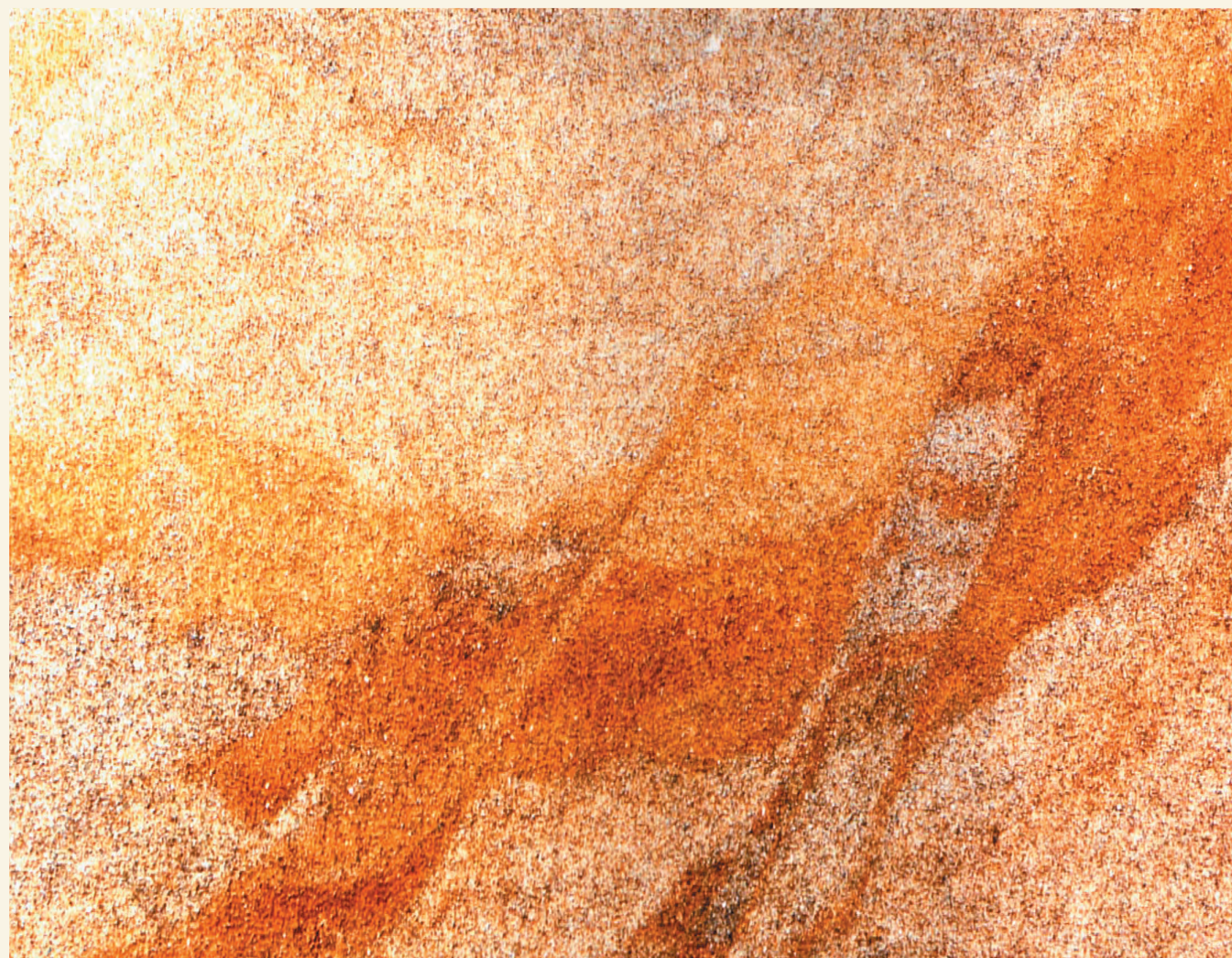


BRIG-GLIS / GAMSEN 1

LE CONTEXTE GEOLOGIQUE



HISTOIRE SEDIMENTAIRE D'UN PIEMONT EN DOMAINE INTRA-ALPIN, DU TARDIGLACIAIRE A L'ACTUEL

Rapport scientifique 2004/01
Bureau A.R.I.A. S.A.
Sion, janvier 2004

Fouilles archéologiques A9 Brig-Glis / Gamsen

BRIG-GLIS / GAMSEN 1

LE CONTEXTE GEOLOGIQUE

Bernard MOULIN

**HISTOIRE SEDIMENTAIRE D'UN PIEMONT EN DOMAINE
INTRA-ALPIN, DU TARDIGLACIAIRE A L'ACTUEL**

Rapport scientifique 2004/01
Bureau A.R.I.A. S.A.
Sion, janvier 2004

ARIA S.A.
1950 Sion
Suisse

Réalisation :

Bureau A.R.I.A. S.A.
Rue de Loèche, 11
CH-1950 SION

Coordination scientifique :

Alain Benkert
Claire Epiney-Nicoud

Graphisme et maquette :

Olivier Thuriot

Illustrations :

Olivier Thuriot : *mise au net*
Bertrand de Peyer, Bernard Moulin, Jean-Philippe
Dubuis : *photographies*

Couverture :

Brig-Glis / Gamsen, Bildacker.
Détail de microfailles dans des sédiments sableux

TABLE DES MATIERES

Chapitre I

PRESENTATION DE L'ETUDE ET CONTEXTE	11
I. 1) HISTORIQUE DE L'ÉTUDE ET OBJECTIF DE LA RECHERCHE	11
I. 2) CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE	12
I. 2.1) géologie, orographie, hydrographie	12
I. 2.2) climat et végétation	17
I. 3) MÉTHODES ET TECHNIQUES D'ÉTUDE	18
I. 3.1) travaux de terrain	18
I. 3.2) analyses	19
I. 3.3) traitement des données : courbes granulométriques cumulatives et calcul des paramètres granulométriques	21
I. 3.4) contexte chronologique	21
I. 3.5) démarche, option de présentation du travail et conventions adoptées	22
I. 4) LA PARTITION SPATIALE DU SITE DE GAMSEN : LES DOMAINES MORPHO-SÉDIMENTAIRES	24

Chapitre II

LES TEMOINS TARDIGLACIAIRES	25
II. 1) PRÉSENTATION	25
II. 1.1) localisation, extension géographique	25
II. 1.2) éléments chronologiques	26
II. 2) DOSSIER DOCUMENTAIRE	26
II. 2.1) documentation stratigraphique: descriptif des coupes de référence	26
II. 2.2) caractérisation sédimentologique des dépôts et interprétation	32
II. 2.3) déformations souples et cassantes, contexte lithostratigraphique et sédimentologiques, inventaire, typologie et interprétation	34
II. 3) DYNAMIQUE DE MISE EN PLACE : ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE D'UN DOMAINE GLACIO-LACUSTRE	43

Chapitre III

LA SEQUENCE « MEDIANE »	45
III. 1) PRÉSENTATION	45
III. 1.1) généralités	45
III. 1.2) localisation des coupes et choix des profils étudiés	45
III. 1.3) éléments de chronologie	45
III. 1.4) notes préliminaires sur les faciès rencontrés	46
III. 2) DOSSIER DOCUMENTAIRE	46
III. 2.1) coupes de référence et analyses sédimentologiques	46
III. 3) DYNAMIQUE DE MISE EN PLACE	52
III. 3.1) des grandes variabilités locales dans la dynamique de dépôt en fonction de la variabilité de stabilité du versant	52
III. 3.2) une succession morphogénétique en trois grandes étapes	52

Chapitre IV

LES CÔNES TORRENTIELS	55
IV. 1) PRÉSENTATION	55
IV. 1.1) les faciès constitutifs	55
IV. 2) LE CÔNE EST	56
IV. 2.1) localisation, extension géographique	56
IV. 2.2) éléments de chronologie	56
IV. 2.3) documentation stratigraphique	56
IV. 2.4) historique de l'évolution du cône est	56
IV. 3) LE CÔNE OUEST	69
IV. 3.1) localisation, extension géographique	69
IV. 3.2) éléments de chronologie	69
IV. 3.3) documentation stratigraphique	69
IV. 3.4) historique sommaire de l'évolution du cône ouest : sériation des événements sédimentaires dans leur cadre chrono-archéologique	72
IV. 4) L'ÉVOLUTION DES DEUX CÔNES	74

<i>Chapitre V</i>	
LA DEPRESSION KARSTIQUE	75
V. 1) PRÉSENTATION	75
V. 1.1) localisation, extension géographique	75
V. 1.2) éléments de chronologie	75
V. 2) DOSSIER DOCUMENTAIRE	76
V. 2.1) documentation stratigraphique : descriptif des coupes de référence	76
V. 2.2) figures sédimentaires, déformations souples et cassantes : contexte litho-stratigraphique, inventaire, typologie et interprétations	81
V. 3) INTERPRÉTATIONS	86
 <i>Chapitre VI</i>	
LES PALEO-BERGES DE LA GAMSA	89
VI. 1) PRÉSENTATION	89
VI. 1.1) localisation, extension géographique : le contexte géomorphologique	89
VI. 1.2) éléments de chronologie	90
VI. 2) DOSSIER DOCUMENTAIRE	90
VI. 2.1) documentation stratigraphique : descriptif des coupes de référence	90
VI. 3) DYNAMIQUE DE MISE EN PLACE : CORRÉLATION ENTRE LES SONDAGES ET ÉVOLUTION MORPHO-SÉDIMENTAIRE DE LA PALÉO-BERGE DE LA GAMSA	96
 <i>Chapitre VII</i>	
SYNTHESE DES DONNEES	99
VII. 1) LES FACIÈS SÉDIMENTAIRES : CARACTÉRISTIQUES	99
VII. 1.1) éléments pris en compte	99
VII. 1.2) les faciès actuels : référentiel comparatif (20 échantillons)	101
VII. 1.3) les données du site de Gamsen considérées avec le référentiel actuel	103
VII. 2) LA DYNAMIQUE DE TRANSPORT DES MATÉRIAUX : RHÉOLOGIE/HYDRODYNAMIQUE/DYNAMIQUE GRAVITAIRE	121
VII. 2.1) modèles rhéologiques et dynamique des fluides	121
VII. 2.2) les mouvements lents de colluvionnements et les déplacements superficiels de matériaux sur de faibles distances	123
VII. 2.3) dynamique de déplacement des matériaux à Gamsen	124
VII. 2.4) diachronisme et ubiquité des phénomènes gravitaires	125
VII. 3) SÉDIMENTATION ET DÉFORMATION	126
VII. 3.1) classification et relation temporelle entre les processus de sédimentation et de déformation	126
VII. 4) LES DONNÉES DE GAMSEN DANS LEUR CADRE RÉGIONAL	127
VII. 4.1) la séquence glacio-lacustre de Gamsen replacée dans le contexte de la chronologie du retrait glaciaire en haute vallée du Rhône et dans les vallées latérales	127
VII. 4.2) Le site de Gamsen durant l'Holocène	127
 <i>Chapitre VIII</i>	
CONCLUSIONS GENERALES	129
VIII. 1) L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE, LE SPATIAL ET LE TEMPOREL SUR LE SITE DE GAMSEN	129
VIII. 1.1) évolution respective de chacun des domaines morphosédimentaires du Tardiglaciaire à l'actuel	129
VIII. 1.2) le temps sérié	130
VIII. 1.3) en guise de bilan	132
 <i>Chapitre IX</i>	
ANNEXES	133
IX. 1) DIAGRAMMES SÉDIMENTOLOGIQUES DES PROFILS CLÉS	133
IX. 1.1) profil sédimentologique BW I	133
IX. 1.2) profil sédimentologique BW X	135
IX. 1.3) profil sédimentologique BK 5	137
IX. 2) LISTE DES ÉCHANTILLONS APPARTENANT À CHACUN DES FACIÈS SÉDIMENTAIRES	139
 BIBLIOGRAPHIE	141
LISTE DES PLANCHES	151

AVANT-PROPOS

Le rapport ci-après présente un bilan des recherches géologiques effectuées sur le site de Brig-Glis/Gamsen, à l'occasion des fouilles de sauvetage menées sur le tracé de l'autoroute A9 dès 1988. Chacun sait que les recherches en archéologie sont un travail d'équipe. La contribution géologique n'a pas échappé à la règle. Ce travail n'aurait pu aboutir sans la contribution de nombre de nos collègues aux différentes étapes de sa réalisation, depuis les relevés des coupes sur le terrain, en passant par les analyses de laboratoire, le traitement des données et leur élaboration, la réalisation des figures et la mise en page du travail. Nous tenons à remercier ici plus particulièrement Philippe Curdy pour la confiance qu'il nous a accordée dès juin 1988 en nous offrant la possibilité de commencer cette étude puis pour son soutien ultérieur, Claire Epiney-Nicoud et Alain Benkert pour leur soutien continu et leurs conseils lors des différentes étapes de la réalisation de ce travail, et en particulier lors de l'élaboration. Nous voulons remercier également Vincent Dayer, Anne-Lyse Gentizon, Marc Haller, Carine Wagner, Séverine Marchi pour leur aide précieuse sur le terrain et lors des travaux d'élaboration, Karoline Mazurié, Gaëlle Baudais, Frédéric Bühler, Dominique Baudais, Leonid Velarde, Hassan Sidi Maamar, Manuel Mottet, Sébastien Favre, Giorgio Nogara, François Mariéthoz, Patricia Meyer, Peter Walter, Anne Scheer et beaucoup d'autres pour leur aide et discussions fructueuses à de nombreux moments sur le terrain, Michel Guélat et Philippe Rentzel pour leurs conseils de géologues avertis, Beatrix Ritter pour la réalisation des analyses chimiques à Bâle, Pierre-Alain Gillioz pour la réalisation d'un logiciel adapté à nos exigences, Bertrand de Peyer et Jean-Philippe Dubuis pour les travaux de prise de vue et les petits dépannages techniques, Olivier Thuriot pour le travail de mise au net des illustrations et de maquette, Manuel Mottet pour la relecture du manuscrit, de même que Eric Roulier, Michèle Mayoraz, le personnel de l'équipe TERA, et en particulier Olivier Paccolat, Jean-Christophe Moret, Pascal Gibut, Marianne de Morsier Moret, ainsi qu'Andreas Henzen et Sarah Froidevaux pour leurs travaux de relevés de terrain.

Si une partie du travail (étude de la séquence tardiglaciaire) n'a pris en compte que des données documentées par nous-même, une autre facette de ce travail a consisté, sur le terrain, en de régulières et fréquentes « expertises » auprès des équipes archéologiques afin d'explicitier certains aspects concernant la caractérisation des faciès sédimentaires (sédiments bien ou mal triés, etc.) et l'interprétation concernant la mise en place de ces dépôts observés en coupe ou en planimétrie (colluvions, coulées boueuses, dépôts torrentiels triés, dépôts de ruissellement) ; en contrepartie une importante documentation stratigraphique relevée par les équipes de fouille a pu être prise en compte dans ce travail.

Durant l'élaboration des données de terrain des cônes est et ouest par l'équipe ARIA, élaboration débouchant, entre autres, sur les sériations chronostratigraphiques des divers secteurs de fouilles, puis sur la sériation globale de chacun des cônes, notre contribution a été, aux différentes étapes de la synthétisation, de valider les choix d'agrégation des événements naturels et d'aider à la qualification des processus ainsi définis. Ces aspects du travail de collaboration entre archéologie et géologie concernant la hiérarchisation des données chronostratigraphiques à partir des unités stratigraphiques élémentaires (Unités de Terrain, UT) pour arriver jusqu'aux diagrammes chronostratigraphiques finaux des cônes est et ouest (synthèse des processus naturels) n'ont été que peu explicités du point de vue méthodologique dans le présent travail. Un autre aspect du travail de collaboration entre géologie et archéologie qui a été mené avec l'équipe ARIA concerne la prise en compte de la dimension spatiale des phénomènes sédimentaires mis au jour sur le cône est. Pour chacun des processus sédimentaires mis en évidence dans la sériation chronostratigraphique, il a été établi par l'équipe d'élaboration un plan d'extension spatial des sédiments appartenant à chacun de ces processus successifs à partir des stratigraphies et des informations planimétriques. Le travail de collaboration a permis de synthétiser cette cartographie des sédiments et d'explicitier la dynamique torrentielle sur le cône au cours du temps (déplacement des axes des chenaux sur le cône, emprise

des nappes de débordement latérales et des laves torrentielles). Nous renvoyons le lecteur au volume «*L'habitat protohistorique de Waldmatte : cadre chronostratigraphique, organisation et évolution de l'agglomération*» (rapport scientifique 2004/02). Il y trouvera, d'une part des informations détaillées sur la méthodologie adoptée pour élaborer la sériation chronostratigraphique, d'autre part une documentation détaillée concernant l'emprise spatiale des phénomènes torrentiels et colluviaux pour chacun des processus reconnus en relation avec les occupations humaines sur les flancs du cône est.

La réalisation par Pierre-Alain Gillioz d'un logiciel adapté aux exigences particulières de la gestion des données quantitatives et qualitatives des analyses sédimentologiques et à celles du traitement de ces informations a été d'une grande aide au cours de l'élaboration de ce travail ; elle a permis, entre autre, le calcul des paramètres granulométriques et le dessin automatique des diagrammes binaires et des courbes cumulatives en regroupant les échantillons selon le choix désiré.

La plupart des points de ce rapport (la séquence tardi-glaciaire, la séquence « médiane » holocène, la dépression karstique et les paléoberges de la Gamsa) sont considérés comme aboutis (à l'exception, d'une part de certaines améliorations prévues du volet iconographique, d'autre part de la prise en considération des remar-

ques et critiques bien venues de nos collègues archéologues et géologues). Cependant le chapitre consacré à la dynamique des cônes, où les interférences entre données sédimentologiques et archéologiques sont particulièrement marquées, devrait subir ultérieurement, d'une part quelques compléments à la lecture des rapports des équipes ARIA et TERA et suite aux remarques de nos collègues, d'autre part un enrichissement iconographique : mise au net d'un choix de certaines grandes coupes stratigraphiques significatives, présentation éventuelle d'une isométrie schématique des principales coupes stratigraphiques pour les cônes est et ouest (étant donné le travail que représente ces mises au net, il importait auparavant de connaître la taille maximale des documents hors-texte prévus pour la publication). Quelques compléments seront également apportés à la conclusion, afin de mieux synthétiser les données chronostratigraphique et morpho-dynamique de la séquence correspondant aux périodes d'occupation du site et de comparer la séquence de Gamsen avec de nouvelles synthèses de séquences holocènes récemment mis au jour en vallée du Rhône française (travaux TGV en région Rhône-Alpes). Il convient de prendre en compte ces différents aspects à la lecture de ce rapport.

Bernard Moulin, décembre 2003

PRESENTATION DE L'ETUDE ET CONTEXTE

I. 1) HISTORIQUE DE L'ETUDE ET OBJECTIF DE LA RECHERCHE

Le gisement de Gamsen, découvert en 1987 à l'occasion d'une campagne de sondages exploratoires sur le tracé de l'autoroute N9, est le premier site d'habitat étudié en Haut-Valais s'étendant chronologiquement de l'âge du Fer au Romain tardif (BENKERT *et al.* 2003, CURDY *et al.* 1993, PACCOLAT 1998). Les travaux géologiques entrepris dès 1988 s'inscrivent dans une compréhension paléoenvironnementale globale du site en étroite relation avec les travaux archéologiques menés conjointement sur le terrain par les deux équipes de fouille jusqu'en 1999 : la fouille du site protohistorique (période de Hallstatt et période de La Tène) a été prise en charge par l'équipe ARIA, la fouille des vestiges

archéologiques appartenant aux périodes historiques (époque romaine et haut Moyen-Âge) a été prise en charge dans un premier temps par l'Office de Recherche Archéologique du canton du Valais, puis par le bureau privé TERA.

L'extension du site (plus de 8 ha) ainsi que son contexte géomorphologique (zone de piémont à dynamique active avec rapides variations latérales de condition de sédimentation) ont montré, dès les premières campagnes de terrain, la nécessité d'une étude détaillée qui puisse prendre en compte les données concernant les processus sédimentaires tout au long de l'avancement des travaux archéologiques. Ce travail se proposait, d'une part d'orienter les archéologues, au cours des étapes de terrain, sur la compréhension des phénomènes sédimentaires et des contextes paléotopographi-

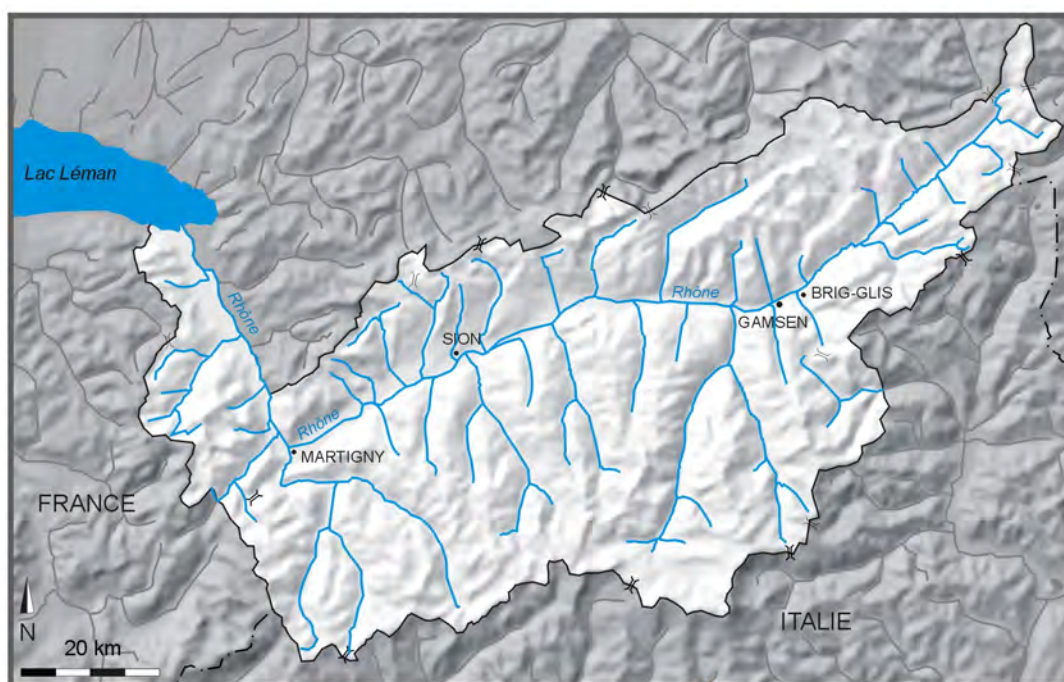


Fig. 1 : carte schématique du Valais. Localisation de Brig-Glis/Gamsen.

ques aussi bien lors de la fouille que lors des nouvelles campagnes de tranchées exploratoires effectuées en parallèle, d'autre part de documenter les informations les plus pertinentes concernant le contexte paléoenvironnemental, y compris dans des séquences sédimentaires plus anciennes que les occupations humaines. La mise en évidence, dès 1988, de séquences sédimentaires antérieures aux occupations protohistoriques présentant des phénomènes évidents de rubéfaction, remettant à l'ordre du jour une question déjà abordée en Valais à plusieurs reprises (JAYET et SAUTER 1953) à propos des « terres rouges » mais restée en suspens, a conduit à une approche plus large, dans laquelle la contribution de la micromorphologie (GUÉLAT et *al.* 1998, GUELAT et RENTZEL, à paraître) fut décisive pour la compréhension des interactions pédosédimentaires. La découverte en 1989, lors de sondages dans la partie ouest du site, d'une séquence glacio-lacustre, puis, en 1992, lors de nouveaux sondages exploratoires, d'une séquence équivalente à Bildacker, nous incita à concevoir l'étude géologique du site dans un cadre chronologique et paléoenvironnemental plus large que celui que nous avons envisagé au départ. Enfin, la dernière campagne de sondages, effectuée en 1995 à l'extrémité ouest du site, permis de mettre en évidence un nouveau contexte géomorphologique, en relation avec une ancienne berge d'un bras de la Gamsa, élargissant encore la palette des paléomilieus représentés sur le site.

