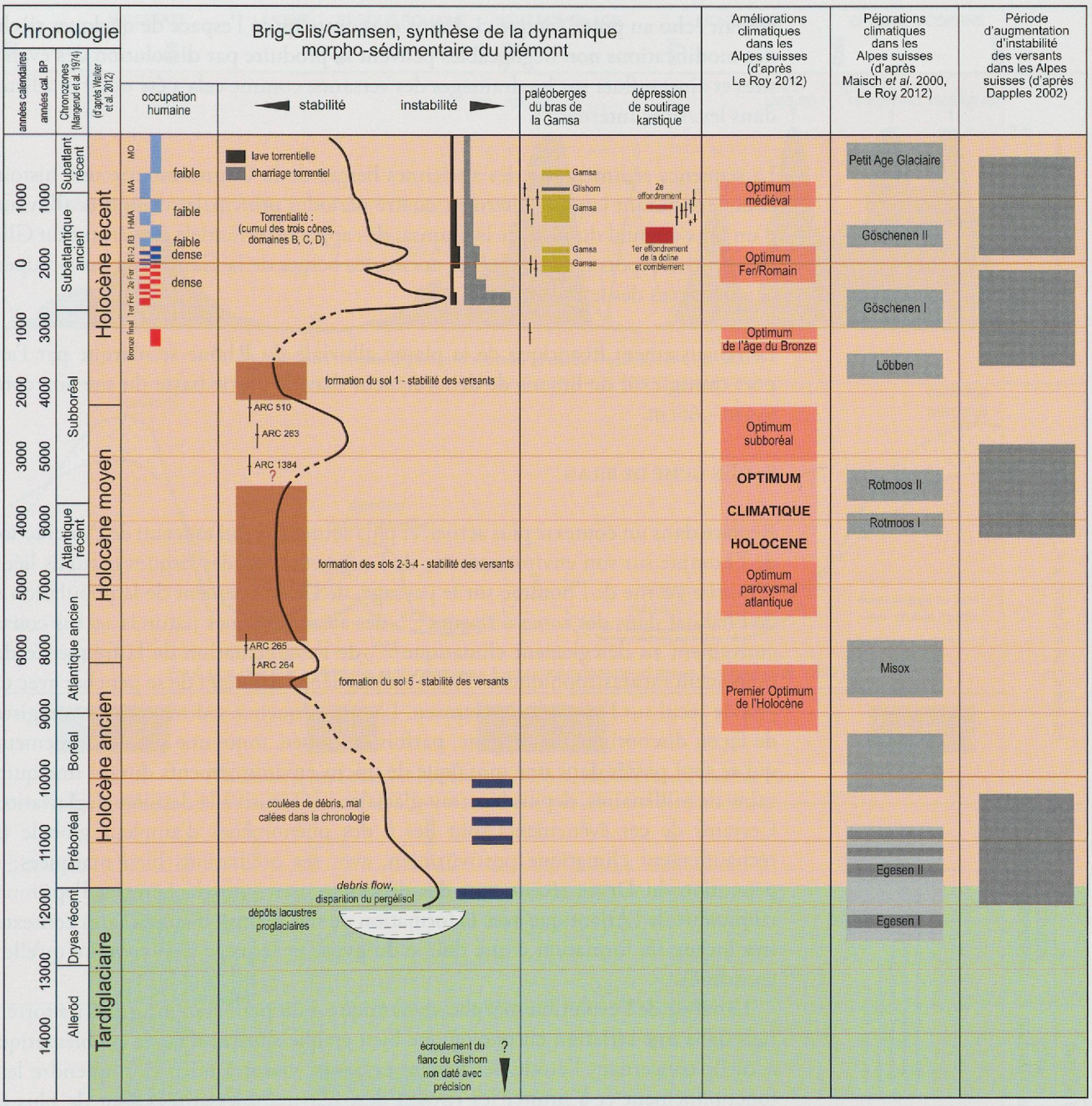

Fig. 124 — Synthèse de la dynamique sédimentaire et pédologique de Brig-Glis / Waldmatte replacée dans le contexte paléoclimatique régional.

Pour la seconde question, on pourra avancer la possibilité d'une incision récente (contemporaine de la fin de l'époque médiévale ou de l'époque moderne) dans la masse tassée du lit du torrent de Holzgrabe et la capture par ce cours d'eau, actif de nos jours, d'une partie de l'impluvium du flanc du Glishorn qui incombait auparavant au réseau de drainage alimentant le secteur de Gamsen. Il ne faut pas négliger non plus les éventuels effets de l'activité sismique régionale sur la réactivation possible de mouvements de versant dans la masse tassée du flanc nord du Glishorn et leurs conséquences sur les modifications des petits bassins versants coalescents [256].