I. 2) CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEOGRAPHIQUE

I. 2.1) Géologie, orographie, hydrographie

I. 2.1.1) focale régionale

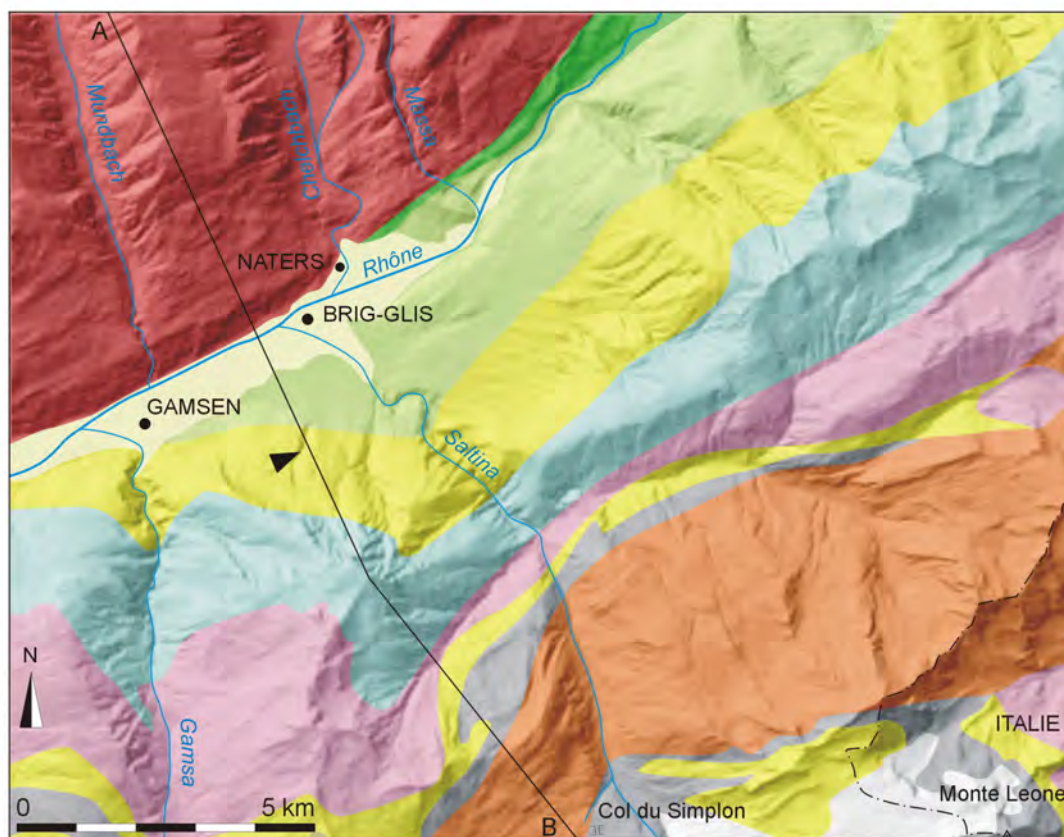
Une géographie physique dont les grandes lignes sont déterminées par la géologie structurale. Dans les environs de Brig, le tracé du Rhône présente deux contextes morphologiques et structuraux fort différents (**fig.1** et **fig. 2**): en amont de Brig, la direction du Rhône est NE-SW ; son cours est alors déterminé par la présence d'un synclinal de roches sédimentaires datées du Permo-Carbonifère, facilement érodables, pincé entre les deux massifs cristallins de l'Aar au nord et du Gotthard au sud : le synclinal d'Urseren, parfois qualifié de « gouttière médullaire », se poursuivant jusqu'à Andermatt et au bassin de la haute Reuss (VEYRET et VEYRET 1967). Au nord de cette gouttière, le massif de l'Aar est constitué en sa périphérie par des séries cristallophylliennes antévarisques alors que son centre est composé de granites mis en place à la fin du Primaire. Une structure analogue caractérise le massif du Gotthard. En aval de Gletsch, la vallée de Conche (Goms), aux alentours de 1350 m d'altitude, se caractérise par sa relative ouverture : c'est une vallée peu encaissée,

où se succèdent toute une série de cônes alluviaux mis en place par les cours d'eau adjacents. Au sortir de la vallée de Conche jusqu'aux environs de Brig, le cours du Rhône s'encaisse fortement. En aval de Brig, la vallée est nettement plus large et présente alors un fond plat, conséquence d'un important comblement alluvial dans une vallée glaciaire surcreusée ; elle s'oriente est / ouest : l'axe est alors déterminé par les chevauchements du domaine pennique sur l'Helvétique. Ces chevauchements comprennent des nappes de couvertures (calcschistes, marbres dolomitiques) à proximité de la vallée du Rhône et des nappes de socle (gneiss et amphibolites) plus au sud.

Un contexte orographique et hydrographique résultant de l'interaction entre structure interne et géodynamique externe. Si le contexte structural détermine bien les grandes lignes de la géographie régionale, l'érosion glaciaire quaternaire a largement contribué à donner au bassin du haut Rhône l'aspect que nous lui connaissons aujourd'hui.

Le Valais possède 7 des 10 plus grands glaciers des Alpes suisses (les glaciers d'Aletsch, de Fiesch, d'Oberaletsch, de Corbassière, du Rhône et d'Otemma) ; quatre de ceux-ci appartiennent au Haut-Valais (ZRYD 1999). Le Rhône et ses affluents drainent, en amont de Viège, un bassin versant caractérisé par un relativement fort englacement, celui-ci étant principalement localisé sur le versant nord de la vallée principale appartenant au massif cristallin de l'Aar. Des altitudes élevées (six sommets à plus de 4000 m) et des reliefs très abrupts caractérisent ces terrains cristallins que l'érosion glaciaire a fortement incisés : les sommets de l'Aletschhorn (4195 m) et du Finsteraarhorn (4274 m) dominent les vallées englacées du grand glacier d'Aletsch (96 km², 24,7 km de longueur), de l'Oberaletschgletscher (22 km², 9 km de longueur) et du glacier de Fiesch (33 km², 16 km de longueur). La surface englacée du bassin du Rhône en amont de Viège totalise 220 km² qui se répartissent de la façon suivante : vallée de Conche : 41,5 km² ; Fieschertal : 38,5 km² ; Massatal : 128,5 km² ; Binnatal : 6,7 km² ; Saltinatal : 3,9 km² ; Nanztal : 1,1 km² (AUBERT 1980, MÜLLER, CAFLISCH et MÜLLER 1976). Le versant sud de la vallée du Rhône, en amont de Visp (Viège), se caractérise par des altitudes plus basses (massifs du Fletschhorn - Lagginhorn : 3993 m, Monte Leone : 3403, Blinnenhorn : 3373 m) et un englacement beaucoup plus réduit.

Dans la région concernée, le Rhône reçoit quelques affluents de ses vallées adjacentes. En amont de Brig, la Weisswasser, tributaire du glacier de Fiesch, possède son bassin versant dans le massif cristallin de l'Aar, alors que la Binna prend sa source en bordure ouest du massif du Gotthard, au pied du Blinnenhorn (3373 m). Plus en aval, à la hauteur de Brig, le Rhône reçoit, au nord, les eaux de la Massa, tributaire du glacier d'Aletsch (massif de l'Aar) et au sud les eaux de



QUATERNAIRE

- Glaciers actuels
- Alluvions

HELVETIQUE

- Zone de Termen : séries de schistes argileux, des calcschistes (Lias) et des gypses et dolomies (Trias)
- Zone d'Urseren (conglomérats permiers)
- Socle cristallin du Massif de l'Aar (gneiss et granites)

PENNIQUE

- Zone de Sion-Courmayeur (Nappe des schistes lustrés)
- Zone Houillère (couverture de la Nappe du Saint-Bernard)
- Zone de Berisal (socle de la Nappe du Saint-Bernard)
- Zone du Binntal (couverture de la Nappe du Monte Leone)
- Socle de la Nappe du Monte Leone

A-B : Coupe de la figure 6

Fig. 2 : carte géologique simplifiée des environs de Brig (d'après BURRI et *al.* 1993, et sur la base des données de l'Office fédéral de topographie, DHM 25, contrat n° T430-02-033324)

la Saltina, dont le bassin versant se situe dans le massif du Monte Leone (3403 m). Au niveau du village de Gamsen, juste en aval du site, se trouve le débouché de la Gamsa, bien marqué dans le paysage par un cône torrentiel relativement important. Cet affluent du Rhône prend sa source dans le massif du Fletschhorn et occupe la vallée orientée sud-nord du Nanztal, alors qu'au nord débouche le Mundbach, un affluent d'importance plus secondaire descendant du Gredetschtal et prenant sa source dans le massif d'Aletsch. Encore un peu plus en aval, à Viège (Visp), le Rhône reçoit les eaux du bassin des Vièges.

I. 2.1.2) focale locale

géologie/pétrographie : des formations pétrographiques variées affleurant sur une aire restreinte (fig. 2). Les formations du massif de l'Aar affleurent immédiatement au nord de Brig (région de Mund / Birgisch / Naters) (BURRI et *al.* 1993). Elles sont constituées ici pour l'essentiel de séries cristallophylliennes qui comprennent des gneiss ocellés à enclaves diverses (amphibolites, hornblendites), parfois à faciès porphyroïdes (affleurements de Geimen), des gneiss à biotite et séricite à filons d'aplite (affleurements de Bitsch-

Naters), des gneiss à biotite et plagioclase, fréquemment migmatisés (flanc est du Blindtal / gorges de la Massa) et des amphibolites (affleurement de Mählbaum). Les formations de granite varisque affleurent sur une aire restreinte dans la partie médiane des gorges de la Massa.

Les formations de couverture de l'Helvétique affleurent à proximité du cours du Rhône (Brig / Naters / Termen / Mörel), pincées entre le socle cristallin du massif de l'Aar et les nappes penniques. Ces formations com-

prennent, d'une part, les conglomérats permien appartenant à la *Zone d'Urseren* et affleurant sur les premiers contreforts de l'adret, entre Naters et Mörel (affleurement du débouché des gorges de la Massa), d'autre part les formations de la *Zone de Termen*, comprenant des phyllites à chlorite et séricite, des gypses et marbres dolomitiques du Trias, la série des calcschistes de Termen (Rhétien, Pliensbachien) et la série des schistes argileux de Termen (Pliensbachien supérieur-Toarcien) affleurant à l'ubac (affleurements de Brig-Napoléons-

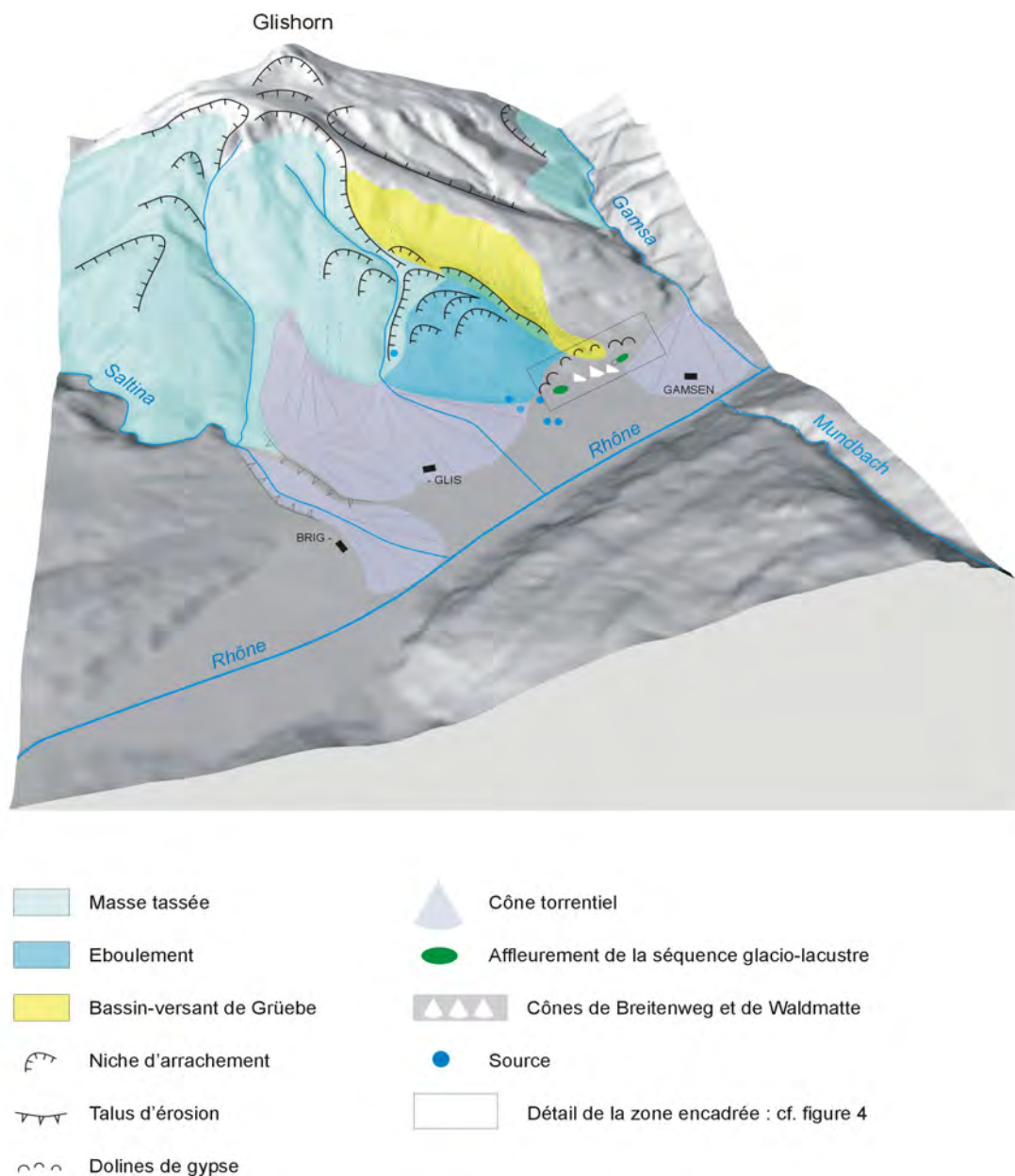


Fig. 3 : la vallée du Rhône entre Brig et Gamsen (vue depuis le nord-est); schéma géomorphologique, d'après la carte géologique de Brig (BURRI et al. 1993) pour le versant du Glishorn, les photographies aériennes et les données de terrain pour la zone concernant les environs immédiats du site. Le flanc nord du Glishorn se caractérise par la présence d'une corniche bien marquée ; une série de niches d'arrachement surmonte une importante masse de matériaux tassés et éboulés ; les cônes imbriqués de Haselgrabe, Holzgrabe et Ännerholzgrabe, à Glis, se sont constitués à partir de ces matériaux.

brücke, Biela, Termen et Gamsen).

Au sud du Rhône, en amont de Ried-bei-Brig / Termen, affleure la couverture du domaine pennique : les “brisés”, constitutifs des reliefs immédiatement présents au sud de la Vallée du Rhône (flanc nord du Glishorn et de la chaîne du Fülhorn / Bättlihorn) appartiennent à la *Zone de Sion-Courmayeur* (BURRI 1987) ; les principales formations que l’on y rencontre sont des calcschistes-micaschistes du Flysch (*couches de St-Christophe*), des quartzites et micaschistes (*couches des Marmontains*).

Plus au sud, également en domaine pennique, affleurent, d’une part, la nappe du Monte Leone (appartenant aux nappes simplio-tessinoises) comprenant des formations de socle et des formations de couverture, d’autre part les formations de socle et de couverture de la nappe du Saint-Bernard. La *Zone du Binntal* appartient à la couverture de la nappe du Monte Leone ; elle comprend les micaschistes et les calcschistes de la série de Rosswald constituant les reliefs sommitaux de la chaîne du Fülhorn / Bättlihorn et les calcschistes, gypses et marbres dolomitiques de la *Zone de Fäldbach* affleurant dans les dépressions du Safflischbach / Safflischpass / Mischibach et du Nesselbach ainsi qu’au sommet du Glishorn. Les formations de socle de la nappe du Monte Leone (gneiss à deux micas) constituent les reliefs séparant le Safflischpass et le Steinental, le sommet du Spitzhorli au sud du Glishorn, la partie médiane du Nanztal ainsi que les reliefs sommitaux du Hübschhorn et du Monte Leone. Les formations de la *Zone de Berisal*, appartenant au socle de la nappe du St-Bernard, sont constituées de micaschistes à grenat, gneiss à deux micas, gneiss ocellés à biotite, gneiss aplitiques et amphibolites à épidote et grenat et forment les reliefs de la chaîne Wasenhorn / Fürggubäumhorn / Bortelhorn / Hillehorn (BURRI et al. 1993).

géomorphologie / géologie du Quaternaire : A l’exception des alluvions récentes de la plaine du Rhône, les formations quaternaires sont largement influencées par les phénomènes glaciaires, périglaciaires et gravitaires. Sur les flancs de la vallée du Rhône, les placages morainiques du Würm récent sont abondants (replats de Mund / Birgisch et de Bitsch / Oberried à l’adret, de Ried-bei-Brig / Termen à l’ubac). Les glissements de terrain et les tassements affectent principalement les aires à forte déclivité dans les zones où affleurent les micaschistes et les calcschistes : tassements et éboulements du flanc nord du Glishorn, du Nesselthal et de Eyholz, tassement et glissement de Berisal en aval du col du Simplon, tassements de la région de Termen / Tunnetschalp / Mörel sur le versant nord de la vallée du Rhône, en amont de Brig. Dans les zones de plus forte altitude (2000 m-3000 m), la morphologie est fortement influencée par les phénomènes périglaciaires : glaciers rocheux et coulées de blocs du Spitzhorli-Fülhorn sur le flanc est du Nanztal pour ne citer

que les exemples les plus proches du site étudié. Le remplissage alluvionnaire de la plaine du Rhône présente de fortes épaisseurs, surtout en Valais central, le maximum étant connu en amont de Martigny, où il atteint 1 km (BESSON et al. 1991).

Dans les environs de Brig, le débouché des vallées latérales se matérialise par des cônes torrentiels assez bien marqués dans le paysage : cône du Chelchbach à Naters sur la rive droite du Rhône, de la Saltina à Brig-Glis, de la Gamsa au village Gamsen, et des cônes d’affluents mineurs à Glis-Holzji : les ravins de Haselgrabe, Holzgrabe et Ännerholzgrabe, ayant leur origine dans la masse tassée des pentes du Glishorn, donnent naissance à trois cônes coalescents, en partie imbriqués, sur la rive gauche du Rhône (**fig. 3**).

I. 2.1.3) focale du site

géomorphologie de la zone de Bildacker / Waldmatte / Kriedenfluh / pied du Glishorn. Le contexte géomorphologique local est, rappelons-le, celui d’un piémont en ubac, matérialisant le raccord entre le flanc nord du Glishorn (2525 m) et la plaine du Rhône (660 m). La partie supérieure de l’ubac (altitudes comprises entre 1700 m et 2500 m) correspond à la corniche laissée par la niche d’arrachement du tassement de versant et de l’éboulement du Glishorn alors que la partie médiane (altitudes comprises entre 800 m et 1700 m) correspond à la masse des matériaux déplacés (tassement et glissement / éboulement) se présentant sous l’aspect d’un volume légèrement bombé, limité à l’est et à l’ouest par deux talwegs, et entaillé au-dessus du village de Glis par le ravin bien marqué d’Holzgrabe (**fig. 3**).

A proximité immédiate du site, la partie inférieure de l’ubac présente, entre les altitudes de 740 m et de 760 m, un petit ressaut à faible déclivité, actuellement en prairie, sur lequel ont été aménagés des bisses. En amont de ce ressaut, un petit cône de déjection, actuellement recouvert par une pinède, s’est constitué au débouché du talweg occidental, drainant de façon épisodique (fonte des neiges, etc.) les eaux d’un petit bassin d’alimentation (lieu-dit Gruebe, 1300 m, en contrebas de la ligne incurvée de falaises correspondant à la niche d’arrachement du glissement de terrain (**fig. 3** et **fig. 4**).

La bande de terrain affleurant sur le flanc nord du Glishorn est constituée, d’une part de calcschistes et de micaschistes appartenant au Flysch de la *Zone de Sion-Courmayeur* (couches de Saint-Christophe) dans sa partie amont, d’autre part de gypse et de schistes argileux appartenant à l’Helvétique (*Zone de Termen*) dans sa partie aval ; ce gypse est à l’origine de toute une série de petites dolines « égueulées » ouvertes dans la pente et s’organisant en deux lignes bien distinctes, probablement suite à un décalage d’origine tectonique.

On notera d'autre part la présence de plusieurs sources à proximité du site au lieu-dit Gstipf, dans la partie ouest de la commune de Glis, au point de jonction du cône de Holzgrabe, de la masse éboulée et de la plaine du Rhône.

l'impluvium : d'une superficie d'environ 80 ha et d'une longueur de 2 km, l'impluvium est délimité au sud et à l'ouest par une barre rocheuse culminant aux environs de 2000 m et formant l'arête nord-ouest du Glishorn,

correspondant au plan de décrochement du tassement de versant du Glishorn. Cet impluvium est d'autre part délimité au nord-est par un relief plus discret culminant vers 1300 m, correspondant au gros bourrelet de la masse glissée et tassée, constitué de matériau meuble hétérométrique. La différence d'altitude entre la partie la plus haute de l'impluvium et la zone d'accumulation sur le site est de l'ordre de 1300 m, avec un dénivelé extrêmement marqué au niveau de la corniche sud-ouest (**fig. 3**). La pente de la corniche est de 65 degrés



Fig. 4 : schéma du pied de versant, dans la zone de Bildacker, Breitenweg, Waldmatte et Kriedenfluh (d'après photographies aériennes, cartes topographiques et données de terrain) ; le premier ressaut en amont du site se caractérise par la présence d'alignements de dolines de gypse.

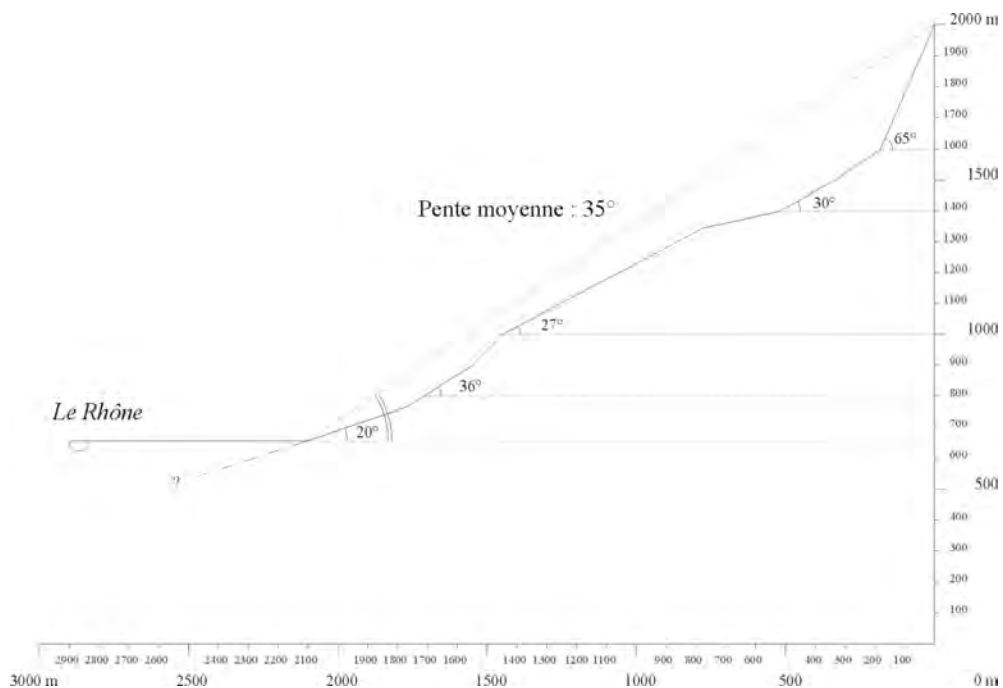


Fig. 5 : pente du terrain sur le bassin versant dominant le site de Waldmatte.

pour les 400 mètres de dénivellation supérieurs. La pente moyenne de la ligne de talweg sous la corniche est comprise entre 25 et 30 degrés. La pente moyenne de l'impluvium est de 35 degrés (fig. 5).

I. 2.2) climat et végétation

I. 2.2.1) climat

Du point de vue climatique, le Valais se caractérise par des températures contrastées. La moyenne annuelle de température est de 9° C à Brig, avec une moyenne de -1° pour janvier et de 18° pour juillet (fig. 6). Le site de Gamsen se caractérise d'une part par son angle de confinement non négligeable (27 degrés) et d'autre part par sa situation à l'ubac, au pied immédiat du Glishorn (fig. 7). Cette situation lui confère des caractéristiques climatiques très localisées beaucoup plus contrastées que dans la plaine du Rhône ou à l'adret : assez grand nombre de jours sans soleil -de novembre à février- durant l'hiver, avec une variabilité spatiale bien marquée -le nombre de jours sans soleil est plus élevé dans la partie amont du site qu'à l'aval-, nombre d'heures d'ensoleillement par jour élevé en été. Ce facteur local n'est pas à négliger pour son influence sur la dynamique pédo-sédimentaire du site. D'une part, l'accentuation des contrastes saisonniers (température, humidité, heures d'ensoleillement) entraînera une alternance marquée de cycles d'humectation / dessiccation entre l'hiver et l'été ; d'autre part l'accentuation des kontras-

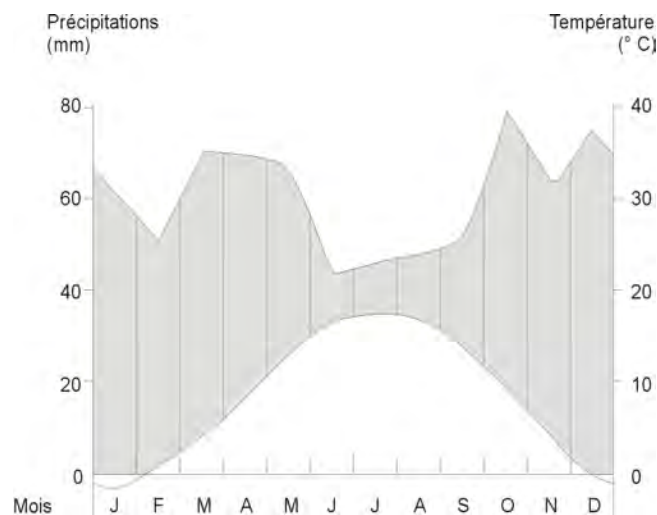


Fig. 6 : diagramme des températures et précipitations moyennes mensuelles à Brig (d'après WERNER 1988).

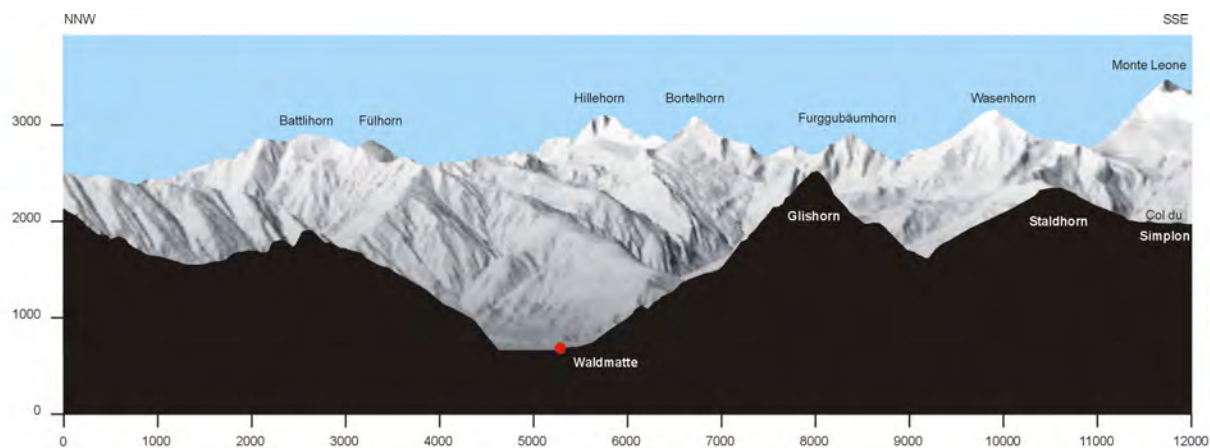


Fig. 7 : profil transversal NNW/SSE de la vallée du Rhône au niveau du site de Gamsen et vue panoramique vers l'est.

tes diurnes / nocturnes, surtout aux intersaisons, pourra avoir pour effet de favoriser les mouvements lents liés aux processus de gel / dégel (voir chap.VII. 2.2).

En ce qui concerne les précipitations, plusieurs influences se rencontrent à l'échelle régionale : alors qu'en Bas-Valais le caractère océanique du bassin lémanique se fait encore fortement sentir (fortes précipitations, même à basse altitude, surtout en été), le Valais central et, dans une moindre mesure, le Haut-Valais se démarquent par leur climat continental caractérisé par des étés très secs (WERNER 1988). Durant l'été, les précipitations n'excèdent pas, en moyenne, 50 mm par mois à Brig. A la différence de Sion et Sierre situés au coeur du Valais central, elles sont plus abondantes au printemps et à l'automne, durant lesquels elles atteignent 70 à 80 mm par mois. Dans le fond de la vallée du Rhône, de Martigny à Gletsch, les précipitations augmentent régulièrement en fonction de l'altitude selon une progression très linéaire (Sion : altitude : 549 m, précipitations : 592 mm / année ; Brig : altitude : 671 m, précipitations : 723 mm / année ; Fiesch : altitude : 1060 m, précipitations : 925 mm / année ; Oberwald : altitude : 1370 m, précipitations : 1493 mm / année ; Grimselpass : altitude : 1962 m, précipitations : 2070 mm / année). Dans les vallées latérales (Entremont, Anniviers, Zermatt), l'augmentation des précipitations avec l'altitude est beaucoup plus faible que dans la vallée principale, tout au moins pour les altitudes inférieures à 1500 m (WERNER 1988).

I. 2.2.2) végétation

Le versant sud de la vallée du Rhône, dans la zone située à proximité du site de Gamsen, est situé dans l'étage montagnard. Dans cette partie du Valais à caractère continental, la végétation se marque par la prédominance du pin sylvestre (*Pinus silvestris*) qui remplace le hêtre (*Fagus silvatica*) et le sapin (*Picea alba*) présent en Bas-Valais. Au-dessus de 1200 m le mélèze (*Larix decidua*) et l'épicéa (*Picea abies*) supplantent le pin dans l'étage subalpin. Les pelouses rases de l'étage alpin coiffent les derniers reliefs du Glishorn (WERNER 1988).

I. 3) METHODES ET TECHNIQUES D'ETUDE

I. 3.1) travaux de terrain

I. 3.1.1) localisation des interventions de terrain

Le terrain étudié se présente sous forme d'une bande d'environ 100 m de large et 800 m de long, parallèle à l'axe de la plaine du Rhône et s'étendant de Bildacker à l'est à Kriedenfluh à l'ouest (**Annexe I** : le site de Brig-Glis/Gamsen : situation des stratigraphies présentées et des profils échantillonnés pour la sédimentologie).

Les relevés et observations de terrain ont constitué la part primordiale du travail effectué. Les données concernant la texture générale du sédiment, les structures sédimentaires, les variations latérales de faciès, la géométrie des dépôts, les corrélations stratigraphiques ont été recueillies à cette étape du travail (COLLINSON et THOMPSON 1982).

Les données documentées proviennent de différents

types d'interventions : sondages à but prospectif, tranchées, profils en limite de surfaces de fouille et fouilles en planimétrie. Les sondages à but prospectifs ont été effectués afin de délimiter l'extension du site archéologique ; une partie de ceux-ci a été effectuée en 1987 avant notre participation au projet ; ceux effectués par la suite, de 1990 à 1995 (Bildacker, Breitenweg, Waldmatte-ouest, Kriedenfluh), ont été planifiés et effectués en étroite collaboration entre archéologues et géologues (l'étude stratigraphique et sédimentologique des séquences naturelles a été effectuée par nous-même ; les études micromorphologiques ont été intégrées, dans la mesure du possible, dès les travaux de terrain). Du point de vue stratigraphique, ces sondages limités permettent d'avoir une vision partielle du terrain. Les tranchées, parfois de longueur assez importantes (Tr.1, Tr.7, Tr.9, Tr.12, BB S21) ont été effectuées dans un second temps, en fonction des données des sondages de prospection. Le choix de leur emplacement et de leur orientation a pu être établi par rapport à la structuration morpho-sédimentaire du terrain. Les profils situés en limite de surface de fouille, effectués selon une maille plus serrée que les tranchées, ont été en général relevés par les équipes de fouille elles-mêmes ; des observations permettant d'en préciser le contexte sédimentaire ont pu y être effectuées tout au long des campagnes de fouille.

I. 3.1.2) choix de l'échantillonnage

Les échantillonnages sédimentologiques ont été effectués sur les profils les plus représentatifs des divers contextes morpho-sédimentaires rencontrés sur le site (**Annexe I**), de façon à couvrir l'éventail des faciès sédimentaires reconnus ; l'échantillonnage d'un référentiel actuel a complété les prélèvements effectués sur le site même. En complément à cet échantillonnage, un corpus de prélèvements a été effectué par les deux équipes de fouille (échantillons « ES » par l'équipe ARIA et « PLV » par l'équipe TERA), afin d'avoir la possibilité d'apporter une réponse à des questions ponctuelles rencontrées en cours de fouille (qualité de certains matériaux dans des constructions ou des démolitions, nature exogène ou allochtone de ces matériaux, etc.).

Le choix des échantillonnages micromorphologiques a été discuté tout au long des campagnes de terrain, afin d'essayer d'apporter des réponses à des questions auxquelles ni les données de terrain, ni les analyses sédimentologiques de type classique n'étaient à même de répondre (nature et caractérisation des sols enfouis, présence de sols *in situ* ou non, etc.). Des prélèvements palynologiques ont été effectués à différentes reprises, avec peu de succès, dans les sédiments susceptibles d'avoir conservé des pollens, afin d'essayer de caler certaines séquences sédimentaires dans un cadre biostratigraphique (BEZAT 1992).

I. 3.2) analyses

Les analyses effectuées ont porté, d'une part, sur la granulométrie du sédiment (granulométrie des fractions grossières -granules, cailloux et blocs- pour une série limitée d'échantillons ; granulométrie des fractions sableuses et granulométrie des fractions limono-argileuses pour la plupart des échantillons), d'autre part sur la chimie des fractions inférieures à 0,5 mm ainsi que sur la composition des fractions sableuses.

I. 3.2.1) granulométrie des fractions grossières

Ces analyses ont été effectuées sur une série restreinte d'échantillons (BW I, BW II, quelques échantillons de BW X). Elles ont été effectuées par tamisage à sec sur maille de 2 mm afin de séparer les fractions grossières (granules, cailloux et blocs) de la composante sableuse et limono-argileuse. Les fractions supérieures à 2 mm ont été tamisées à sec sur mailles de 6 mm et 20 mm et séparées par crible pour les fractions plus grossières.

I. 3.2.2) granulométrie des fractions sableuses

Les fractions comprises entre 50 µm et 2 mm ont été séparées par tamisage à sec selon la méthode classique (MISKOVSKY et DEBARD 2002) sur une colonne de 17 tamis selon une maille AFNOR puis pesées, après avoir été séparées des fractions supérieures à 2 mm et inférieures à 50 µm par lavage à l'eau et séchées à l'étuve.

I. 3.2.3) granulométrie des fractions fines

Les fractions fines ont été analysées par méthode laser (*Malvern*) au laboratoire de l'entreprise Ciba Geigy de Bâle par l'intermédiaire du laboratoire de sédimentologie du Séminaire de Préhistoire de l'Université de Bâle.

I. 3.2.4) analyses chimiques

Les analyses chimiques des fractions inférieures à 0,5 mm (carbonates, matière organique, pH, phosphates, matière humique) ont été effectuées par le laboratoire de sédimentologie du Séminaire de Préhistoire de l'Université de Bâle (*Institut für Prähistorische und Naturwissenschaftliche Archäologie*) selon leur protocole habituel :

le pH est mesuré au pH-mètre sur une solution de chlorure de potassium ;

les teneurs en carbonates sont mesurées à l'aide du calcimètre de Müller ;

la teneur en matière organique est obtenue par combustion au four à 1000°C, avec correction du carbone lié aux carbonates ;

les valeurs des phosphates sont obtenues par méthode colorimétrique (réaction au molybdate d'ammonium) et les résultats sont donnés en unité de couleur (u.c.) ;

les valeurs en matière organique fine (matière humi-

BC	Mittelland / Plateau Jura, Bas-Valais (Süddeutschland)	Lombardia Piemonte	Ticino Mesolcina Oberwallis	Alpenrheintal	Unterengadin	BC
0						0
100	LT D2	LT D2	LT D2	LT D2	Fritzens- Sanzeno D	100
	LT D1	LT D1	LT D1	LT D1		
200	LT C2	LT C2	LT C2	LT C2	Fritzens- Sanzeno C	200
	LT C1	LT C1	LT C1	LT C1		
300	LT B2	LT B2	LT B2	Keramik Typ Schneller	Fritzens- Sanzeno B	300
	LT B1	LT B1	LT B1			
400	LT A	G III A3 G III A2	Tessin D (D1 - D2)			400
500	Ha D3	G III A1	Tessin C	Keramik Typ Tamins	Fritzens- Sanzeno A	500
	Ha D2	G II B	Tessin B			
600	Ha D1	G II A/B G II A	Tessin A (A2 - A3)	Nordalpine Hallstattkeramik	Laugen- Melaun C	600
700	Ha C	G I C G I B G I A2		Ha C		700
800	Ha B3	G I A1		Ha B3	Laugen- Melaun B	800

Fig. 8 : tableau chronologique de l'âge du Fer en Suisse (d'après KAENEL et MÜLLER, SPM IV 1999)

que) sont obtenues par réaction au fluorure de sodium et les résultats sont également donnés en unité de couleur (u.c.).

I. 3.2.5) composition des fractions sableuses

Les décomptes optiques ont été effectués à la loupe binoculaire sur la fraction moyenne des sables afin d'évaluer les pourcentages respectifs des constituants de cette fraction. 150 à 200 grains ont été décomptés pour chaque échantillon selon leur nature : pétrographie et minéralogie du détritisme minéral (quartz, micas, calcite, fragments de calcschistes locaux ou de roches silicatées métamorphiques et ignées), présence d'éléments organiques (débris végétaux, charbons de bois, mollusques), indices de pédogenèse (manchons racinaires, observation des figures de corrosion de la calcite sur les fragments de calcschistes).

I. 3.3) traitement des données : courbes granulométriques cumulatives et calcul des paramètres granulométriques

Les courbes granulométriques cumulatives à abscisse à échelle logarithmique ont été effectuées à partir des résultats cumulés des analyses de chaque fraction (limono-argileuse et sableuse) et présentées graphiquement grâce au programme informatique établi par P.-A. Gillioz. Pour une série restreinte d'échantillons, les courbes cumulatives ont également intégré les données des fractions comprises entre 2 mm et 100 mm.

Le calcul des paramètres granulométriques sur les fractions inférieures à 2 mm (médiane, *sorting index*, asymétrie) a pu être également effectué de façon automatique à l'aide du programme de P.-A. Gillioz ; les paramètres utilisés ont été les suivants :

-P10, Q1 (premier quartile), Md (médiane), Q3 (troisième quartile) et P90, respectivement tailles des particules aux ordonnées de 10%, 25%, 50%, 75% et 90% ;

-*Sorting index* (So_1) = $\log(Q3/Q1)$;

-Asymétrie (*Skewness*, $\log Sk$) = $\log((Q3+Q1)/Md)$.

Nous avons utilisé les diagrammes triangulaires pour qualifier le sédiment du point de vue textural. Pour la granulométrie totale du sédiment (blocs + cailloux + granules / sables / limons + argiles), la nomenclature utilisée est celle de FOLK 1954, 1968 ; pour les fractions inférieures à 2 mm (diagramme sables / limons / argiles), nous nous sommes référés à la nomenclature de SHEPARD 1954. Afin de discriminer les faciès en fonction de la granulométrie des sables, des diagrammes triangulaires supplémentaires (sables grossiers / sables moyens / sables fins et sables grossiers + sables moyens / sables fins / limons + argiles) ont été effectués.

I. 3.4) contexte chronologique

I. 3.4.1) généralités

Les séquences lithostratigraphiques, sans l'apport de données extérieures (bio-chronologie, radiochronologie, archéologie), ne sont pas à même de fournir un cadre chronologique. Dans un contexte de dynamique de versant comme celui du site de Gamsen, les conditions ne sont pas optimales pour les corrélations latérales : d'une part, les corrélations de faciès à distance n'ont pas la valeur qu'elles ont dans d'autres contextes, comme le domaine margino-littoral lacustre (SCHINDLER 1974, BROCHIER et al. 1987 et 1991, MOULIN 1991) où certains faciès peuvent se suivre sur plusieurs centaines de mètres de distance ; d'autre part, ni le contexte détritique minéral grossier des phases à tendance rhéostatique, ni le contexte oxydé et altéré des phases à tendance biostatique ne sont favorables à la présence et à la bonne conservation des marqueurs bio-chronologiques comme c'est le cas en milieux lacustre et palustre (LANG 1985). L'établissement de corrélations stratigraphiques est rendu malaisé par l'évolution propre de chacun des domaines morpho-sédimentaires qui s'étendent, sur plus de 800 mètres, de Bildacker à Kriedenfluh.

Le problème principal rencontré pour établir une sériation chronologique des séquences sédimentaires et des événements morpho-sédimentaires à l'échelle du site, est l'importante hétérogénéité des données au niveau spatial comme au niveau temporel. Ceci est dû au fait que certaines entités spatiales (cônes est et ouest en particulier) ont été « disséquées » jusqu'à un extrême degré de finesse par la fouille, permettant de sérier des événements à l'échelle de la décennie (NICOURD et CURDY 1994), alors que, pour d'autres parties du site ou pour les séquences antérieures aux occupations protohistoriques sur les deux cônes, les seuls jalons chronostratigraphiques consistent en de rares et disparates dates radiocarbone et des données palynologiques (uniquement pour le profil BW X) à utiliser avec précaution à cause de la relativement mauvaise conservation des pollens, l'ensemble de ces données ne permettant souvent pas de descendre en dessous de quelques millénaires dans la sériation chronologique de certains événements.

La question de la sériation chronologique, si elle se pose de façon aiguë pour les séquences sédimentaires antérieures aux occupations protohistoriques, se pose aussi pour les séquences sédimentaires postérieures aux habitats historiques les plus récents sur les deux cônes, où les jalons chronostratigraphiques sont rares, sinon absents pour les 12 ou 15 derniers siècles.

Pour les séquences sédimentaires antérieures aux occupations du premier âge du Fer (du Tardiglaciaire au VIIe siècle av. J.-C., soit au minimum 10000 ans), les

éléments d'ordre chronostratigraphique se résument à peu de chose : des données polliniques obtenues dans le profil BW X, à utiliser avec précaution, étant donné la relative rareté des pollens, et une série assez restreinte de dates C14. Pour les séquences sédimentaires présentes dans les zones d'habitat comprises entre le VIIe siècle av. J.-C. et le IIIe siècle de notre ère, la sériation chronologique atteint un degré de détail beaucoup plus élevé puisque la maille de résolution atteint le demi-siècle, voire la décennie, alors que pour les séquences sédimentaires contemporaines de celles-ci mais situées hors des habitats, les données chronologiques sont quasiment absentes. Quelques jalons chronologiques existent à la fin du premier millénaire de notre ère grâce aux zones artisanales des fours à plâtre et les données chronologiques concernant le deuxième millénaire de notre ère font totalement défaut.

I. 3.4.2) les données radiocarbone

Le corpus de dates radiocarbone effectuées sur le site de Gamsen comprend une quarantaine de dates, effectuées, pour une part, pour les impératifs de l'archéologie. La répartition des dates en fonction des sites se présente de la façon suivante : Bildacker : 6 dates ; Breitenweg-ouest (fours à plâtre du haut Moyen-Âge) : 8 dates ; Waldmatte-est et centre (habitats protohistoriques et romains) : 7 dates ; Waldmatte-ouest (fours à plâtres du haut Moyen-Âge) : 8 dates ; Kriedenfluh et Waldmatte-ouest (anciennes berges de la Gamsa) : 8 dates ; Waldmatte-est (séquence de l'Holocène ancien) : 5 dates. Parmi celles-ci, sept dates, allant de 7370 ± 90 y BP (6430-6000 BC cal 2 sigma) à 2885 ± 55 y BP (1228-926 BC cal 2 sigma) concernent la séquence sédimentaire antérieure à l'âge du Fer. Toutes les dates ne seront pas utilisées ; en effet, celles effectuées dans les habitats protohistoriques et romains ont une précision qui reste souvent en deçà de celle obtenue à partir des données typochronologiques.

Les analyses ont été effectuées par différents laboratoires : Archéolab / Moudon et St Bonnet de Chavagne (ARC), le Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon-les-Bains (CRG), le Laboratoire de Radiocarbone de l'Université d'Utrecht (UtC), le Laboratoire de Radiocarbone de l'Institut de Géographie de Zürich / Ecole Polytechnique Fédérale de Zürich (UZ / ETH). A l'exception des analyses effectuées par ce dernier laboratoire, qui ont été faites par méthode AMS, les analyses ont été effectuées par méthode conventionnelle.

I. 3.4.3) sériation chronostratigraphique des occupations

La sériation de l'habitat concerne un laps de temps qui couvre environ 12 siècles, depuis la seconde moitié du VIIe siècle av. J.-C. pour les premiers habitats protohistoriques de Waldmatte-est (**fig. 8**) jusqu'aux IVe-Ve

siècles après J.-C. pour les habitats du Romain tardif de Waldmatte-centre et de Waldmatte-ouest, périodes durant laquelle les occupations paraissent se succéder quasiment sans rupture. L'occupation plus épisodique du site s'étend sur une période beaucoup plus longue, couvrant plus de deux millénaires, depuis l'âge du Bronze (dates obtenues, d'une part sur un foyer isolé à Bildacker, d'autre part sur un trou de poteau à Waldmatte ouest / Kriedenfluh) jusqu'au haut Moyen-Âge, avec les installations artisanales de fours à plâtre datées de la fin du premier et du début du second millénaire de notre ère à Breitenweg-ouest et à Waldmatte-ouest (CURDY *et al.* 1993, PACCOLAT et TAILLARD 2001).

Au haut Moyen-Âge, le site, de par sa situation géologique (affleurement de gypse dans la zone amont) se voit attribuer une vocation artisanale, comme en témoignent les deux aires (Breitenweg-ouest et Waldmatte-ouest) où ont été mises au jour des batteries de fours à plâtre (PACCOLAT et TAILLARD 2001). Les éléments de datation de ces fours sont uniquement d'ordre radiochronologique. Si les dates obtenues à Breitenweg-ouest n'apportent que peu d'éléments pour dater des événements naturels, celles effectuées à Waldmatte-ouest présentent plus d'intérêt car elles apportent des jalons importants pour sérier la formation et le comblement d'une doline du gypse. Mais sur la plus grande partie du site, les éléments de datation font défaut pour la période qui va du Romain tardif à l'actuel.

I. 3.5) démarche, option de présentation du travail et conventions adoptées

I. 3.5.1) démarche et plan de l'étude

Etant donnée la partition complexe, à la fois géométrique et chronologique, du site, le choix de la partition du discours ne s'est pas avéré aisé ; après le premier chapitre introductif, les chapitres allant du deuxième au septième seront consacrés à une analyse des différentes entités présentes sur le site de Gamsen, où les notions d'« entité spatiale » et d'« entité chronologique » sont souvent imbriquées de façon confuse. Le chapitre II sera consacré aux dépôts glacio-lacustres, fluvio-glaciaires et gravitaires des domaines morphosédimentaires A et F (**fig. 4**), constituant les séquences sédimentaires les plus anciennes reconnues sur le site, attribuées au Tardiglaciaire.

Le chapitre III fera le point sur les données concernant la séquence sédimentaire mal datée, comprise entre les dépôts précédemment évoqués et les premières occupations protohistoriques du site, dont des témoins d'inégale importance existent sur quasiment toute l'étendue du site.

Le chapitre IV sera consacré à l'étude des cônes torrentiels est et ouest, et aux interférences entre la dynamique sédimentaire naturelle et les occupations protohistoriques et historiques sur ces deux cônes.

Le chapitre V étudiera l'évolution morpho-sédimentaire d'une aire de relative faible extension, en relation avec la dynamique karstique liée à la présence de gypse dans le substratum sur cette partie du site.

Le chapitre VI analysera les séquences sédimentaires en relation avec un bras fossile de la Gamsa situé en bordure orientale de son cône torrentiel.

Pour chacun de ces chapitres seront présentés, en première partie un dossier documentaire descriptif basé pour sa plus grande part sur l'analyse des stratigraphies, de façon plus accessoire sur les résultats des analyses sédimentologiques, puis, dans un second temps, une partie interprétative constituant une première synthèse pour chacun des thèmes abordés dans les différents chapitres.

Enfin, le chapitre VII sera consacré à une synthèse générale des données.

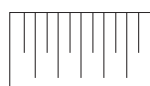
Une liste des échantillons analysés et classés par faciès ainsi qu'une présentation des diagrammes sédimentologiques des profils étudiés seront présentées en annexes.

I.3.5.2) conventions adoptées

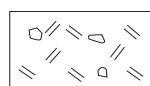
Dénomination et extension des sites archéologiques du pied du Glishorn et abréviations. Le site de Brig-Glis / Gamsen, situé au pied du Glishorn, à l'est du village actuel de Gamsen, sur la commune de Brig-Glis, se compose de plusieurs sites qui, d'est en ouest, portent les appellations suivantes (**fig. 4** et **Annexe I**) : Bildacker (BB), Breitenweg-est (BR-est) et Breitenweg-ouest (BR-ouest), Waldmatte-est (BW-est), Waldmatte-centre (BW-centre), Waldmatte-ouest (BW-ouest) et Kriedenfluh (BK). Il convient de noter ici que les appellations des sites archéologiques et la délimitation des entités que sont les domaines morpho-sédimentaires qui seront explicités plus loin ne sont pas concordantes puisque basées sur des notions différentes de subdivision de l'espace : un site archéologique peut empiéter sur plusieurs domaines morpho-sédimentaires et inversement.

Orientation des documents, échelles et légendes. Etant donnée la configuration du relief du pied du Glishorn, en ubac, où se situent les sites de Gamsen, les documents présentés sous forme d'isométrie sont orientés avec un point de vue diagonal depuis le nord nord-ouest vers le sud sud-est, c'est-à-dire depuis le point bas de la plaine du Rhône vers le piémont, ceci correspondant à la logique de la perspective selon l'angle de vue le plus propice, avec les reliefs en arrière.

Afin de garder une homogénéité dans les documents, les coupes stratigraphiques ont toutes été présentées avec l'amont (sud) à droite pour les coupes nord-sud et l'est à gauche pour les coupes est-ouest ; cette logique nous a aussi obligé à orienter les plans avec le sud en haut, contrairement à la convention admise d'orienter les plans et cartes avec le nord en haut. Les documents stratigraphiques sont présentés à l'échelle du 1 : 50, avec certaines exceptions pour des exemples de détail. Le carroyage du site est décalé par rapport au nord de 30° (décalage correspondant *grosso modo* à celui existant entre l'axe de la vallée du Rhône et l'orientation est-ouest) ; par convention dans le texte qui suit, une coupe orientée dans l'axe du carroyage (donc perpendiculaire à l'axe de la vallée) sera notée nord-sud, une coupe parallèle à la vallée du Rhône sera notée est-ouest. Les conventions internes à l'équipe concernant l'utilisation des diagrammes de Harris et la hiérarchie et le regroupement de strates (EV, US, UT...) seront explicitées dans les travaux de l'équipe ARIA.



Humus



Déchets d'exploitation du gypse



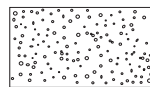
Charbons de bois



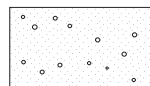
Blocs et galets



Graviers et cailloux



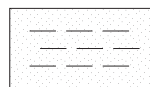
Gravillons



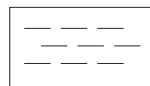
Sables gravillonneux



Sables



Limons sableux et sables limoneux



Limons et limons argileux

Légendes des coupes stratigraphiques (toutes les coupes, sauf mention contraire, sont au 1 : 50)

I. 4) LA PARTITION SPATIALE DU SITE DE GAMSEN : LES DOMAINES MORPHO-SEDIMENTAIRES

La relative complexité de l'aire étudiée et le fait que, de par leur situation topographique, différentes parties du terrain aient suivi leur propre évolution sédimentaire, nous ont conduit à « compartimer » le terrain en domaines présentant chacun des caractéristiques morpho-sédimentaires particulières (fig. 4).