Dans le domaine morpho-sédimentaire E, une dynamique spécifique liée au karst du gypse a été enregistrée avec des jalons chronologiques précis grâce aux occupations romaines, antérieures à l'effondrement de la doline, et à l'activité artisanale des fours à plâtre, postérieure à l'effondrement principal. Cette dynamique locali-

256 Sellami 2008.

sée fait écho au point évoqué ci-dessus et montre qu'en l'espace de quelques siècles des modifications non négligeables peuvent se produire par dissolution des évaporites et ainsi influer sur les drainages des versants, comme cela a été observé ailleurs dans les Alpes internes [257].

La séquence sédimentaire des anciennes berges de la Gamsa montre une histoire complexe durant laquelle alternent quatre périodes principales d'apports alluviaux d'un bras oriental du cône de la Gamsa, des apports torrentiels du versant du Glishorn et des dépôts colluviaux. Les anciennes berges de la Gamsa ont été occupées et aménagées dès le Bronze final.

Le réhaussement historique de la plaine alluviale du Rhône se marque par l'apport transgressif de limons de débordement dans la partie basse du site aux cotes 659 m - 661 m.

8.4 En guise de bilan

Replacé dans un contexte plus actuel, et plus actualiste, qui est celui de l'interaction de l'homme sur son environnement, de l'augmentation des risques naturels liée à l'emprise accrue de l'homme sur le paysage, de l'accroissement de la population et de l'habitat dans des zones à risques [258], des aléas et risques naturels accrus consécutivement au dérèglement climatique [259], de l'augmentation de la fréquence des événements «catastrophiques» [260], il n'est pas dénué d'intérêt de se pencher avec un peu de recul sur l'exemple de Gamsen. Là, une séquence sédimentaire a enregistré de façon discontinue, hétérogène, parfois déformée, toute une série d'événements qui se sont passés dans une mosaïque de micro-environnements durant une quinzaine de millénaires, depuis le retrait glaciaire consécutif à la dernière déglaciation. Certains de ces événements sont liés à des phénomènes d'ampleur globale (le réchauffement climatique postwürmien, avec ses oscillations bien marquées: la péjoration du Dryas récent avec des dépôts lacustres proglaciaires et l'optimum climatique de l'Atlantique avec la formation de sols bruns), d'autres à des contextes très locaux (la formation d'une doline du gypse et le piège sédimentaire qu'elle a constitué).

L'analyse de l'évolution morpho-dynamique d'un petit système de cônes torrentiels dans une sériation chronologique bien établie s'insère dans la problématique actuelle concernant l'étude des bassins versants, visant à mieux comprendre leur fonctionnement et à limiter les risques destructeurs. Ces études sont de plus en plus nombreuses. Elles sont basées soit sur l'analyse de documents d'archives historiques [261] ou de photographies aériennes [262], soit sur le croisement de données géomorphologiques et dendrochronologiques [263]. Par contre, elles concernent le plus souvent les périodes modernes et contemporaines. Rares sont celles qui prennent en compte une évolution morphologique sur une durée de l'ordre de grandeur de celle des cônes de Brig-Glis / Gamsen, avec un tel degré de finesse chronologique et une interaction aussi complexe avec les occupations humaines.

Bien que la dynamique de versant soit en grande partie influencée par les modifications du climat, certains événements semblent signer l'emprise progressive d'une population sur son territoire: on aura remarqué comment l'activité torrentielle augmente sur le cône de Waldmatte-est, avec une inertie de l'ordre d'un siècle, après l'installation des habitants du Premier âge du Fer; on remarquera aussi qu'à partir d'un certain moment, les laves torrentielles prennent le pas sur les dépôts torrentiels triés, traduisant la fragilisation du versant.