Les différents domaines mis en évidence sont les suivants :

domaine morpho-sédimentaire A : Bildacker, séquence ancienne : des sédiments glacio-lacustres surmontés de dépôts de gravité en constituent les faciès principaux ; ils sont surmontés de sols enfouis et de séquences colluviales protohistoriques. Séquence sédimentaire présentant de grandes similitudes avec celle de Waldmatte-ouest (domaine morpho-sédimentaire F).

domaine morpho-sédimentaire B : cône torrentiel de Breitenweg (Breitenweg-est) : accumulation torrentielle située entre Bildacker et Waldmatte-est.

domaine morpho-sédimentaire C : cône torrentiel est (Waldmatte-est) : ce cône torrentiel, reposant sur les dépôts de l'Holocène ancien, s'est mis en place dès le début de l'occupation du premier âge du Fer et son activité a perduré jusqu'à l'époque romaine.

domaine morpho-sédimentaire D : cône torrentiel ouest (Waldmatte-centre) : ce second cône, de plus petite extension topographique que le précédent, a commencé à se mettre en place discrètement à partir de l'âge du Fer ; il a été surtout actif postérieurement à l'époque romaine.

domaine morpho-sédimentaire E : sédimentation récente piégée dans une dépression karstique (Waldmatte-ouest) : couvrant une aire de faible extension, ce domaine constitue une entité bien délimitée. Une dépression en forme de gouttière perpendiculaire à la pente, consécutive à un effondrement par soutirage karstique postérieur à des occupations romaines (doline du gypse), s'est comblée avant l'installation de fours à plâtre datés du haut Moyen-Âge.

domaine morpho-sédimentaire F : séquence ancienne (Waldmatte-ouest) : sur une aire relativement restreinte du site, une séquence sédimentaire similaire à celle du domaine A, remontant à la fin du Tardiglaciaire et au début de l'Holocène a été préservée des érosions ultérieures. La sédimentation est de type glacio-lacustre et fluvioglaciaire à la base et des

épisodes de type gravitaire sont reconnus à deux reprises dans sa partie médiane, scellant à chaque fois des séquences lacustres ; la présence de sols enfouis caractérise le tiers supérieur de la séquence.

domaine morpho-sédimentaire G : paléoberge de la Gamsa (Waldmatte-ouest / Kriedenfluh) : ce domaine constitue une zone de transition à passage latéral franc entre une sédimentation colluviale de pied de versant et les alluvions torrentielles d'un ancien bras de la Gamsa à l'extrémité orientale de son cône alluvial.

domaine morpho-sédimentaire H : Waldmatte, plaine alluviale du Rhône : il s'agit d'une zone à sédimentation limono-sableuse récente (plaine d'inondation du Rhône) reposant en transgression sur les dépôts de pente.

domaine morpho-sédimentaire I : Breitenweg-ouest et Waldmatte-centre, « tablier » d'accumulation de piémont : ce domaine occupe une assez grande superficie dans la partie centrale et orientale de la zone étudiée ; le terme de « tablier » est pris dans un sens proche de celui utilisé par CAMPY et MACAIRE 1989 pour les tabliers d'éboulis, constituant en quelque sorte le raccord entre le versant proprement dit et le fond de vallée ; il présente une pente plus accentuée et une extension longitudinale plus réduite que les glacis colluviaux ou d'épandage rencontrés en piémont dans les régions arides (LOZET et MATHIEU 1997) ; ce domaine est constitué de l'accumulation de matériaux assez grossiers, hétérométriques (dépôts de gravité) à pendage assez régulier de l'amont vers l'aval, entre lesquels s'intercalent parfois quelques dépôts torrentiels lenticulaires mieux triés. Le début de la mise en place de ce tablier d'accumulation est probablement assez ancien (fin du Tardiglaciaire ? début de l'Holocène ?) et perdure à certains emplacements jusqu'à l'époque moderne. Ces dépôts reposent localement sur des sédiments hétérométriques gris acier d'un glissement de terrain vraisemblablement tardiglaciaire reconnu à Bildacker, à Waldmatte-est (à l'est de l'installation du village du premier âge du Fer) ainsi qu'à Waldmatte-ouest. Les cônes torrentiels des domaines morphosédimentaires B, C et D constituent en quelque sorte des reliefs postiches, bien que peu accentués, surimposés à la fin de l'Holocène sur ce tablier d'accumulation.

LES TEMOINS TARDIGLACIAIRES

II. 1) PRESENTATION

II. 1.1) localisation, extension géographique

Les témoins tardiglaciaires sont localisés dans deux zones bien distinctes (domaines morphosédimentaires A et F) (**fig. 4** et **fig. 9**) : d'une part tout à l'est du site, à Bildacker, dans un petit ensellement situé entre les reliefs escarpés du pied de versant, au sud-est, et un talus abrupt de 6 mètres environ séparant cet ensellement de la plaine d'inondation actuelle du Rhône

au nord-est, d'autre part dans la partie ouest du site (Waldmatte-ouest), à environ 550 m de la zone qui vient d'être mentionnée. A Waldmatte-ouest, ils ont été reconnus sur une surface d'extension assez restreinte sur le replat d'une butte bien marquée dans la topographie, où les dépôts sont présents entre 670 m et 672,50 m. En contrebas du talus, proche de la plaine alluviale actuelle (Villa Zentriegen 2), ils ont été observés à une altitude comprise entre 660,50 m et 661,50 m. A Bildacker, cette séquence est située entre 663,50 m et 667,50 m .

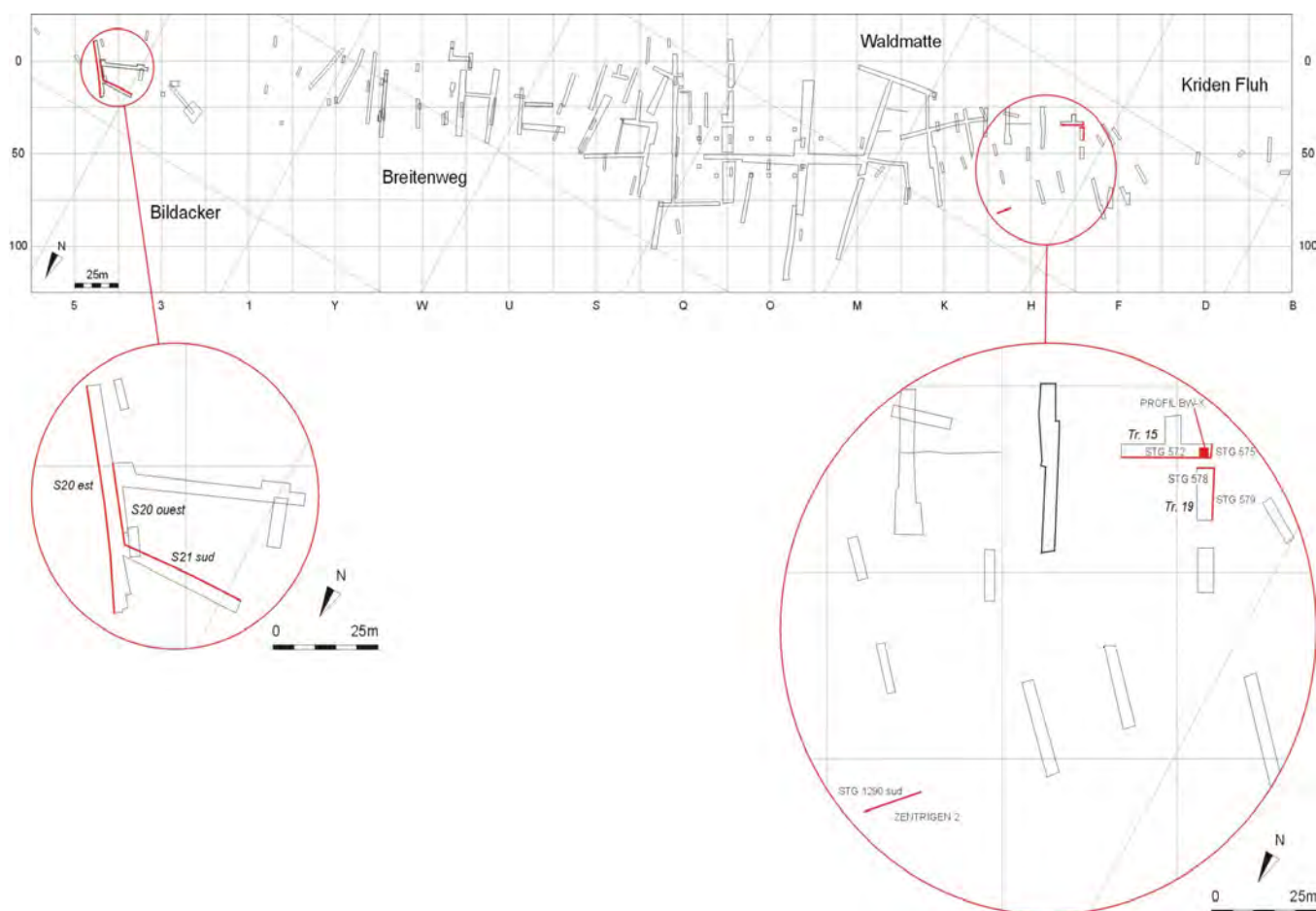


Fig. 9 : position des coupes étudiées.

II. 1.2) éléments chronologiques

Peu d'éléments de datation sont à disposition pour préciser la position chronologique de cette séquence. Ce sont uniquement des données de chronologie relative établies à partir d'investigations palynologiques provenant de la séquence ancienne de Waldmatte-ouest. Si l'attribution au Tardiglaciaire de cette séquence est assurée, la corrélation plus précise à une des chronozones paraît sujette à certaines réserves. La présence de spectres polliniques à dominante de *Pinus-Betula* avec *Artemisia* et graminées pourrait permettre d'envisager l'attribution de cette séquence, avec une certaine probabilité, au Dryas récent (BEZAT 1992). Les dépôts de colluvions fines jaune-beige qui tronquent cette séquence semblent appartenir, quant à eux, au Boréal (dominance de *Corylus*), bien qu'il faille mentionner la qualité de conservation des pollens plutôt moyenne.

II. 2) DOSSIER DOCUMENTAIRE

II. 2.1) documentation stratigraphique: descriptif des coupes de référence

II. 2.1.1) séquence tardiglaciaire Waldmatte-ouest

II. 2.1.1.1) description des coupes STG 572 et STG 575 (Tr.15) (fig. 10)

Ces deux coupes perpendiculaires entre elles, et dont la situation topographique est montrée sur la figure 1, présentent la stratigraphie la plus complète de la séquence tardiglaciaire de Waldmatte-ouest. C'est d'autre part dans ces deux coupes qu'ont été prélevés une colonne d'échantillons sédimentologiques (profil BW X), un profil palynologique (BEZAT 1992) ainsi qu'une série d'échantillons micromorphologiques (GUELAT et RENTZEL, à paraître).

Les dépôts de base sont constitués de limons vert-olive à laminations ; ces dépôts atteignent 1,5 m de puissance. Les faciès de base, reconnus uniquement par sondages à la tarière, sont de granulométrie plus grossière. Dans leur partie sommitale, ces limons laminés sont fréquemment indurés par des précipitations de carbonates. Ces carbonates se présentent part ailleurs sous forme d'encroûtements friables à l'emplacement d'anciennes racines, suivant certains plans de stratification (sommets des litages limoneux les plus imperméables) ainsi que dans certaines fissures de dessiccation. Le faciès passe plus haut, de façon progressive, à des sables fins, parfois limoneux, beige clair. Cette séquence de base est perturbée à l'ouest par les structures de charge de la première phase de déformation et à l'est par celles de la seconde

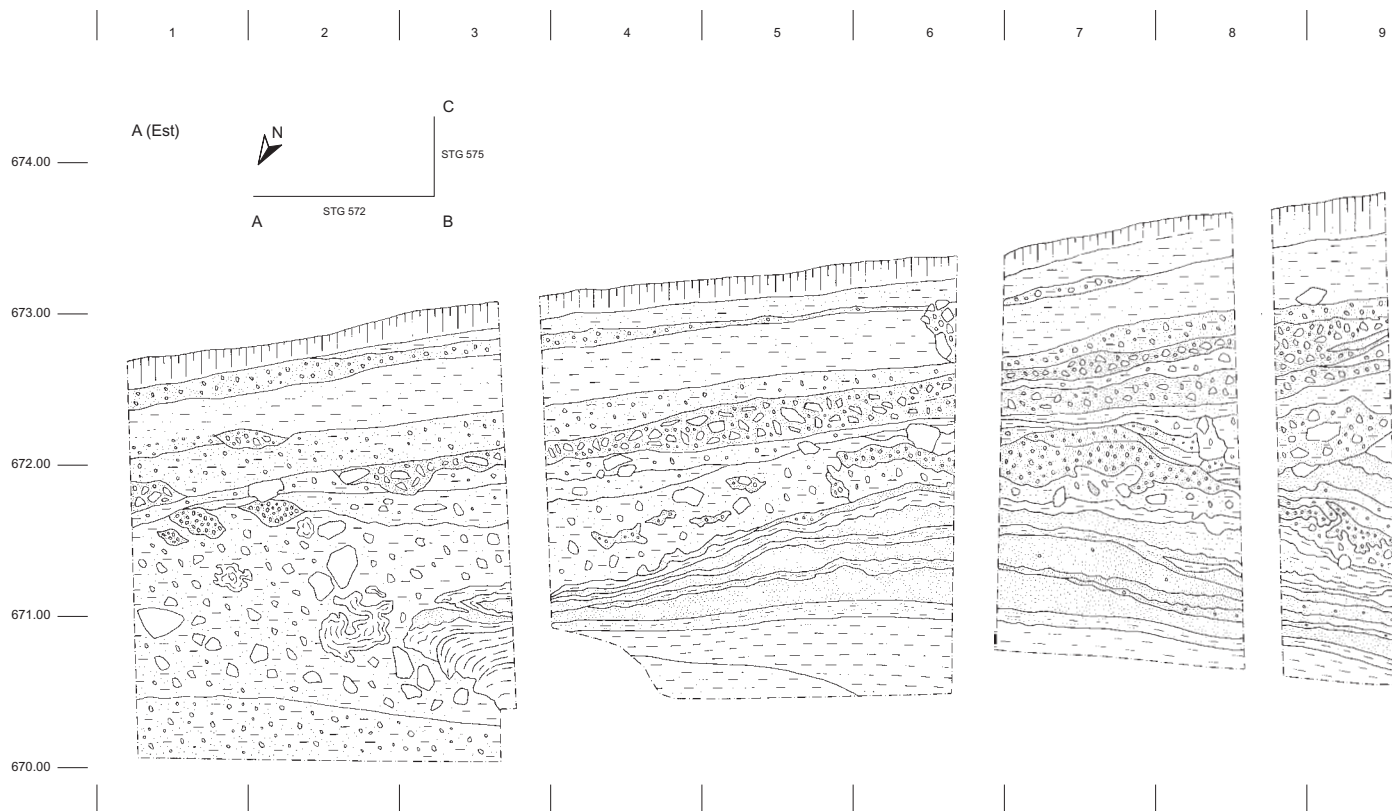


Fig. 10 : coupes stratigraphiques de Waldmatte ouest STG 572 et STG 575 (Tr. 15)

phase de déformation. La suite de la séquence existe seulement dans la coupe STG 572 et dans la partie ouest de la coupe STG 575. Après une coupure sédimentaire bien marquée, on passe plus haut à un cailloutis hétérométrique de type diamicté, à matrice sablo-limoneuse gris-bleu, puis, après un nouveau contact franc, celui-ci fait place à un gravier sableux orangé. La séquence se poursuit par des sables gravillonneux grisâtres, puis par des sables moyens gris et finalement par des sables fins gris-jaune à rares intercalations limoneuses gris-vert. Un nouveau contact net se marque par la troncature des sédiments fins par une nouvelle diamicté à matrice sablo-limoneuse grise assez semblable à la précédente. Dans la partie est de la coupe STG 575, cette phase de sédimentation grossière perturbe fortement la séquence sous-jacente (seconde phase de déformation). Puis la séquence est tronquée et la sédimentation change. Les sédiments sus-jacents sont des limons sableux vert olive à la base, passant plus haut à une teinte jaune-ocre puis brun-rouge. Un cailloutis à matrice sablo-limoneuse sépare ces limons d'une seconde séquence de sédiment brun-rouge à matrice sablo-limoneuse, plus riche en éléments grossiers que la précédente. Une limite nette (base de chenal) marque la base d'un dépôt de cailloutis. Une strate assez régulière de sable limoneux à cailloux, puis une séquence limono-sableuse assez homogène constituent les derniers dépôts avant

l'humus de surface.

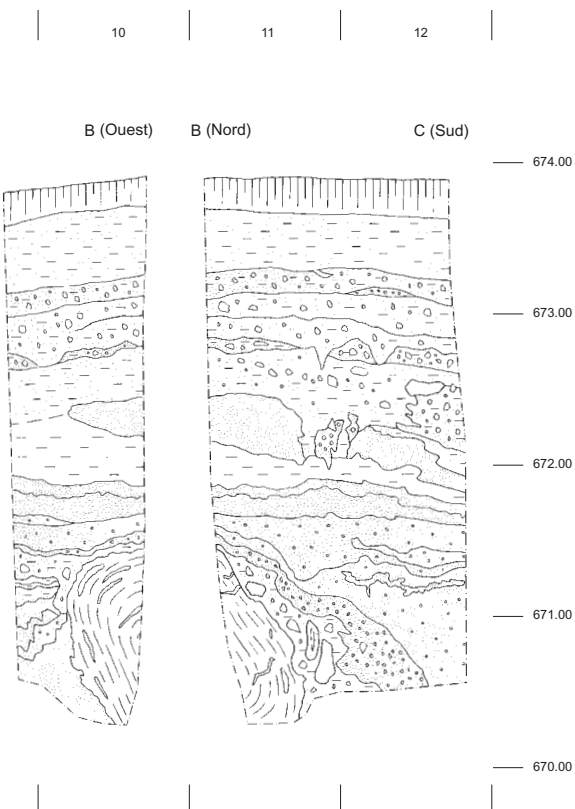
II. 2.1.1.2) description des coupes STG 578 et STG 579 (Tr:19) (fig. 11).

Ces deux coupes, également perpendiculaires entre elles, sont situées à proximité des deux précédentes ; la coupe STG 578 est parallèle à la coupe STG 575, les coupes STG 572 et STG 579 sont situées sur le même axe. Une série d'échantillons a été prélevée pour la micromorphologie (GUÉLAT et RENTZEL, à paraître).

La succession stratigraphique est proche de celle des coupes STG 572 et STG 575 ; les perturbations liées à des déformations synsédimentaires affectant les dépôts sont nombreuses, rendant cette succession peu lisible. Nous ferons donc une description des faciès plus rapide que précédemment, en mettant plutôt l'accent sur la position des perturbations et leur insertion chronologique en nous basant sur les corrélations avec les coupes STG 572 et STG 575.

Les limons laminés de base, de même que les sables fins de la séquence immédiatement sus-jacente, ne sont observés dans ces coupes qu'en position remaniée dans les sédiments plus récents : dans la coupe STG 578, ces dépôts apparaissent en nodules informes (galets mous), dispersés dans des sables limoneux gris-bleu à éléments hétérométriques (diamictes) qui sont eux-mêmes déformés et injectés dans la séquence supérieure de diamicté ; seul un mince niveau de sable graveleux orangé discontinu et lui-même fortement déformé permet de séparer stratigraphiquement ces deux ensembles de diamicté. La seconde séquence de sable fin est présente à l'angle des deux coupes. Plus à l'est, elle a été balayée comme à l'emporte-pièce avant le dépôt des sédiments hétérométriques grisâtre.

La coupe STG 578 est *grosso modo* perpendiculaire à l'axe de déplacement des matériaux, alors que la coupe STG 579 lui est parallèle, bien que situé en périphérie. Dans cette dernière coupe, les injections de sédiment présentent une direction nettement marquée vers l'aval. La suite de la séquence sédimentaire est assez similaire à ce qui a été décrit dans les deux profils précédents : après un horizon de troncature, la stratification est à nouveau subhorizontale ; les faciès brun-rouge à matrice sablo-limoneuse sont à corrélérer avec les deux niveaux brun-rouge décrits dans les coupes STG 572 et STG 575. Le sommet de la séquence se corrèle également sans difficulté avec le sommet de la coupe STG 575 (sable limoneux à cailloux, limon sableux homogène puis humus de surface). Les dépôts concernant la séquence holocène seront pris en compte plus loin (chap. III)



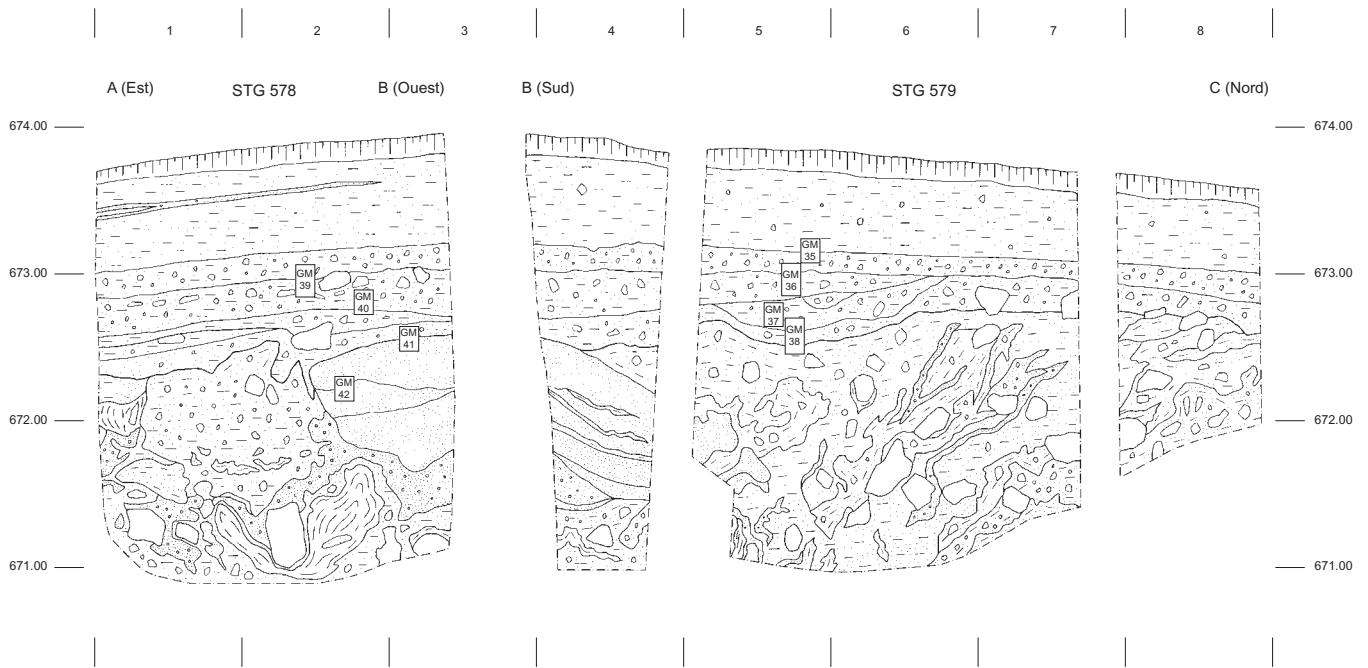


Fig. 11 : coupes stratigraphiques de Waldmatte ouest STG 578 et STG 579 (Tr. 19) et position des échantillons micromorphologiques.

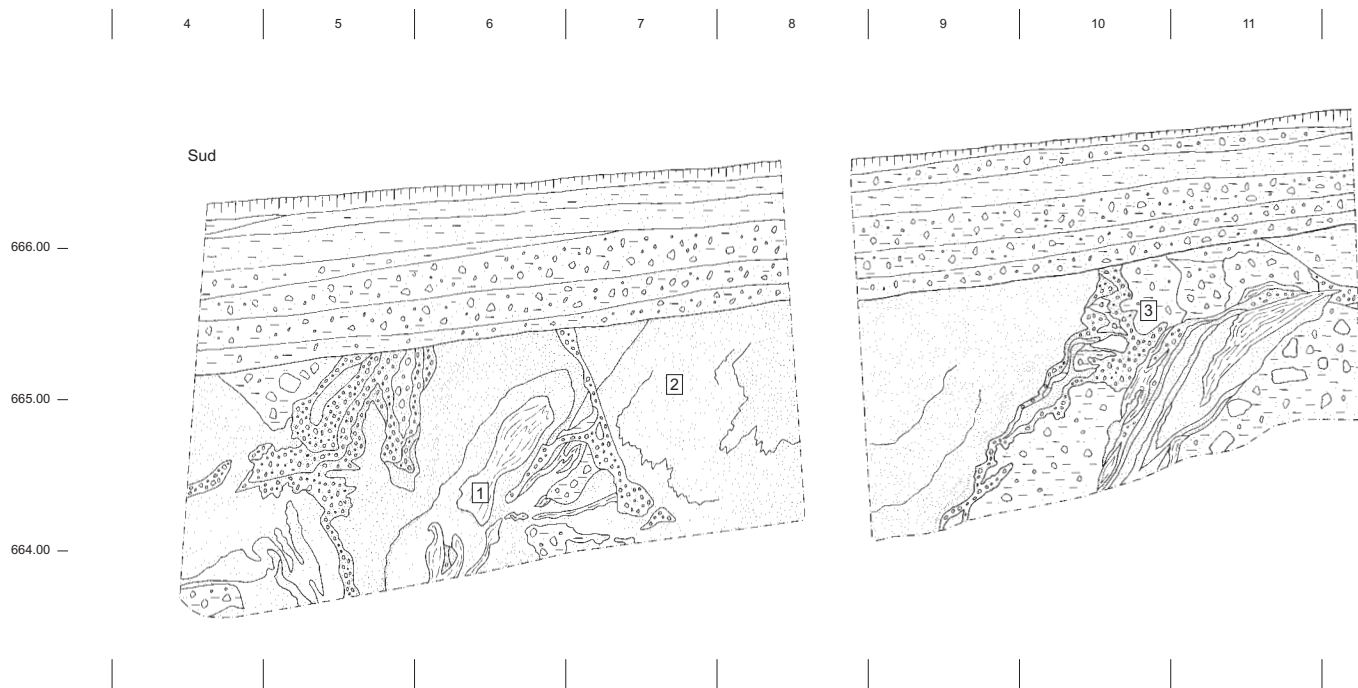


Fig. 12 : coupe stratigraphique de Bildacker - S20 est, et position des échantillons sédimentologiques.

II. 2.1.2) séquence de Bildacker

II. 2.1.2.1) généralités

La séquence ancienne de Bildacker a été observée dans la partie orientale du site qui se présente sous forme d'un ensellement peu marqué, en nette surélévation par rapport à la plaine du Rhône. Parmi les sept sondages exploratoires qui ont été effectués en 1992 dans cette partie du site, les cinq sondages situés le plus à l'est (BB-S15, BB-S16, BB-S17, BB-S18, BB-S19) ont permis de connaître le contexte stratigraphique et géométrique de cette séquence. Ces sondages ont été complétés en 1997 par deux grandes coupes, BB-S20 et BB-S21 dont les données ont largement contribué à préciser la dynamique de dépôts relativement complexe.

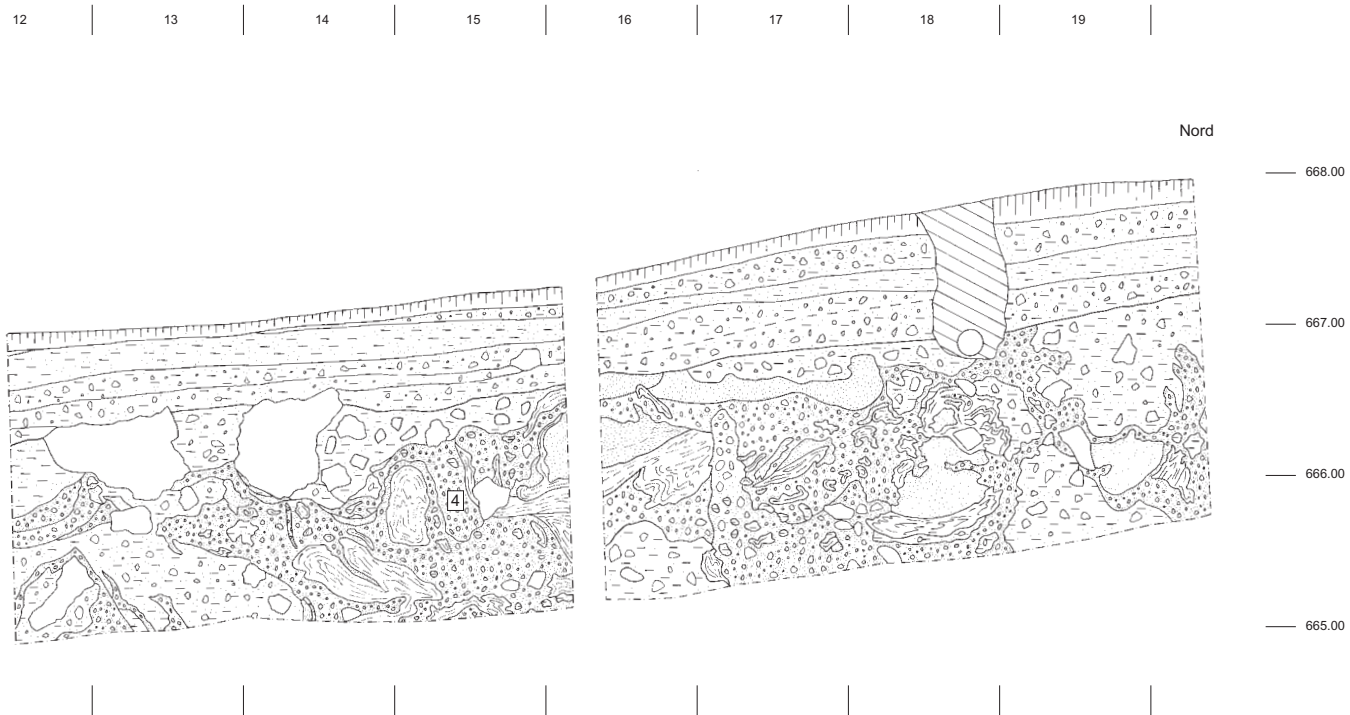
Les données présentées ci-après proviennent des coupes BB-S20 et BB-S21 qui ont été étudiées de façon détaillée : la coupe BB-S20 est orientée NW-SE, c'est-à-dire sensiblement dans le sens de la pente actuelle du terrain ; la coupe BB-S21 est, quant à elle, orientée E-W.

Trois grands ensembles sédimentologiques peuvent être mis en évidence dans les coupes étudiées : 1) une séquence de base, attribuée au Tardiglaciaire, comprenant des dépôts glacio-lacustres puis des dépôts de gravité, séquence qui fait l'objet du présent chapitre ; 2) une séquence attribuée à l'Holocène ancien comprenant un sol rubéfié et des colluvions de matériel rubéfié (colluvions d'altérites) que traiterons plus en détail dans le chapitre III et enfin 3) une séquence récente comprenant à la base un horizon archéologique proto-historique, puis des colluvions et des dépôts de débordement de bisse.

II. 2.1.2.2) description des coupes BB-S20 et BB-S21

a) la séquence tardiglaciaire : dépôts glacio-lacustres et dépôts de gravité

Cette séquence représente les deux tiers inférieurs de la coupe. Les importantes déformations plastiques rendent difficile la reconstitution dans le détail de la séquence sédimentaire initiale (fig. 12, 13, 14, 15a, 15b, 15c).



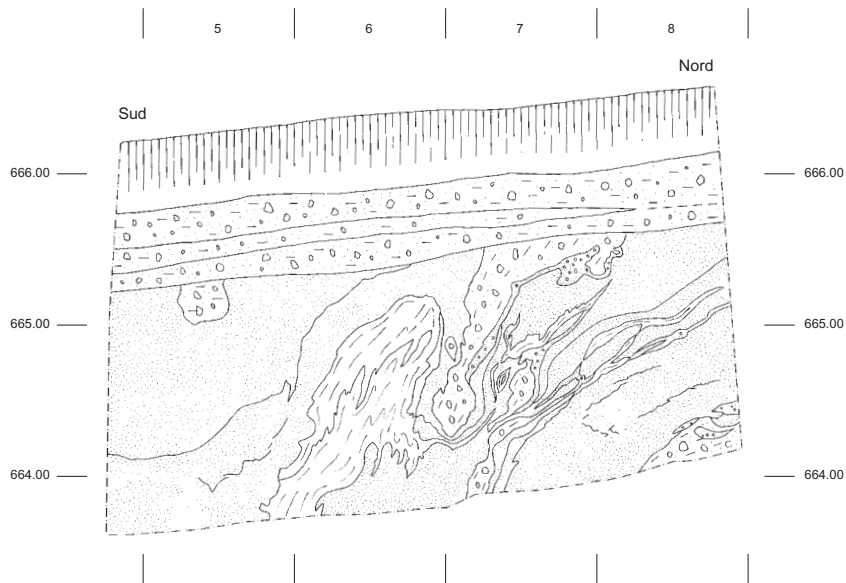


Fig. 13 : coupe stratigraphique de Bildacker - S20 ouest.

La sédimentation peut être subdivisée en deux ensembles majeurs : a) un ensemble glacio-lacustre, comprenant à la base des limons laminés, puis des sables fins bien classés ; b) un ensemble de dépôt de gravité, comprenant des sédiments de *debris flow*.

Les limons laminés de base n'ont été reconnus que par sondage et dans les remontées diapiriques ; les faciès sont tout à fait comparables à ceux rencontrés à la base

de la séquence de Waldmatte-ouest (unité I du profil BW X). La séquence lacustre sableuse qui lui fait suite (sable fins homogènes, bien classés) est bien développée à l'aval, alors qu'elle se biseaute rapidement vers l'amont. Des sables gravillonneux, très peu développés à l'aval, deviennent plus épais en amont. Cette séquence glacio-lacustre est surmontée par des dépôts de diamictes, principalement dans les deux tiers amont de la coupe. Des structures de déformation complexes

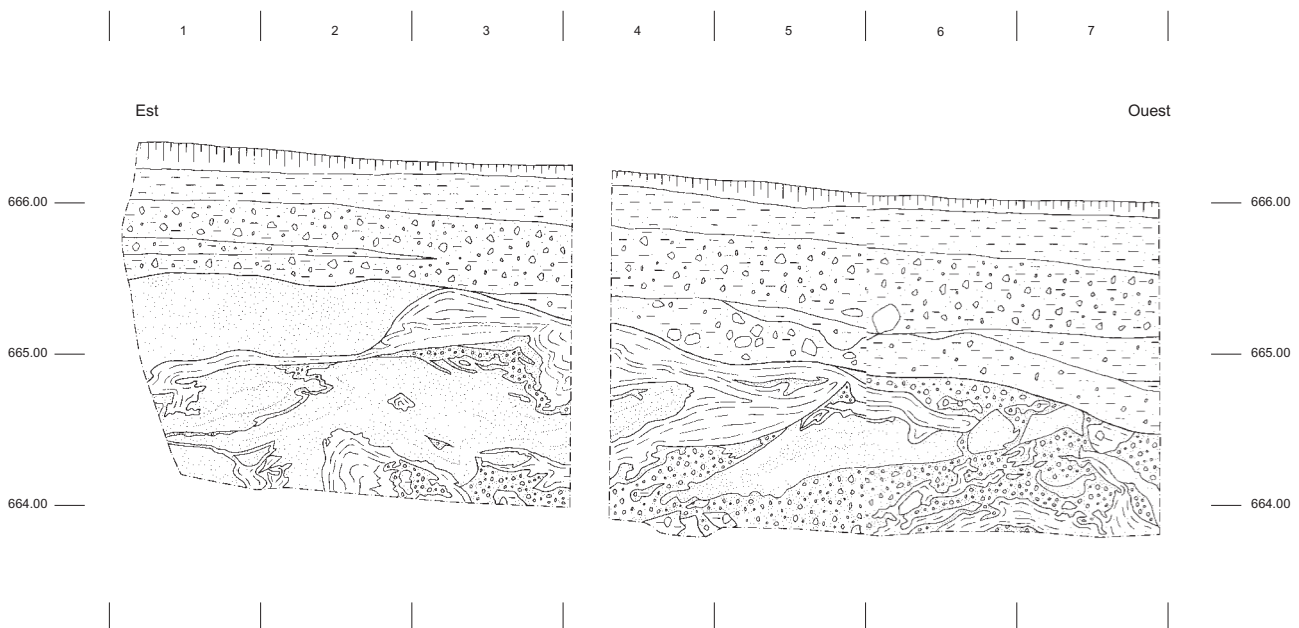


Fig. 14 : coupe stratigraphique de Bildacker - S21 sud.



Fig. 15a



Fig. 15c

Fig. 15a, 15b (ci-dessus), 15c : exemples de figures de déformations de la séquence tardiglaciaire de Billedacker (S20) (les règles mesurent 50cm -fig. 15a- et 5cm -fig. 15b et fig. 15c).

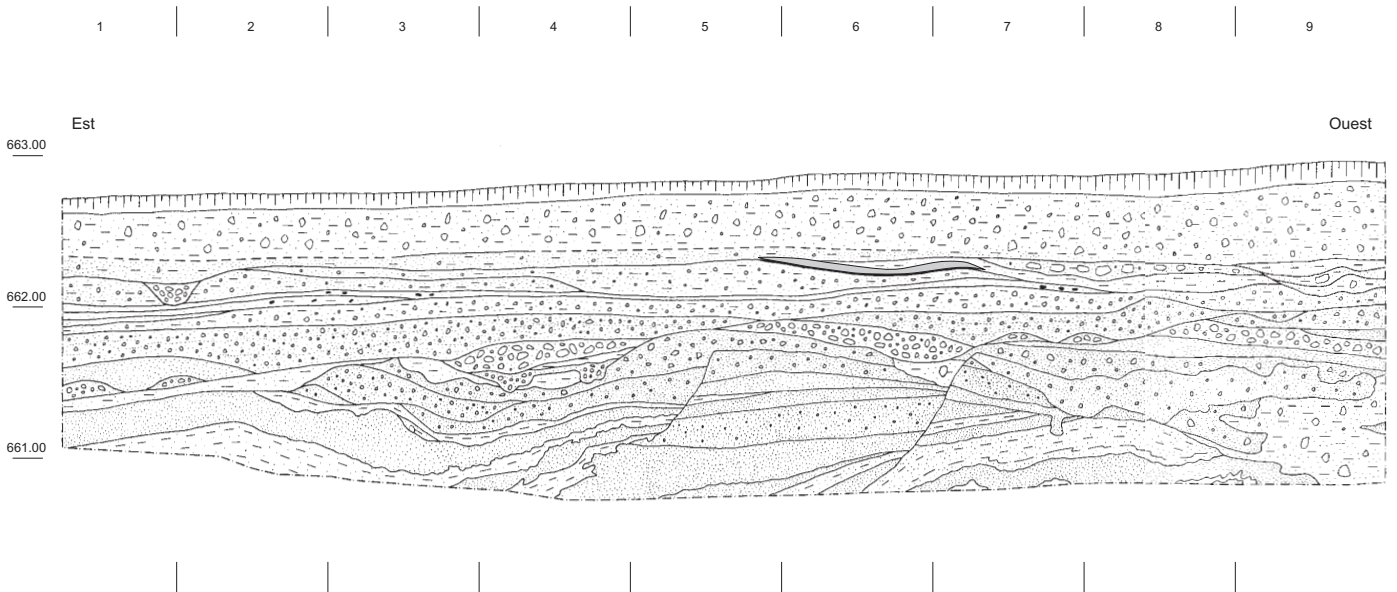


Fig. 16 : coupe stratigraphique de Zentriegen 2 (STG 1290 sud) montrant les failles de tassement dans la séquence glacio-lacustre. Le niveau archéologique est représenté en grisé.

affectent l'interface entre ces dépôts glacio-lacustres et gravitaires ; leur étude sera traitée plus loin dans ce chapitre de manière détaillée (chap.II.2.3.5). Postérieurement aux déformations, la sédimentation gravitaire se poursuit par l'accumulation localisée de matériaux hétérométriques avec gros blocs.

b) la séquence holocène antérieure aux occupations : dépôts de gravité et niveau de pédogénèse :

Cette séquence intermédiaire n'a été conservée que dans la partie aval (nord de la coupe BB-S20, ouest de la coupe BB-S21) et fait suite à une phase érosive qui se marque surtout dans la coupe BB-S21 par la présence d'une inflexion assez bien marquée dans la paléotopographie, d'une dizaine de mètres de largeur et d'environ un mètre de profondeur. Le comblement de ce paléochenal s'amorce par l'apport de sables limoneux gris-verdâtre à cailloux. Une séquence de sables limoneux brun-rougeâtre à cailloux disséminés lui fait suite. Cette dernière séquence peut être mise en corrélation avec les sols enfouis étudiés sur le site (cf. chap. III). Un dépôt sablo-limoneux beige-rougeâtre (colluvions d'altérites) constitue le dernier terme de cette séquence holocène ancienne. Les données concernant cette séquence seront reprises et développées plus loin (cf. chap. III).

c) la séquence holocène récente :

Cette séquence supérieure se caractérise en premier lieu par le fait qu'elle est consécutive à une surface de discordance érosive très régulière, dont le pendage est sensiblement parallèle à celui de la pente topographique actuelle. Le premier dépôt reposant sur cette surface de troncature est constitué d'une séquence colluviale, renfermant quelques rares vestiges du premier âge du Fer (céramique). Celui-ci est surmonté par des colluvions stériles, puis par des dépôts fins de débordement de bisse.

II. 2.1.2.3) Les matériaux de l'éboulement

Dans le sondage BB-S19, le plus oriental du site, le dépôt qui domine largement est un matériel très hétérométrique (diamicte), constitué de blocs non émoussés, de grande dimension (parfois d'ordre métrique), de calcschiste gris-bleu dans une matrice hétérométrique elle-même constituée de calcschistes broyés de même teinte. Il s'agit de toute évidence d'un dépôt de gravité de type éboulement. A Bildacker, cette formation affleure également dans la partie amont de la coupe BB-S20 mais les déformations postsédimentaires sont telles que la stratigraphie originelle ne peut y être restituée de façon certaine. Des dépôts fortement hétérométriques de ce type ont été également observés en d'autres points du site de Gamsen. Dans la zone centrale, ils sont présents sous une faible couverture sédimentaire (de l'ordre de 1,50 mètre) dans la partie

amont de Waldmatte-est (amont de Tr.1, est de Tr.5) et constituent alors la séquence sédimentaire la plus ancienne observée. Ces formations n'ont pas été reconnues plus en aval du fait de la dilatation rapide des couches sus-jacentes de l'amont vers l'aval. A Waldmatte-ouest (Tr.19), ces formations ne sont observées, comme dans le sondage BB-S20 de Bildacker, que dans une séquence fortement déformées par des phénomènes post-sédimentaires.

II. 2.1.3) séquence de la Villa Zentriegen 2

Description de la coupe STG 1290 :

Cette coupe, située en aval de Waldmatte-ouest, est orientée est-ouest et présente la succession stratigraphique suivante (**fig. 16**) : à la base, une séquence glacio-lacustre qui comprend des sables fins gris, des limons vert-olive, des sables gravillonneux jaunâtres. Cette séquence sédimentaire est affectée par des failles de tassement (cf. II. 2.3.4). Un dépôt de gravillons gris scelle cet ensemble sédimentaire. Un dépôt mince de limon sableux ocre-jaune, passant latéralement à un limon sableux rougeâtre peut être mis en corrélation avec les limons attribués au Boréal dans les coupes STG 572 et STG 575 de Tr.15, et affectés par les processus de pédogénèse. Des incisions érosives et des dépôts de graviers torrentiels s'intercalent entre ce sol enfoui et une séquence historique où s'interstratifient des dépôts de colluvions et des niveaux archéologiques romains. Ces niveaux sont ensuite scellés par une épaisse séquence de limons de débordement de bisse.

II. 2.2) caractérisation sédimentologique des dépôts et interprétation

II. 2.2.1) séquence tardiglaciaire ouest, profil BW X (Annexes II et IV : Profil BW X (STG 572 et 575), diagramme sédimentologique et **fig. 17**).

BW X, ensembles sédimentaires I et II : limons laminés et sables fins

Ces limons laminés et ces sables fins micacés bien triés peuvent être interprétés comme des dépôts en milieu calme. Ces sédiments glacio-lacustres pourraient correspondre au comblement d'un lac marginal.

BW X, ensembles sédimentaires III : diamicte, cailloutis sablo-limoneux gris-bleu

Les caractéristiques granulométriques de même que l'absence de structures sédimentaires et le caractère isotrope de ce dépôt permettent de classer cette formation dans les dépôts liés aux phénomènes gravitationnels de type lave torrentielle. La composition pétrographique des fractions sableuses ainsi que celle de la fraction 8-32 mm (prédominance des schistes gris), de même que la morphoscopie de la fraction 8-32 mm, attestent le caractère autochtone du matériel et le faible transport des éléments. La teneur en carbonates, la plus élevée

CHRONOLOGIE	LITHOLOGIE	ENSEMBLES SEDIMENTAIRES	N° éch.	DESCRIPTION DE TERRAIN	GRANULOMETRIE	COMPOSITION des sables moyens (0,2 - 0,6 mm)	CHIMIE	DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE
CONTEMPORAIN		XV	1	Limon sableux brun humifère	Classement moyen	Nombreux débris végétaux	Fort teneur en matière humique et matière organique	Sol actuel
			2 3	Limon sableux brun-beige clair	Classement assez bon, médiane basse	Débris végétaux et mollusques	Hausse de la teneur en matière organique	Débordement de bisse
			4	Sable limoneux à cailloux, panaché gris / beige	Très mauvais classement	Schistes et quartz dominants	Augmentation de la teneur en carbonates	Colluvionnement de matériel mixte
			5 6	Sable limoneux rougeâtre à cailloux	Très mauvais classement	Schistes abondants, pas de grains calcaires	Baisse de la teneur en carbonates, hausse de la teneur en matière humique	Formation de sol sur colluvions grossières, (sol 1 de BW ouest)
BOREAL ?		VIII	7	Sable limoneux gris-vert à cailloux	Très mauvais classement	Schistes et quartz dominants	Hausse sensible de la teneur en carbonates	Colluvionnement de matériel en partie non altéré
			8b	Sable limoneux rougeâtre à cailloux	Très mauvais classement	Schistes et quartz dominants	Teneur en carbonates presque nulle	Formation de sol sur colluvions fines, (sol 2 de BW ouest)
			8 9	Limon sableux olive à ocre-jaune	Classement moyen, plus mauvais vers le haut	Présence de manchons racinaires (rhizolithes)	Carbonates en partie d'origine pédogénétique	Colluvionnement de matériel fin (composante loessique ?)
			10	Cailloutis sablo-limoneux gris-bleu	Très mauvais classement	Schistes gris abondants	Hausse de la teneur en carbonates (> 25%)	Debris flow
DRYAS RECENT ?		VI	11 12 13 14 15	Sable fin limoneux gris-beige clair, plus grossier à la base	Très bon classement	Micas et quartz abondants	Teneur en carbonates basses	Sédimentation glacio-lacustre en domaine paraglaciale
			16 17	Sable gravillonneux grisâtre	Très bon classement, médiane élevée	Grains calcaires assez abondants	Teneur en carbonates autour de 15 %	Dépôts fluvio-glaciaires
			18	Graviers sableux orangé	Bon classement, médiane élevée	Schistes gris abondants	Teneur en carbonates autour de 15 %	Dépôts fluvio-glaciaires
			19	Cailloutis sablo-limoneux gris	Très mauvais classement	Schistes gris abondants	Hausse de la teneur en carbonates (> 25%)	Debris flow
			20 21 22 23 24	Sables limoneux et limons sableux	Très bon classement, médiane très basse	Micas et quartz abondants	Teneurs en carbonates basses (carbonates d'origine pédogénétique dans 21 et 22)	Sédimentation glacio-lacustre en domaine paraglaciale
			25	Limons vert-olive à laminations	Bon classement, médiane très basse	Présence de manchons racinaires (rhizolithes)	Teneurs en carbonates basses	Sédimentation glacio-lacustre en milieu calme, lacés de décantation

Fig. 17 : profil BW X, résumé des données et interprétations

du profil, est très proche de celle du matériel de l'éboulement du Glishorn et reflète également les caractéristiques des schistes gris-bleu du substrat local.

BW X, ensembles sédimentaires IV et V : graviers sableux orangé et sables graveleux grisâtres

Ces graviers présentent des caractéristiques assez différentes (meilleur classement des particules, prépondérance des éléments cristallins (granite et gneiss) roulés dans la fraction 8-32 mm) dénotant un caractère plus allochtone du matériel (apport de matériaux du massif de l'Aar).

BW X, ensemble sédimentaire VI : sables gris-beige clair

Cette nouvelle séquence de sédiment sableux présente des caractéristiques sédimentologiques proches de celles de la séquence de base (BW X, ensembles sédimentaires I et II): abondance des micas dans les sables moyens, position dans le diagramme *sorting index* / médiane. Cette phase correspond vraisemblablement à un nouvel épisode de sédimentation glacio-lacustre du même type que le précédent.

BW X, ensemble sédimentaire VII : diamictite, cailloutis sablo-limoneux gris-bleu

Ce faciès présente les mêmes caractéristiques sédimentologiques que le sédiment de l'ensemble sédimentaire III ; le contexte lithologique et géométrique présente également de grandes similitudes : enfoncement en poches du sédiment grossier dans le sédiment fin sous-jacent. Ce sédiment peut être interprété comme une nouvelle phase de coulée boueuse (*debris flow*) venant s'enfoncer dans les dépôts lacustres de l'ensemble sédimentaire VI.

II. 2.2.2) analyse d'une série restreinte d'échantillons de Bildacker

Un choix restreint d'une dizaine d'échantillons a été prélevé dans la séquence de Bildacker, afin, d'une part, de pouvoir comparer les caractéristiques des faciès avec ceux de Waldmatte-ouest, d'autre part, de pouvoir mettre en relation les caractéristiques sédimentologiques et les structures de déformation synsédimentaires. L'échantillon de limons glacio-lacustres de base présente une courbe cumulative redressée entre 2 µm et 50 µm ; les sables glacio-lacustres présentent des courbes très redressées dans les fractions sableuses fines ; les teneurs en carbonates avoisinent 20 %. Les diamictes se caractérisent, comme à Waldmatte-ouest, par des sédiments très mal triés : deux échantillons présentent des courbes cumulatives presque rectilignes entre 2 µm et 2 mm ; ces diamictes se caractérisent d'autre part par leurs fortes teneurs en carbonates (autour de 40-50 %), qui sont parmi les plus élevées mesurées sur le site. (figures voir chap. VII).

II. 2.3) déformations souples et cassantes, contexte lithostratigraphique et sédimentologiques, inventaire, typologie et interprétation

II. 2.3.1) séquence Waldmatte-ouest, première phase de déformation plastique

a) localisation

Cette première phase de déformation affecte une partie restreinte des dépôts de la séquence ancienne ouest.