257 Rovéra 1993.

258 Lahousse *et al.* 2003; Thénard 2009.

259 Rebetez *et al.* 1997; OcCC 1998; Beniston 2007.

260 Haeberli et Naef 1988; Jergen *et al.* 1992; Kunz et Rey 1995.

261 Garitte *et al.* 2007.

262 Garitte 2006.

263 Bollschweiler 2007; Bollschweiler et Stoffel 2007; Stoffel *et al.* 2008.

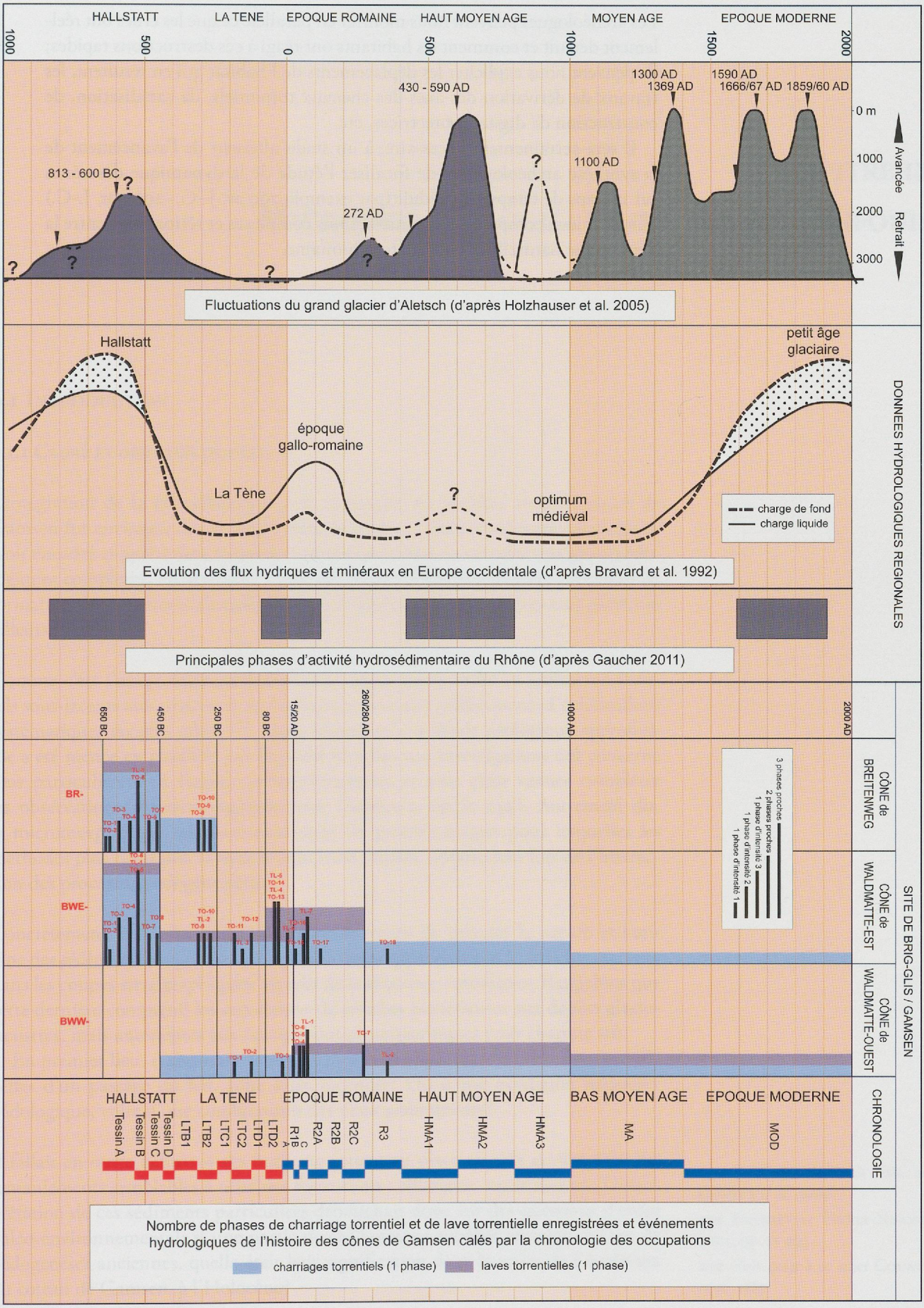

Fig. 125 — Synthèse de la dynamique torrentielle sur les cônes de Brig-Glis / Waldmatte replacée dans le contexte régional.

Les archéologues peuvent nous montrer en parallèle ce que les crues ont réellement détruit et comment les habitants ont réagi à ces destructions rapides; ils peuvent nous expliciter les déplacements de l'habitat qui en résultent, les travaux de dérivation des axes des chenaux torrentiels, de canalisation, de construction de digues protectrices, etc.

Il sera certainement nécessaire, à un stade ultérieur de l'avancement de la synthèse archéologique, de focaliser l'étude de la dynamique des cônes sur un laps de temps plus réduit (par exemple 700 av. J.-C. - 200 apr. J.-C.) afin de mieux comprendre ces interactions complexes et rétroactives entre la dynamique naturelle et l'occupation humaine.