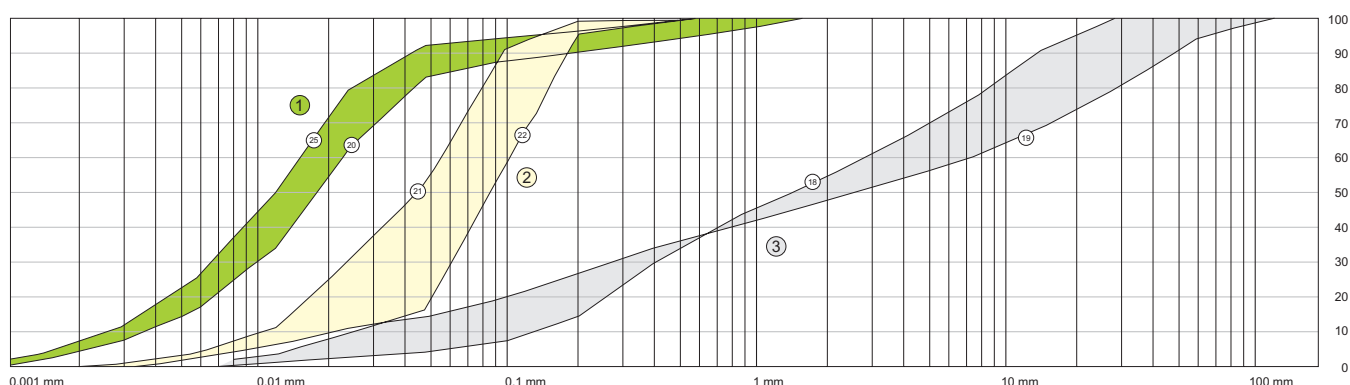


Fig. 18a : caractéristiques granulométriques des sédiments affectés par la première et la troisième phase de déformation plastique (fractions inférieures à 2 mm), courbes granulométriques ; 1 (limons glacio-lacustres) et 2 (sables) : faisceaux de courbes granulométriques des sédiments recouverts par les surcharges ; 3 (diamictes) : faisceaux de courbes granulométriques des sédiments en surcharge. Les numéros 15 à 25 correspondent aux échantillons du profil BW-X.

b) contexte environnemental et lithostratigraphique

La séquence sédimentaire concernée est de type glacio-lacustre. Les sédiments présents dans les remontées diapires se caractérisent par une granulométrie fine (limons laminés, sables limoneux et sables ; médiane comprise entre 10 μm et 100 μm) et un bon classement des particules (*sorting index* compris entre 0,3 et 0,6). A l'opposé, les sédiments présents dans les poches sont de type diamictite, caractérisé par un très mauvais tri des particules (courbe cumulative linéaire, forte valeur du *sorting index*) et une granulométrie grossière (médiane élevée) (**fig. 18a**, **fig. 18b**, **fig. 18c** et **fig. 18d**) ; la pétrographie des fractions sableuses et de la fraction 8-32 mm (prédominance des calcschistes peu émoussés) ainsi que la valeur élevée des taux de carbonates montrent la provenance locale des matériaux constituant cette diamictite (**fig. 18e**).

c) style des déformations, classification et interprétation

La majeure partie des structures rencontrées est de type diapire (**fig. 19a** et **fig. 19b**). Ce sont des structures anticlinales de sédiment fin, limoneux ou sablo-limoneux, pouvant prendre l'aspect de boules à structures interne concentrique (pseudo-nodules, *ball-and-pillow structures*), parfois digitées en injections dans les sédiments

grossiers sus-jacents. L'amplitude des déformations est de l'ordre du mètre.

Ce type de structures de déformations pénécemporaines est bien connue, dans des environnements sédimentaires forts variés : glacio-lacustre (BRODZIKOWSKI et VAN LOON 1980, 1983 et 1985), lacustre littoral (DIONNE 1971, VESAJOKI 1982, MOULIN 1991), deltaïque (TISSIÈRES 1989), fluvio-glaciaire (AARTOLAHTI 1987) ou périglaciaire (VANDENBERGHE et VAN DEN BROEK 1982). La caractéristique première de ces déformations réside dans le fait qu'elles concernent l'interface entre deux strates de caractéristiques granulométriques très différentes ; la seconde particularité est que la composante latérale des déformations reste toujours négligeable. Il est possible d'interpréter ces structures sédimentaires comme des figures de charge dues à une surimposition de sédiment à forte densité sur des sédiments de densité plus faible, induisant un réajustement hydrostatique des deux sédiments, le sédiment de base migrant vers le haut sous forme de structures diapiriques. La majeure partie des structures observées (remontées diapiriques, *drop structures*) témoigne d'une liquéfaction momentanée des strates de sédiment concernées. Les structures de déformation sont la conséquence d'un réajustement hydrostatique des sédiments de différentes densités et de différentes viscosités (tableau synthétique **fig. 20a** et **fig. 20b**).

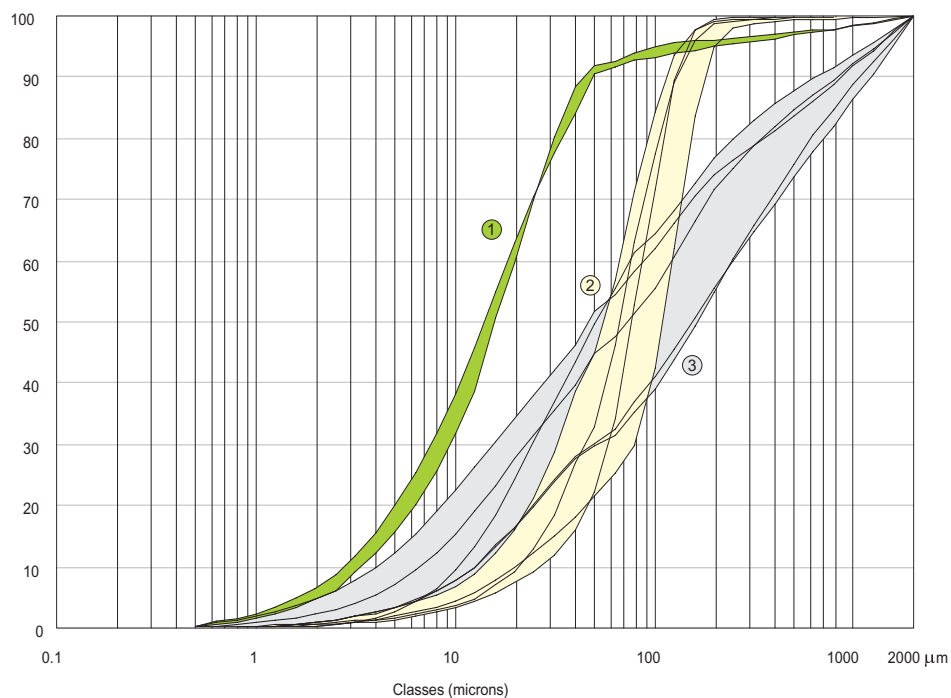


Fig. 18b : caractéristiques granulométriques des sédiments affectés par les déformations plastiques fractions totales ; 1 (limons glacio-lacustres) et 2 (sables) : sédiments recouverts par les surcharges ; 3 (diamictites) : sédiments en surcharge.

II. 2.3.2) séquence Waldmatte ouest, deuxième phase de déformation plastique

a) localisation

Les dépôts affectés par la deuxième phase de déformation n'ont été observés que sur une aire restreinte (coupe STG 575).

b) contexte environnemental et lithostratigraphique

Les sédiments affectés sont des dépôts fluvio-glaciaires et les dépôts de diamictes qu'ils surmontent.

c) style des déformations, classification et interprétation

Les déformations sont de petite amplitude (de l'ordre de 10 à 20 cm) et ne font pas intervenir *a priori* des phénomènes de gradient de densité inverse, comme c'est le cas pour les déformations de la première phase. La formation de ces involutions pourrait faire intervenir des phénomènes de cryoturbation ayant eu lieu avant la seconde récurrence lacustre (tableau fig. 20a) et sont à mettre en relation avec les microstructures de gel mises en évidence par la micromorphologie (GUELAT et RENTZEL, à paraître)

II. 2.3.3) séquence Waldmatte ouest, troisième phase de déformation plastique

a) localisation

Les dépôts affectés par cette troisième phase de déformation se localisent dans la majeure partie de la séquence de Waldmatte ouest sur une extension reconnue plus grande que celle occupée par les déformations de la première phase de déformation.

b) contexte environnemental et lithostratigraphique

La séquence sédimentaire affectée fait suite à celle affectée par les déformations de la première phase. En ce qui concerne la succession lithologique, la similitude avec la précédente est frappante : une seconde récurrence lacustre est responsable du dépôt d'une séquence sablo-limoneuse bien classée, que vient interrompre un dépôt de diamictes de mise en place brutale.

c) style des déformations, classification et interprétation

A la différence des structures produites lors de la première phase, la composante latérale n'est pas négligeable. Les structures de déformation se présentent sous formes d'injections orientées parallèlement entre elles ou irrégulières, pouvant avoir plus d'un mètre d'amplitude ; un double déversement latéral des structures peut être observé : ce déversement se produit, d'une part vers l'aval (fig. 11), d'autre part en direction de la zone axiale d'un chenal (fig. 10) fortement actif lors de ces perturbations (*debris flow*). Les limons inférieurs, injectés dans les sédiments hétérométriques, peuvent

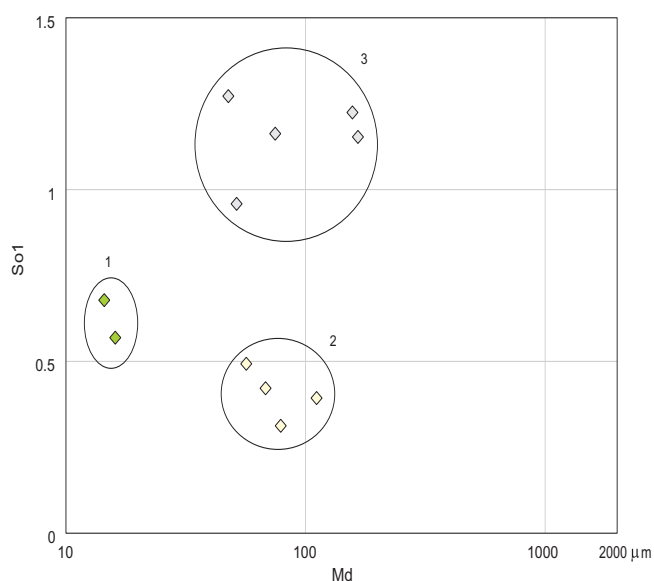


Fig. 18c : caractéristiques granulométriques des sédiments affectés par la première et la troisième phase de déformation plastique (fractions inférieures à 2 mm), diagramme médiane / *sorting index* ; 1 (limons glacio-lacustres) et 2 (sables) : sédiments recouverts par les surcharges ; 3 (diamictes) : sédiments en surcharge.

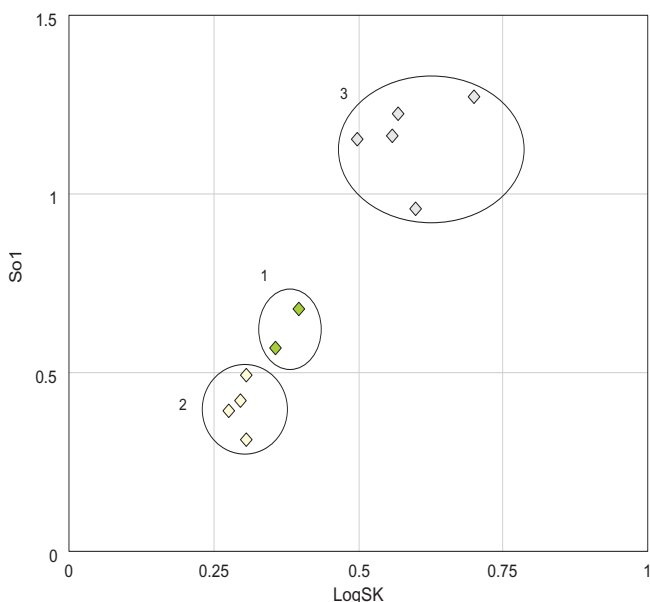
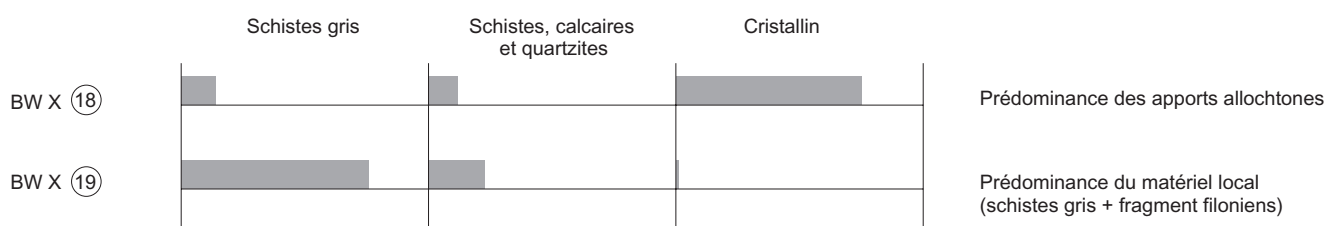


Fig. 18d : caractéristiques granulométriques des sédiments affectés par la première et la troisième phase de déformation plastique (fractions inférieures à 2 mm), diagramme asymétrie / *sorting index* ; 1 (limons glacio-lacustres) et 2 (sables) : sédiments recouverts par les surcharges ; 3 (diamictes) : sédiments en surcharge.

PETROGRAPHIE



MORPHOSCOPIE

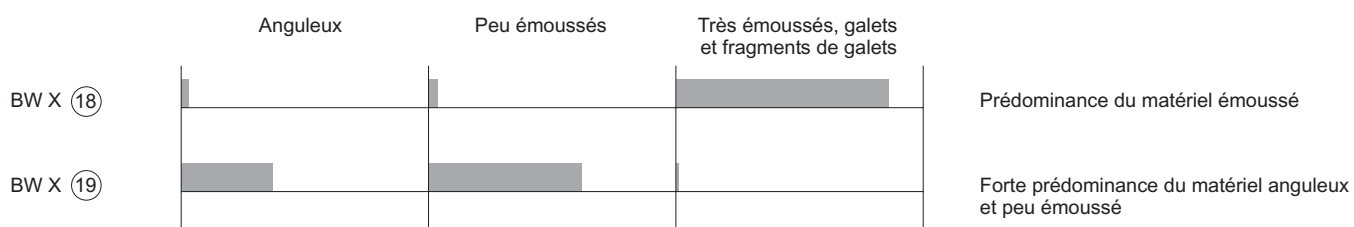


Fig. 18e : pétrographie et morphoscopie des fractions 8-32 mm des échantillons BW X 18 et BW X 19.



Fig. 19a : structure diapire, Waldmatte ouest, première phase de déformation, angle des coupes STG 572 et STG 575 (la règle mesure 10cm).

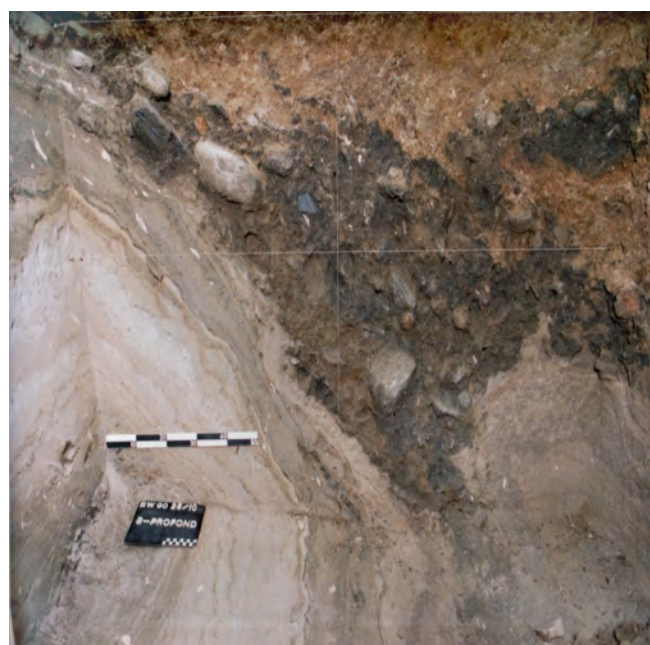
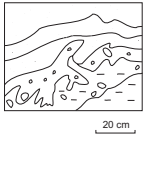
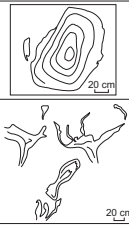
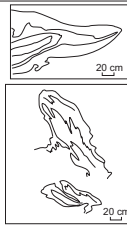

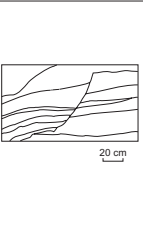
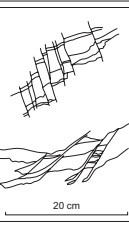



Fig. 19b : structure anticlinale de sable glacio-lacustre (Waldmatte ouest, Tr.15) (la grande règle mesure 50cm).

Styles de déformation	Déstructuration des litages des sables, pseudo-brèches	Involutions et injections localisées, 5 - 15 cm	Structures en poches, <i>ball-and-pillow</i> diapirs, injections verticales, <i>drop structures</i>	Plis déjetés et couchés, structures en nappe, injections obliques et subhorizontales	Structures en crochets, structures d'enroulement, galets mous	Failles normales, rejet : 15 - 20 cm	Système de microfailles, rejet : 1 - 5 cm
Exemples							
	Bildacker T20	Waldmatte ouest T15	Waldmatte ouest T15, T19, Bildacker T20, T21, S17	Bildacker T20, T21, S17, Waldmatte ouest T15	Waldmatte ouest T15, Bildacker T20	Waldmatte, villa Zentrigen 2	Bildacker T20, T21
Contexte rhéologique	Comportement fluide	Comportement plastique	Comportement plastique	Comportement plastique	Comportement plastique	Comportement élastique	Comportement élastique
	Liquéfaction	Déformations souples	Déformations souples	Déformations souples	Déformations souples	Déformations cassantes	Déformations cassantes
			Déplacement vertical seul ou largement dominant	Déplacements verticaux et horizontaux combinés	Déplacements verticaux et horizontaux combinés		
			Cohérent	Incohérent			
Interprétations	Fluidisation et liquéfaction des sables par augmentation de la pression interstitielle due à la surcharge ; échappement d'eau	Cryoturbation	Surcharge localisée de sédiment, système à gradient de densité inverse	Surcharge de sédiment, contraintes latérales dues à la direction d'apport de la surcharge (<i>slumping</i>), à des mouvements convectifs autour des masses en surcharges qui s'enfoncent	Surcharge de sédiment, contraintes latérales dues à la direction d'apport de la surcharge (<i>slumping</i>), à des mouvements convectifs autour des masses en surcharges qui s'enfoncent	Faïlle par tassement et "collapse" suite à la fonte de lentilles de glace morte	Système de microfailles dues à la désaturation en eau des sables suite aux surcharges

Phases de déformation	Contexte sédimentaire et événementiel	Style des déformations	Éléments de chronologie
Phase 3	Déformations liées à la surcharge localisée de matériaux grossiers (seconds dépôts de coulée boueuse) sur les sédiments fins encore saturés en eau d'une récurrence glacio-lacustre	Structures de charge (<i>ball-and-pillow structures</i> , <i>diapirs</i>), structures de <i>slump</i> (structures en nappes, galets mous)	Tardiglaciaire (dernière récurrence glaciaire dans la vallée du Rhône)
Phase 2	Phase de cryoturbation (à mettre en relation avec les structures de gel mises en évidence par la micromorphologie, GUELAT et RENTZEL, à paraître)	Involutions et injections de petite taille affectant des gravillons et des sables	Tardiglaciaire (dernière récurrence glaciaire dans la vallée du Rhône)
Phase 1	Déformations liées à la surcharge localisée de matériaux grossiers (dépôts de coulée boueuse) sur les sédiments glacio-lacustres fins encore saturés en eau	Structures de charge et structures diapires (<i>ball-and-pillow structures</i> , remontées diapires de sédiments limono-sableux)	Tardiglaciaire (dernière récurrence glaciaire dans la vallée du Rhône)

Fig. 20a : les déformations des sédiments meubles de la séquence tardiglaciaire, style, contexte rhéologique et sédimentaire.
fig. 20b : les déformations des sédiments meubles de la séquence tardiglaciaire, phases chronologiques.

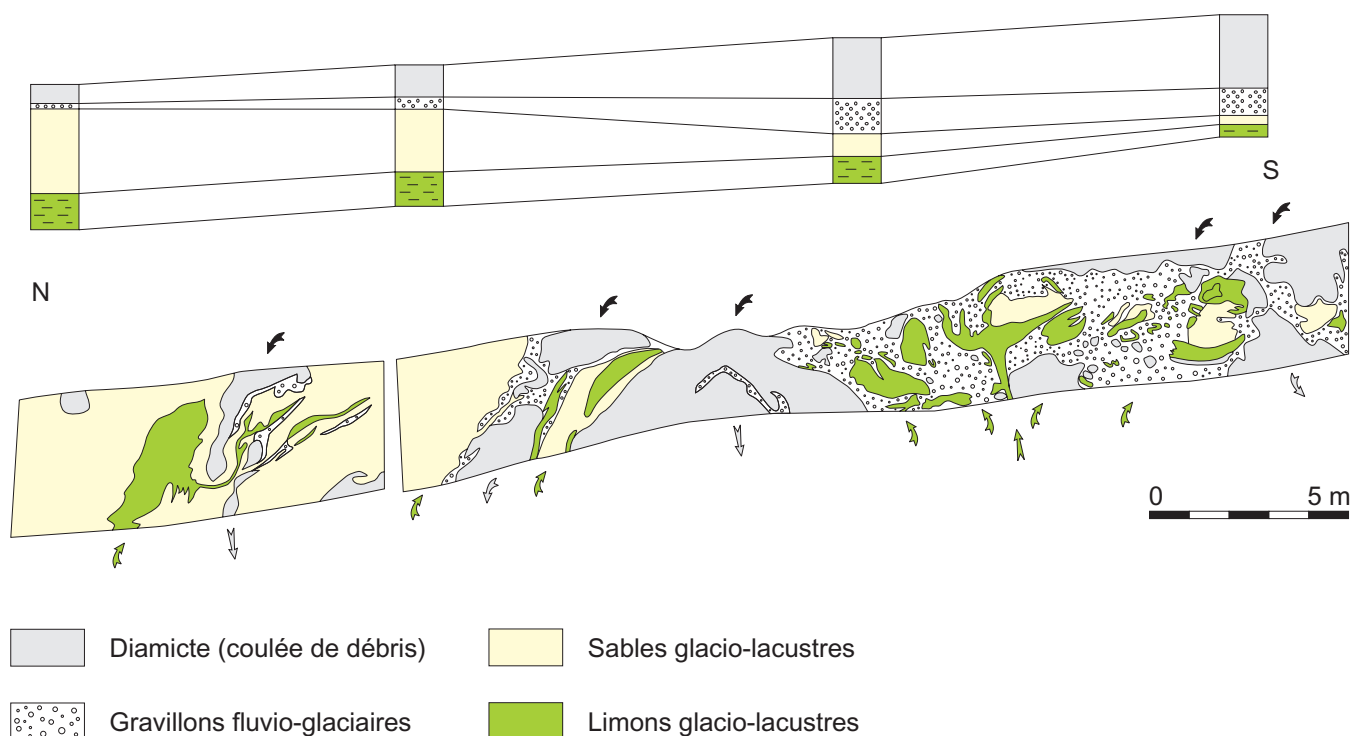


Fig. 21 : Bildacker, coupe stratigraphique S20, schéma de la géométrie des structures diapires et des *load structures*.

prendre l'aspect de galets mous (**fig. 10**) à structure interne concentrique (*slump-balls*). Des structures proches de celles qui viennent d'être décrites ont surtout été mentionnées dans divers dépôts de gravité subaquatiques et en particulier dans les dépôts de Flysch (KSIĄZKIEWICZ 1958, POTTER et PETTIJOHN 1963, DZULYNSKI 1963, DZULYNSKI et WALTON 1965). En se référant à la définition donnée par POTTER et PETTIJOHN 1963, ces structures de déformation où la composante latérale induite par les contraintes de la gravité a entraîné un déversement asymétrique des figures sont à classer parmi les structures de *slump*.

Des coulées boueuses (dont une de grande ampleur dans la partie est) viennent affecter la séquence sédimentaire mise en place après la sédimentation de la seconde séquence glacio-lacustre. Les déformations antérieures sont également perturbées (figures d'interférence). Le gradient d'intensité latérale des déformations est la conséquence de la proximité du chenal creusé par la coulée de débris : dans la zone centrale les sédiments antérieurs sont évacués vers l'aval sous forme de galets mous et par ré-homogénéisation du sédiment alors que plus latéralement se produisent des structures de *slump*, des injections obliques et des diapirs.

II. 2.3.4) Villa Zentrieggen 2, déformations cassantes et déformations plastiques

a) localisation

Les structures ont été observées sur une seule coupe, en aval de Waldmatte-ouest (STG 1290 sud, **Annexe I** et **fig. 16**).

b) contexte environnemental et lithostratigraphique

La séquence sédimentaire affectée par les déformations, d'une puissance d'environ un mètre, comprend des sables, parfois gravillonneux, et des limons présentant des similitudes de faciès avec les dépôts de la séquence glacio-lacustre de Waldmatte-ouest. Postérieurement les dépôts déformés sont scellés par un gravier appartenant à la séquence antérieure aux limons rubéfiés ayant été affectés par la pédogenèse.

c) style des déformations, classification et interprétation

Les principales déformations se présentent sous forme de failles normales (**fig. 16**), à plan de glissement légèrement concave ; le rejet apparent est de l'ordre de 15 à 25 cm. Une dépression peu marquée (structure synclinale) est associée à ces failles. A proximité des failles



Fig. 22 : microfailles et décrochements, vue en section horizontale ; on notera que les surfaces de décrochement sont voilées (la règle mesure 5cm).

et dans la structure synclinale, les strates limoneuses présentent des déformations (injections, structures de fluage) de faible amplitude (2 à 5 cm) attestant une certaine liquéfaction des limons. Les structures décrites sont interprétées comme résultant d'effondrements (structures de *collapse*) qui peuvent être la résultante de la fonte de lentilles de glace morte (LUNDQVIST 1988, ASHLEY 1988, PUGIN 1989, ABER et CROOT 1989).

II. 2.3.5) Bildacker, déformations plastiques et déformations cassantes

a) localisation

Les figures de déformation ont été rencontrées sur la majeure partie de la zone où affleure la séquence glaciolacustre, c'est à dire sur une aire reconnue d'environ 25 m de long et 10 m de large (fig. 4 et fig. 9).

b) contexte environnemental et lithostratigraphique

La séquence sédimentaire affectée par les déformations comprend, de bas en haut : des limons vert-olive à laminations, une unité de sables fins homogènes beige-jaunâtre présentant de rares stratifications, des sables gravillonneux et des gravillons grisâtres, et enfin un dépôt très hétérométrique de sable limoneux gris-bleu à cailloux et blocs de type diamictite. Les sédiments affectés par les remontées diapiriques se caractérisent par des valeurs assez basses de leur médiane et par le bon tri des particules (*sorting index* bas) ; à l'opposé, les dépôts présents dans les figures de charge se caractérisent par des valeurs de médiane élevées et le mauvais tri des particules (fig. 18c). En ce qui concerne la géométrie des dépôts, il convient de rappeler que la séquence de sable est bien développée vers l'aval et se biseaute vers l'amont, bien qu'il soit relativement difficile de reconstituer avec précision la géométrie antérieure aux déformations.

c) style des déformations, classification et interprétation

Les déformations peuvent être regroupées selon leur style en plusieurs groupes : 1) les déformations plastiques où la composante latérale est négligeable, 2) celles où la composante latérale se manifeste par un déversement plus ou moins accentué des structures, 3) les déformations cassantes ; 4) à ces trois types s'ajoute encore un groupe de figures caractérisées par le démantèlement de la structure originale du sédiment.

-1) les déformations plastiques où la composante latérale est négligeable : les déformations de ce type comprennent, d'une part, des structures d'enfoncement en poches de diamictes dans les sables sous jacents (structures de charge, fig. 12), d'autre part des remontées diapiriques ; dans ce dernier cas, ce sont principalement les limons à laminations, assez compactes et à grande plasticité, plus rarement des sables, qui constituent ces diapirs où la structure originelle de la stratification est conservée (structure en «oignon» des diapirs) bien que des épaisissements et des amincissements localisés des strates soient fréquents (phénomènes de fluage plastique). Certaines structures diapiriques se présentent sous forme d'injections digitées (fig.



Fig. 23 : superposition géométrique des plis et des microfailles, vue en section horizontale (la règle mesure 5cm).

12). Ces déformations diapiriques sont assez comparables à celles décrites à l'ouest du site (II. 2.3.1), dans la première phase de déformation.

-2) les déformations où la composante latérale se manifeste par un déversement plus ou moins accentué des structures : les déformations de ce type sont les plus abondantes et présentent un large éventail de cas, selon l'importance relative de la composante latérale par rapport à la composante verticale, la taille



Fig. 24a et fig. 24b : détails de microfailles dans des sédiments sableux.



Fig. 24b

des déformations (de quelques centimètres à près de deux mètres) et le degré de dislocation des strates d'origine. Selon l'importance de la composante latérale, il est possible de différencier des plis déversés et déjetés des injections obliques et des injections subhorizontales dont la géométrie évoque celle d'empilement de nappes tectoniques (fig. 13 et fig. 14). Selon le degré de dislocation des strates, on peut différencier les structures où les plis et nappes ne sont pas séparés de leurs « racines » sédimentaires (« structures cohérentes ») et les structures qui en sont disjointes (« structures incohérentes ») ; dans ces dernières, il est possible de reconnaître des structures en crochets (lambeaux de strates limoneuses isolées dans une masse de sédiment de nature différente), des structures d'enroulement (fragments de strates de limons laminés enroulées sur elles-mêmes), des galets mous, des structures en poches plus ou moins informes (fig. 12 et fig. 20a). Les structures de déformation du second type sont assez proches de celles décrites à l'ouest du site (Tr.15 et Tr.19), dans la seconde phase de déformation. Les structures de dislo-

cation observées présentent de fortes similitudes avec celles décrites par KSIĄZKIEWICZ 1958 dans les dépôts de flysch : association de galets mous, de structures en crochets (*hook-like structures*) et de balles de sédiments provenant de fragments de strates repliées et enroulées sur elles-mêmes (*roll-up structures*).

-3) les déformations cassantes : les déformations de ce troisième type sont des microfailles : elles appartiennent en général à des systèmes de microfailles normales et de décrochements, avec rejets de l'ordre de 1 à 5 cm et plans de faille souvent parallèles entre eux, présentant parfois des sections légèrement sinusoïdales (fig. 22). Ces systèmes de faille sont uniquement présents dans la séquence de sables fins bien classés (fig. 24a et fig. 24b) ; ils se surimposent aux déformations souples (plis) de plus grande amplitude (fig. 23). L'observation détaillée des plans de faille montre que du sédiment sableux se trouve fréquemment incorporé dans ces plans de décrochement. Ces déformations cassantes sont à rapprocher des exemples (*translational flexures*) décrits par BRODZIKOWSKI et VAN LOON 1985.

-4) les figures caractérisées par le démantèlement de la structure originale du sédiment : ce dernier style de déformation, uniquement localisé dans les sables, se présente sous forme de désorganisation ou de destruction partielle de la stratification originale, avec ré-homogénéisation des sédiments sur des surfaces plus ou moins grandes, de quelques centimètres carrés à plusieurs décimètres carrés ; cette destruction est parfois associée à des structures discrètes de type « cheminée » et *pillars*. Ces aires restreintes de destruction partielle de l'organisation primaire des dépôts sableux peuvent être rapprochées des exemples décrits par LOWE 1975, 1976a et 1976b et interprétés comme des structures d'échappement d'eau (*water escape structures*).

II. 2.3.6) relations géométriques et chronologiques entre les déformations

L'interprétation de la variété des phénomènes de déformation qui affectent cette séquence sédimentaire passe par la compréhension de leurs relations chronologique et spatiale, ainsi que de leur relation avec leurs caractéristiques sédimentologique et rhéologique et la géométrie des dépôts antérieurement aux déformations.

a) les déformations de la séquence de Waldmatte-ouest

Dans la séquence de Waldmatte ouest, deux des trois phases de déformations sont bien séparées stratigraphiquement dans la coupe STG 572 : la première phase est scellée par des dépôts sableux fins. Ces dépôts lacustres fins sont ensuite déformés dans leur partie supérieure par les surcharges de la troisième phase, témoignant de la récurrence du phénomène de déformation, conséquence d'une récurrence dans la succession lithos-

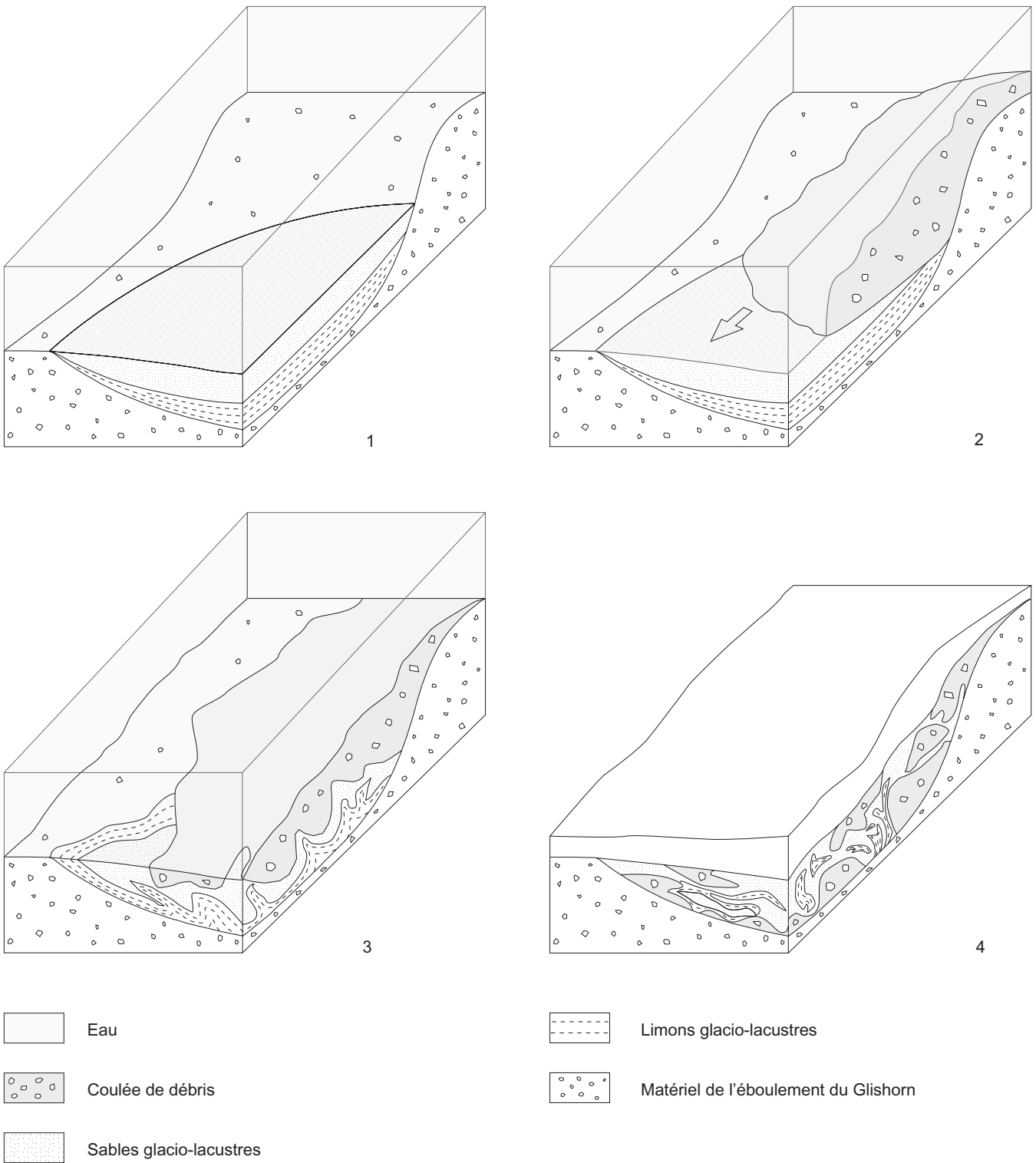


Fig. 25 : schéma interprétatif des déformations de Bildacker. 1) sédimentation de limons et de sables lacustres en domaine paraglacière, 2) apport brutal de matériel hétérométrique grossier depuis le versant du Glishorn (coulée boueuse), 3) et 4) déformations plastiques à l'interface entre les sédiments lacustres et les dépôts de gravité par enfoncement des sédiments supérieurs et injection des sables et des limons glacio-lacustres.

stratigraphique. Par contre, dans les coupes STG 575 et STG 578, les déformations des phases 1 et 3 interfèrent : la troisième déforme, dans un second temps, d'une part, des aires géographiques de la séquence antérieure à la récurrence lacustre qui n'avaient pas été affectées par la première phase de déformation, d'autre part, les dépôts affectés précédemment. Dans la coupe STG 575, les strates présentent un gradient de démantèlement qui augmente de l'ouest vers l'est ; ce gradient peut être mis en relation avec l'existence d'un chenal principal sud / nord correspondant à l'axe d'écoulement d'une importante lave torrentielle (**fig. 10**). Les déformations de la seconde phase sont d'importance géométrique mineure ; intervenues avant la seconde récurrence lacustre, elles pourraient témoigner de phénomènes cryogéniques, comme le suggèrent les analyses micromorphologiques menées en parallèle (GUÉLAT et RENTZEL, à paraître).

b) les déformations de la séquence de Bildacker

Pour la séquence de Bildacker, plusieurs remarques concernant les relations géométriques et chronologiques entre les déformations peuvent être faites :

-1) les systèmes de déformation cassante recourent et décalent les strates plissées et injectées, témoignant de leur postériorité relative ; par contre, des structures de liquéfaction et d'échappement d'eau semblent encore se produire après la fracturation des sables puisque des petits déplacements de sable paraissent se produire dans les plans de faille et de décrochement par migration verticale (**fig. 24a** et **fig. 24b**);

-2) le comportement aux contraintes de surcharge des limons à laminations et des sables fins bien classés varie de façon très importante, en fonction de leur porosité, de leur cohésion, de leur capacité à se liquéfier, les limons se caractérisant par la dominance des déformations souples avec déformations anisopaques, injections complexes, structures d'enroulement, alors que les sables se caractérisent dans l'ensemble par des déformations plus isopaques, la surimposition de plissements, de microfracturations, de structures de liquéfaction partielle et d'échappement d'eau ;

-3) la rapide variation latérale d'épaisseur de l'unité de sables bien classés depuis la périphérie vers les zones plus centrales de la cuvette glacio-lacustre entraîne radialement de fortes modifications du comportement des matériaux ;

-4) la direction probable des apports de matériaux en surcharge, du sud vers le nord, conditionne la résultante des contraintes ;

-5) l'enfoncement de masses plus ou moins grandes de diamictes semble avoir créé des mouvements convectifs de sédiment fin au pourtour de ces masses enfoncées d'ampleur variable (**fig. 21**).

II. 3) DYNAMIQUE DE MISE EN PLACE : EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE D'UN DOMAINE GLACIO-LACUSTRE

contexte géométrique, sédimentologique, rhéologique et paléo-environnemental

L'étude des trois séquences tardiglaciaires, de Bildacker à Waldmatte-ouest, montre des similitudes marquantes dans les événements sédimentaires enregistrés, aussi bien en ce qui concerne la succession des lithofaciès que l'existence de phases de déformation.

Si l'on tente de proposer un scénario concernant le contexte paléoenvironnemental dans lequel se sont mis en place ces dépôts, une des hypothèses consisterait à envisager la formation d'un ou plusieurs lacs lors de la dernière récurrence du glacier d'Aletsch jusqu'à la vallée du Rhône et de la phase du retrait glaciaire qui lui a succédé. C'est dans ce contexte glacio-lacustre que se sont déposés les sédiments des séquences de Bildacker et de Waldmatte-ouest : limons laminés puis sables fins, auxquels se sont adjoints des graviers amenés par les activités torrentielles supraglaciaires ou paraglaciaires. D'importantes masses de matériaux instables, dans lesquelles domine le matériel local (calcschistes du Glis-horn), et renfermant également de manière accessoire quelques lambeaux morainiques, ont été déplacées à plusieurs reprises, ces phénomènes ayant probablement été favorisés par les modifications climatiques qui sont intervenues durant le Tardiglaciaire (disparition progressive du pergélisol). Lors du déplacement de ces coulées de débris s'est produite la majeure partie des déformations qui ont été étudiées. Ces figures de déformation peuvent être interprétées comme des figures de surcharge dans une série stratigraphique à gradient de densité inverse créées par l'arrivée de coulées boueuses sur les sédiments non consolidés et saturés d'eau d'un lac paraglaciaire. Les coulées, constituées de matériel hétérométrique plus dense que les boues lacustres, se scindent en masses de taille variable (de plusieurs décimètres cube à quelques dizaines de mètres cube) et migrent progressivement vers le fond des boues lacustres en faisant remonter vers la surface les sédiments moins denses, initialement situés à la base (**fig. 25**). Ces sédiments sablo-limoneux sont injectés dans les strates plus grossières, en perdant à des degrés divers leur structure d'origine. Ces sédiments ont réagi aux diverses contraintes de façons différentes selon leur granulométrie, leur porosité, leur viscosité et leur plasticité.

Les processus mécaniques et physiques mis en oeuvre lors des déformations de sédiments meubles ont été explicités par divers auteurs (DZULYNSKI ET WALTON 1963, KUENEN 1965, ANKETELL ET DZULYNSKI 1968, RAMBERG 1981) par expérimentation ou lors d'études

de terrain. Les figures de ce type se produisent dans les sédiments saturés en eau, lorsque la strate qui se surimpose est d'une densité supérieure à celle de la strate sous-jacente. Les «*systèmes à gradient de densité inverse*» (ANKETELL, CEGLA ET DZULYNSKI 1970), présentent plusieurs cas, selon le rapport de viscosité entre les deux strates, l'existence ou non d'un mouvement latéral venant se joindre au mouvement vertical (système mobile ou immobile). La géométrie des figures qui résulte de chacun des cas présente des spécificités (forme de l'interface, isotropie ou anisotropie des figures). Selon les caractéristiques des matériaux impliqués (granulométrie, porosité, cohésion), le style des déformations souples pourra varier (déformations isopaques ou anisopaques).

Les changements rhéologiques se produisent lorsque les forces de friction qui maintiennent une certaine cohésion entre les grains (état solide) sont annulées par l'augmentation de la pression du fluide interstitiel (état liquide) due aux surcharges (OWEN 1987). En effet, celles-ci ont pour conséquence une importante modification de cette pression interstitielle, entraînant une augmentation de la ductilité des sables et des limons (liquéfaction, fluidisation) ; localement, des structures d'échappement d'eau (*water escape structures*) peuvent se produire. Dans un second temps, la désaturation en eau des sables conduit à une baisse de cette ductilité ; des déformations cassantes (micro-failles) peuvent alors se produire dans certaines strates sableuses (moins ductiles que les limons) suite à ces changements de caractéristiques rhéologiques et aux modifications de volume liées aux expulsions d'eau (BRODZIKOWSKI ET VAN LOON 1985, DAVENPORT ET RINGROSE 1987). La fonte de lentilles de glace morte entraîne des effondrements dans les dépôts sus-jacents, matérialisés dans la séquence sédimentaire par des failles normales.

Toute une série de processus ultérieurs, troncaturs érosives généralisées, érosions localisées par des chenaux torrentiels, processus pédogénétiques ayant entraîné, d'une part des précipitations de carbonates, d'autre part des rubéfections ont largement modifié l'aspect de ces séquences sédimentaires.

La présence localisée de ces témoins aux deux extrémités uniquement du site de Gamsen peut être interprétée par le fait que toute la zone centrale du site (Waldmatte) a subi une érosion beaucoup plus active de par sa situation topographique, et ceci probablement dès le début de l'Holocène (cf. infra, chap. III). Bildacker et Waldmatte-ouest peuvent être considérés comme des buttes résiduelles ayant échappé à la dynamique érosive du versant.

LA SEQUENCE « MEDIANE »

III. 1) PRESENTATION

III. 1.1) généralités

Les séquences sédimentaires qui seront traitées dans ce chapitre sont celles postérieures aux dépôts glacio-lacustres et aux formations qui leur sont directement liées (dépôts de gravité pénécontemporains de ces sédiments glacio-lacustres), et antérieures aux occupations protohistoriques du site (habitat du premier âge du Fer). Les dépôts concernés ont été reconnus quasiment partout sur le site, depuis Bildacker, à l'est, jusqu'à Kriedenfluh, à l'ouest, mais se présentent généralement sous forme de séquences qui offrent peu de possibilités de corrélations précises dans le détail (peu de raccords stratigraphiques sur de longues distances, absence quasi généralisée de pollens, rares datations radiométriques). Aucun argument ne prouve, dans l'état actuel de notre étude, que cette séquence n'a pas commencé à se mettre en place à la fin du Tardiglaciaire. Nous discuterons au dernier chapitre des hypothèses proposées pour l'attribution chronologique de la séquence glacio-lacustre de Gamsen et des incidences qui en découlent pour le calage chronologique des séquences postérieures.

Des grandes lignes générales se dégagent pourtant sur l'ensemble du site pour caractériser cet ensemble sédimentaire. La séquence-type peut se définir de la façon suivante :

- à la base, un premier terme, dans certains cas peu dilaté, souvent reconnu dans sa partie sommitale seulement, est constitué pour l'essentiel de dépôts de diamictes (blocs et cailloux émoussés à matrice sablo-limoneuse gris-vert), dans lesquelles s'interstratifient parfois des lentilles de graviers triés ;

- ensuite s'individualise un « complexe médian » où alternent alluvions torrentielles, coulées boueuses, colluvions et sols fossiles selon un rythme qui varie fortement d'un emplacement à un autre : cette séquence médiane paraît en général mieux développée et mieux différenciée vers l'aval que vers l'amont d'une part, et à Waldmatte-est qu'à Bildacker et Waldmatte-ouest d'autre part ;

- enfin, un dépôt de colluvions relativement homogène (colluvions d'altérites) constitue un nappe assez régulier sur une grande partie du site et tient lieu en général de substrat aux couches d'occupation du premier âge du Fer.

Les érosions postérieures ont localement tronqué la partie sommitale de cette séquence et il ne subsiste, à certains emplacements, que de rares lambeaux de sols enfouis conservés dans le fond de petites dépressions.

III. 1.2) localisation des coupes et choix des profils étudiés (Annexe I).

Les séquences traitées ici ont été observées dans un grand nombre de profils du site de Gamsen ; cependant nous nous sommes restreints à n'en présenter ci-après que les profils représentatifs pour chaque contexte géomorphologique du site. Une série de coupes de référence sera étudiée ici (Annexe I), appartenant, d'est en ouest, à Bildacker, Waldmatte-est, Waldmatte-centre et Waldmatte-ouest.

Dans la logique du discours, nous traiterons d'abord le cas de Waldmatte-est, dans sa partie aval, où la séquence est particulièrement bien développée et a permis d'enregistrer la succession la plus complexe de sols scellés par des apports de versant. Les données de Waldmatte-centre, Bildacker et de Waldmatte-ouest seront traitées ensuite et une synthèse sera proposée pour l'ensemble du site.

III. 1.3) éléments de chronologie

Les prélèvements palynologiques effectués ont donné des résultats négatifs, à l'exception du profil BW X ; les dépôts de colluvions fines qui reposent en discordance sur la séquence glacio-lacustre et des dépôts de gravité qui la perturbent montrent une dominance de *Corylus* et semblent appartenir au Boréal (BEZAT 1992). Les données chronologiques obtenues par datation radiocarbone (C14) se résument à cinq dates, une provenant de Tr.2 sud, une seconde de Tr.3 est et trois dates prove-

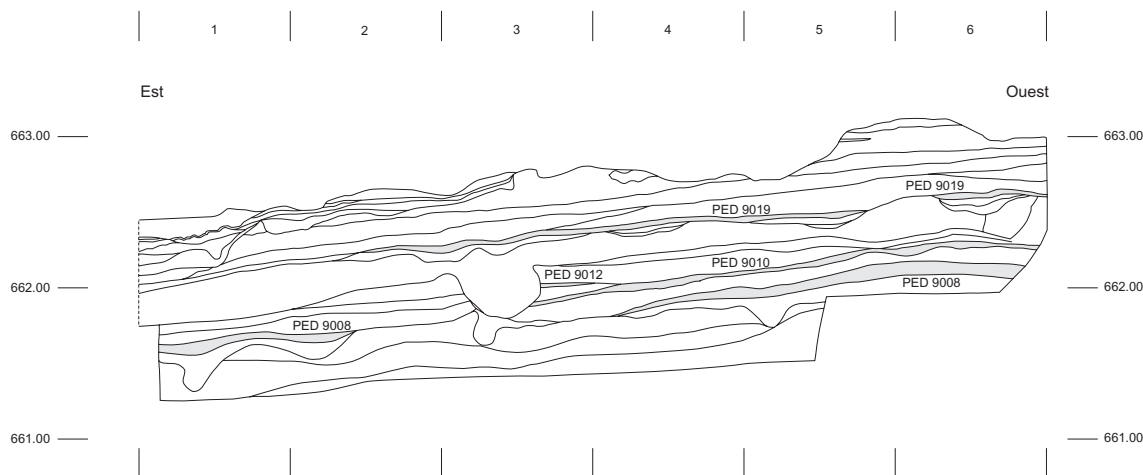


Fig. 26 : Waldmatte est, coupe T2b, lithostratigraphie et géométrie des dépôts, avec localisation de quatre niveaux de sols enfouis.

nant de Tr.1 ouest ; ces dates s'échelonnent entre 6407-6030 BC cal 2 sigma (ARC 264 : 7370 +/- 90 y BP) et 2456-2042 BC cal 2 sigma (ARC 510 : 4090 +/- 70 y BP).

III. 1.4) notes préliminaires sur les faciès rencontrés

Nous traiterons plus loin (VII.1.3), sous un aspect synthétique, des divers faciès sédimentaires rencontrés sur le site de Gamsen. Nous n'aborderons pas ici dans le détail ces données mais soulignerons seulement que certains d'entre eux concernent spécifiquement la séquence sédimentaire que nous étudions ici, ce sont :

- les sols en place ;
- les colluvions issues de sols remaniés.

Le diagnostic entre sols en place et colluvions de sols n'a pu être établi par les seules analyses de terrain et de la sédimentologie classique ; le lecteur voudra bien se reporter à ce sujet aux travaux de la micromorphologie. Nous pourrions toutefois souligner que du point de vue macroscopique, les sols montrent en général un gradient de couleur de la base (gris-vert ou vert-jaune) au sommet (brun-rouge) et correspondent à des sols *in situ* alors que les colluvions issues de remaniement de sols présentent une homogénéité de teinte (beige-rosé) entre la base et le sommet. Parallèlement à notre étude, la pédostratigraphie élaborée par l'analyse micromorphologique a permis de mettre en évidence des sols *in situ* qui porteront les appellations suivantes : sols 1, 2, 3 et 4 de BW-est, sols 1 et 2 de BW-ouest et sol 1 de BB.

III. 2) DOSSIER DOCUMENTAIRE

III. 2.1) coupes de référence et analyses sédimentologiques

III. 2.1.1) stratigraphie de Waldmatte-est

Corrélation des coupes Tr.2 sud (t2a et t2b), Tr.3 est (t3a et t3b) et Tr.1 ouest (t1w)

A Waldmatte-est, les coupes étudiées offrant des possibilités de corrélations directes sont Tr.2 sud (t2a et t2b) et Tr.3 est (t3a et t3b). Seules les parties inférieures de ces coupes présentent des séquences qui concernent ce chapitre. Les corrélations directes des deux états de relevé des coupes stratigraphiques Tr.2 sud (t2a et t2b) et Tr.3 est (t3a et t3b), ont permis d'établir une succession d'unités stratigraphiques agrégeant plusieurs unités de terrain mises en évidence dans chacune des quatre coupes. Dans un second temps, la corrélation de ces unités stratigraphiques avec celles de la coupe Tr.1 ouest, sur laquelle ont été effectuées des analyses sédimentologiques (profil BW I), a permis de proposer une succession d'événements sédimentaire pour Waldmatte-est (**fig. 28**). La succession d'événements enregistrés est plus complète en Tr.2-Tr.3 qu'en Tr.1 et les corrélations entre Tr.2-Tr.3 et Tr.1 sont assurées pour la base et pour le sommet de la séquence, mais non pour la partie médiane, pour laquelle ce sera la séquence de Tr.2-Tr.3 qui sera utilisée comme référence.

Deux états de la coupe Tr.2 sud ont été utilisés comme base documentaire : t2a, dont le relevé a été effectué en 1989 et sur laquelle ont été prélevés deux échantillons

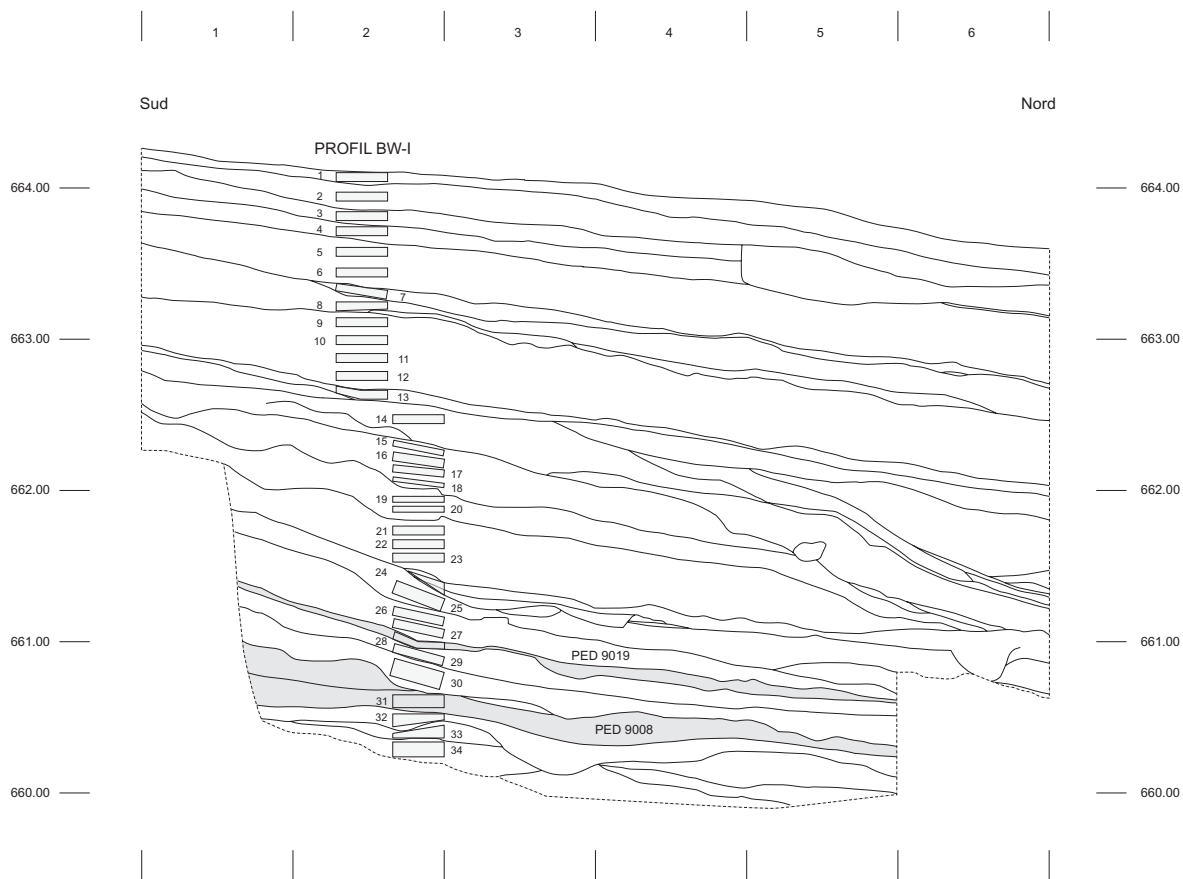


Fig. 27 : Waldmatte est, coupe T1, géométrie des dépôts, position des échantillons sédimentologiques du profil BW-I et localisation des sols enfouis.

micromorphologiques et t2b, dont le relevé a été effectué en 1993 après une nouvelle rectification du profil et sur laquelle ont été prélevés trois échantillons micromorphologiques supplémentaires. Dans la coupe Tr.2 sud, la séquence concernée est reconnue sur une longueur d'une douzaine de mètres et sur une puissance de 1,2 m environ, avec un léger pendage apparent vers l'est (**fig. 26**).

La coupe Tr.3 est également fait l'objet de deux états de relevés : la coupe t3a a été relevée en 1989 ; après rectification, un nouveau relevé (t3b) a été effectué en 1998.

La coupe Tr.1 ouest a été relevée et échantillonnée pour l'étude sédimentologique en 1988 ; trois échantillons C14 y ont été également prélevés. La séquence qui nous concerne ici, antérieure aux occupations protohistoriques, n'a été reconnue que sur une partie seulement de la coupe Tr.1, dans le tronçon central (**fig. 27**), sur une puissance de 1,4 m environ. Le profil BW I, comprenant une colonne de 34 échantillons a été prélevé dans cette portion de la coupe. Seuls les dix échantillons inférieurs (échantillons 34 à 25) appartiennent à cette séquence.

Les données relatives à la corrélation stratigraphique de ces cinq relevés stratigraphiques sont présentées sous forme d'un diagramme de Harris simplifié, dans lequel il a été tenu compte, d'une part des corrélations strictement stratigraphiques, d'autre part des données radiochronologiques. Ce diagramme est inclus au tableau synthétique (**fig. 28**).

Cette séquence synthétique met en évidence une succession de dépôts sédimentaires (alluvions torrentielles, coulées boueuses, colluvions) et de sols enfouis qui dénote une dynamique événementielle complexe :

-1) l'unité de base (**EB9001**) correspond aux matériaux de l'éboulement reconnu dans la partie amont de la coupe Tr.1 : ce sont des blocs anguleux de calcschistes du versant du Glishorn dans une matrice hétérométrique grise constituée de fragments de calcschistes ; cette unité correspond à la formation la plus ancienne reconnue sur le site, de Bildacker à Waldmatte-ouest (cf. chap. II. 2.1.2) ;

-2) la suite de la séquence, de **CDG9002** à **TOR9006**, correspond à une accumulation de nappes de diamictes (blocs peu émoussés dans une matrice hétérométrique gris-vert) entre lesquelles s'interstrati-

CHRONOLOGIE	EVENEMENTS	Tr.1 / Tr.2 / Tr.3 - Unités de terrain (UT)					WALDMATTE EST Tr.1 / Tr.2 / Tr.3
		t1w	t2a	t2b	t3a	t3b	
1 ^{er} âge du Fer	HABITAT						Premières occupations protohistoriques
	COL9022	40, 96, 120, 121, 122	111, 111b, 111j, 136	15, 16, 17c	32b, 56b, 64, 75b	5, 5A, 5B	⑦ Colluvionnement de sols
	TOR9021	123	137, 137b	14	33, 67a, 67b, 68	49	Alluvionnement torrentiel
	COL9020	124	111c	13	34, 65	6, 15	Colluvionnement de sols
	TOR9025	125					Alluvionnement torrentiel
	PED9019	126	138, 141, 149	12	39	7	Sol brun développé sur colluvions fines
	COL9018	--	144		40	7A, 7C	Colluvionnement
	RUS9017	--	139, 140, 142, 145	10, 11	37	7B	Ruissellement
	INC9016	--	148	9c			Incendie
	CB9015	--	143, 143b, 147	9a, 9b	38, 41, 42, 66, 70	8, 8A	Coulée boueuse
	TOR9013	--	150	7, 8	69, 71	22, 23, 24	Alluvionnement (phase mineure)
	INC9014	--	--		48, 49	18	Incendie
	PED9012	--	--	6c	46, 72a	16, 16A	Sol brun développé sur colluvions fines
	CDG9011	--	--		47	17, 19, 20	Coulée de débris
	TOR9024	--	--	6b	73	21	Alluvionnement torrentiel
PED9010	--	--	6a	43, 44, 50, 72b, 72ab	9, 9A	Sol brun développé sur colluvions fines	
COL9023	--	--	5			Colluvionnement	
TOR9009	--	--		74	26, 26B	Alluvionnement torrentiel	
PED9008	130a, 130b		4b	72, 72c		Sol brun développé sur ruissellement	
RUS9007	131	152	4a		25	Ruissellement	
TOR9006				45, 45b	10, 10A	Alluvionnement torrentiel	
PED9005	132, 133, 134		2, 3		11, 11A	Sol brun développé sur colluvions fines	
TOR9004					12, 12A	Alluvionnement torrentiel	
CDG9002	135	153	1		14, 14A	Coulée de débris	
EB9001	34, 100					Eboulement du Glishom	

Fig. 28 : Waldmatte-est, tableau de synthèse de la séquence antérieure aux habitats des coupes Tr. 1, Tr. 2 et Tr. 3.

fient des dépôts torrentiels (graviers et gravillons). Un sol brun, peu épais (**PED9005** = sol 5 de BW-est), est reconnu uniquement dans la partie amont de la coupe Tr.3 ; il marque vraisemblablement un arrêt de sédimentation. L'événement torrentiel **TOR9003**, mis en évidence dans Tr.2 et dans Tr.1 (échantillons BW I-33 et 34) n'est pas corrélé à la séquence, plus complexe (**TOR9004** à **TOR9006**), de Tr.3.

-3) les unités suivantes, dont la sériation la plus complète a été reconnue dans les coupes Tr.2 et Tr.3 (**COL9007** à **INC9014**), correspondent à une succession de probablement trois sols distincts (**PED9008** = **Sol 4 de BW-est** ; **PED9010** = **Sol 3 de BW-est** ; **PED9012** = **Sol 2 de BW-est**) dénotant une phase de relative stabilité ; ces sols se sont développés, pour la plupart d'entre eux, sur des colluvions et des dépôts de ruissellement, à l'exception de quelques strates appartenant à l'événement **PED9010**, qui montrent l'exemple d'un sol développé localement sur des faciès torrentiels ; le sol le plus ancien reconnu dans la coupe Tr.1 (échantillons BW I-31 et 32 pour le sol et son substrat) est corrélé à l'événement **PED9008** de la succession des trois sols des coupes Tr.2 et Tr.3 ; l'échantillon de charbon de bois EA56 (**ARC 264**), provenant de la coupe Tr.3, daté de 7370 ± 90 y BP = 6407-6030 BC cal 2 sigma ; l'échantillon EA36 (**ARC 265** : 7070 ± 80 y BP = 6155-5748 BC cal 2 sigma), provenant de la coupe Tr.1, appartiennent à la partie inférieure de cette séquence antérieure à **PED9010** ; les premiers indices d'incendie (**INC9014**) sont notés ;

-4) les épisodes suivants (**TOR9013** à **COL9018**) caractérisent une dynamique de versant plus active (alluvionnements torrentiels, coulées boueuses) ; les indices d'incendie sont encore présents dans cette séquence. C'est du milieu de celle-ci (**INC9016**) que provient l'échantillon de charbon de bois ES 482 (souche carbonisée, **ARC 1384**) daté de 4482 ± 40 y BP = 3347-3027 BC cal. Dans la coupe Tr.1, la séquence est nettement plus condensée que dans les coupes Tr.2 / Tr.3 et l'équivalent stratigraphique des unités comprises entre le sol 4 de BW-est **PED9008** et le sol 1 de BW est **PED9019** se résume aux unités *t1w/129* à *t1w/127* (échantillons BW I-30 et 29), correspondant à des dépôts de pente, ainsi qu'à un horizon à souches carbonisées (*t1w/126a*). L'échantillon de charbons de bois EA 71 (**ARC 510**), daté de 3800 ± 50 y BP = 2456-2042 BC cal 2 sigma, appartient à *t1w/126a*, alors que l'échantillon de charbons de bois EA 35 (**ARC 263** : 4090 ± 70 y BP = 2874-2473 BC cal 2 sigma) appartient à l'unité sous jacente (*t1w/127-t1w/128*) ;

-5) l'unité suivante (**PED9019**) correspond au sol le plus récent reconnu (= **sol 1 de BW-est**), développé sur des colluvions fines ; elle correspond à l'échantillon BW I-28 de Tr.1.

-6) postérieurement **TOR9025** (échantillons BW I-26 et 27), correspondant à un événement torrentiel bien marqué dans la coupe Tr.1, n'a pas d'équivalent stratigraphique dans les coupes Tr.2 et Tr.3 ;

-7) le sommet de la séquence étudiée, constituant le substrat des occupations protohistoriques, met en évidence deux épisodes de colluvionnement vraisemblablement formés par le démantèlement des sols enfouis précédemment formés en amont (**COL9020** et **COL9022**), entre lesquelles s'interstratifie un dépôt torrentiel (**TOR9021**) ;

-Waldmatte-est, prise en compte des dates radiocarbone dans le contexte pédo-sédimentaire

Les données radiocarbone provenant des trois profils précédemment étudiés permettent d'avancer les propositions suivantes : à l'exception du sol le plus ancien (**PED9005**), peu épais, qui n'a été reconnu que dans la partie amont de la coupe Tr.3 ouest, interstratifié dans des dépôts de gravité grossiers, la séquence principale de sols enfouis superposés (sol inférieur polyphasé = **sol 3 de BW-est** et sol médian = **sol 2 de BW-est**) paraît pouvoir se placer chronologiquement entre environ 6400-6000 BC cal, (datation de charbons de bois inclus dans les colluvions du sol inférieur) et 3300-3000 BC cal (voir aussi GUELAT et RENTZEL, à paraître) ; le nappage assez généralisé de colluvions d'altérites constituant le substrat des occupations de l'âge du Fer se serait mis en place après 2000 BC (le sol le plus récent = **sol 1 de BW-est**) étant postérieur à 2400-2000 BC) et avant 650-600 BC, date des premières occupations du site de Waldmatte-est.

La question des souches carbonisées

Dans de nombreux profils, surtout dans la partie supérieure de la séquence de Waldmatte-est, il a été observé des structures coniques en forme d'entonnoir, associées ou non à un des sols enfouis. Ces structures sont comblées de sédiment de teinte brun-rouge à orangé (5YR 3/6) ; dans un certain nombre d'entre elles, de gros charbons de bois ont été observés et échantillonnés. Deux des trois dates les plus récentes obtenues dans les coupes Tr.1 et Tr.2 (ES 482 / **ARC 1384** : 3347-3027 BC cal et EA 71 / **ARC 510** : 2456-2042 BC cal), appartiennent à ce contexte. Parallèlement, l'étude micromorphologique a mis en évidence dans les deux sols supérieurs analysés dans la coupe Tr.2 sud (cf. GUELAT et RENTZEL, à paraître) des indices indiscutables (microcharbons, grains de chaux) de rubéfaction due à des incendies. La question des conditions de déclenchement de ces incendies (naturelle : foudre ou anthropique : défrichements néolithiques) reste posée (cf. GUELAT et RENTZEL, à paraître).

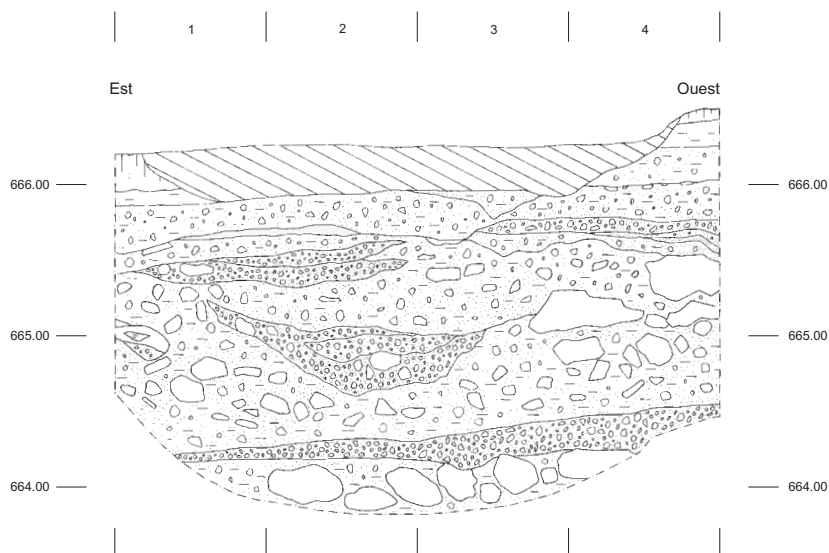


Fig. 29 : Waldmatte centre, coupe Tr.7, lithostratigraphie et géométrie des dépôts.

III. 2.1.2) stratigraphie de Waldmatte-centre

-Waldmatte-centre, Tr.7 sud

Cette coupe (fig. 29) orientée est-ouest, est perpendiculaire à la pente du terrain ; elle met en évidence, sur une puissance de 1,8 mètre environ, une séquence sédimentaire antérieure à l'édification du cône torrentiel ouest. La séquence qui concerne ce chapitre montre la succession de quatre nappes de diamictes renfermant de nombreux cailloux et gros blocs émoussés dans une matrice sablo-limoneuse gris-verdâtre, entre lesquelles s'intercalent des strates, généralement lenticulaires, de graviers sableux grisâtres.

III. 2.1.3) stratigraphie de Bildacker

A Bildacker, cette séquence est représentée dans la plupart des coupes effectuées, à l'exception des sondages situés tout à l'est et en amont, où affleurent uniquement les dépôts plus anciens (éboulement et séquence glacio-lacustre) tronqués par des processus érosifs. Du point de vue de la géométrie des dépôts la coupe la plus représentative de cette séquence sédimentaire est la coupe BB-S21 dont nous donnerons ci-dessous une description générale. La coupe BB-S20 a également bien enregistré cette séquence dans sa partie nord (aval). Le profil BB 98 situé 20 mètres à l'est de la partie nord de la coupe BB-S20, se corrèle bien avec cette dernière ; douze échantillons sédimentologiques ont été analysés dans ce profil de 2,60 mètres de haut, où la séquence antérieure aux occupations représente 1,40 mètre de puissance. Des analyses micromorphologiques (GUELAT et RENTZEL, à paraître, chap. 3.3) ont été effectuées dans des échantillons provenant des sondages BB-S16 et BB-S17 qui présentent aussi d'assez grandes similitudes avec BB-S21 et le profil BB 98. Une des particularités de Bildacker, comme de Wald-

matte-ouest, réside dans le fait que la pédogenèse a affecté un substrat glacio-lacustre alors qu'en revanche à Waldmatte-est, le substrat sur lequel se sont formés les sols est constitué de colluvions et de dépôts de ruissellement.

-Bildacker-S21

la séquence sédimentaire que nous étudions dans ce chapitre concerne la partie médiane de cette coupe orientée sensiblement est-ouest. Les dépôts comblent une dépression, d'axe probable sud-nord, tronquant les dépôts de la séquence glacio-lacustre. Cette dépression s'étend sur une largeur d'une douzaine de mètres environ. La puissance de cette séquence est d'environ 1,5 mètre dans la partie centrale de la dépression. La succession sédimentaire est simple et comprend, à la base, des sables limoneux gris-verdâtres qui comblent les premières irrégularités de la topographie de la dépression, puis des sables limoneux mal classés brun-rougeâtres foncé à cailloux disséminés qui constituent un nappage assez régulier du fond de la dépression. Elle se poursuit par une seconde nappe colluviale plus épaisse, constituée de sable limoneux beige-rougeâtre clair, présentant une interface supérieure subhorizontale et interprétée comme colluvions antérieures aux colluvions contemporaines et postérieures au premier âge du fer.

-Bildacker, profil BB 98

Ce profil est situé environ 40 mètres à l'est du centre de la dépression précédente (Annexe I). Depuis la base, la succession concernant la séquence « médiane » est la suivante (fig. 30) :

-1) des sables fins jaunâtres, micacés, appartenant à la séquence glacio-lacustre (échantillon 1), constituant le substrat de cette séquence ;

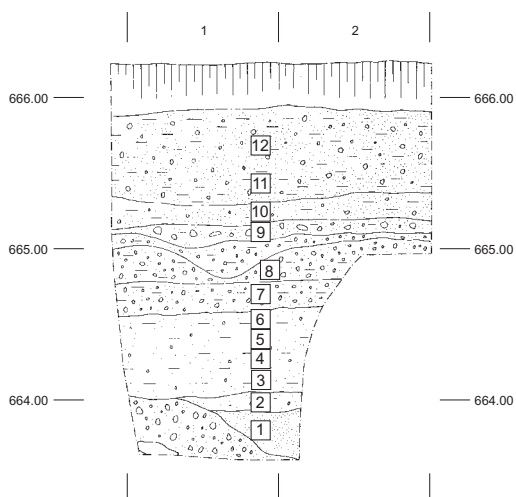


Fig. 30 : Bildacker, profil BB 98, lithostratigraphie et position des échantillons sédimentologiques.

-2) des limons sableux ocre-orangé à rares granules, d'aspect mal classé, à limites inférieure et supérieure graduelles (échantillon 2) ; ces dépôts sont mis en place par colluvionnement, pour une grande part de matériaux remaniés de la séquence glacio-lacustre, antérieurement à la formation du sol brun ;

-3) des sables limoneux brun-rouge mal classés à granules et petits cailloux, assez homogènes sur toute leur épaisseur (échantillons 3, 4, 5, 6 et 7) ; ceux-ci constituent, avec les limons sableux précédents, la séquence affectée par la pédogenèse (décarbonatation et rubéfaction des sédiments) ;

-4) des sables limoneux brun-beige rougeâtres mal classés à granules et petits cailloux (échantillon 8), constituant le dernier dépôt antérieur aux occupations protohistoriques (premier âge du fer) ; ces dépôts, très mal classés, sont mis en place par colluvionnement et apport de matériaux plus grossiers postérieurement à la formation du sol.

III. 2.1.4) stratigraphie de Waldmatte-ouest

A Waldmatte-ouest, les dépôts pouvant être corrélés à cette « séquence médiane » ne concernent qu'une portion restreinte des séquences sédimentaires qui y ont été étudiées. Les dépôts relatifs à cette séquence ont été reconnus dans les coupes STG 572 et STG 575 (tran-

chée Tr.15), STG 578 et STG 579 (tranchée Tr.19). L'étude a porté principalement sur des données de terrain (géométrie des dépôts), auxquelles s'est adjointe une série limitée d'analyses sédimentologiques (profil BW X, tranchée Tr.15). Parallèlement, l'approche de la micromorphologie (GUELAT et RENTZEL, à paraître, chap. 3.2) a pris en compte 9 échantillons provenant des coupes STG 575, STG 578 et STG 579 (tranchées Tr.15 et Tr.19).

-Waldmatte-ouest, coupes STG 572, STG 575 (tranchée Tr.15) et STG 578 (tranchée Tr.19): stratigraphie et analyses sédimentologiques

Dans les coupes STG 572 et STG 575 (profil BW X), dont les données complètes sont présentées en annexe (Annexe V), la succession sédimentaire concernée par cette séquence médiane peut être résumée de la façon suivante (fig. 17 et Annexe II), de bas en haut :

-1) une diamicte (échantillon 10) appartient encore à la séquence tardiglaciaire : il s'agit d'un sédiment mis en place lors de la seconde phase de gravité (*debris flow*) perturbant la deuxième séquence glacio-lacustre ;

-2) ce dépôt est surmonté d'un limon sableux, assez homogène, vert-olive à ocre-jaune (échantillons 9 et 8) passant graduellement vers le haut à un limon sableux ou à un sable limoneux brun-rougeâtre mal classé à rares petits cailloux (échantillon 8b) ; ce sont des colluvions fines, formées à partir de matériel glacio-lacustre, ayant été affectées postérieurement par une pédogenèse (= sol 2 de BW ouest). La dominance de *Corylus* pourrait permettre d'insérer le dépôt de cette couche au Boréal ;

-3) un sable limoneux gris-verdâtre à petits cailloux abondants (échantillon 7) constitue le dépôt suivant et s'est mis en place par colluvionnement ;

-4) un sable limoneux brun-rougeâtre mal classé à cailloux abondants (échantillons 6 et 5) est interprété comme un second sol (= sol 1 de BW ouest) formé sur colluvions assez grossières ;

-5) des graviers sableux (non échantillonnés) correspondent à une phase de dynamique torrentielle ;

-6) un sable limoneux panaché à cailloux (échantillon 4) est interprété comme colluvions d'altérites et constitue le dernier terme de cette séquence.

Sites	Bildacker (T20, T21, S16 et S17, Bb98)	Waldmatte est (T1)	Waldmatte est (T2ab - T3ab)	Waldmatte centre (T7, à l'est de T9)	Waldmatte ouest (T15 - T19)
SEQUENCE SCCELLANT LES SOLS (2500/2000 BC - 700 BC)	Présence en sommet de séquence de dépôts interprétés comme des colluvions d'altérites, formés aux dépens de ces sols bruns	Présence en sommet de séquence de dépôts interprétés comme des colluvions d'altérites, formés aux dépens de ces sols bruns	Présence en sommet de séquence de dépôts interprétés comme des colluvions d'altérites, formés aux dépens de ces sols bruns	Hiatus (d'érosion ?)	Présence en sommet de séquence de dépôts interprétés comme des colluvions d'altérites, formés aux dépens de ces sols bruns
SEQUENCE DE SOLS ENFOUIS (6500/6000 BC - 2500/2000 BC)	Présence d'un seul sol, épais (60 à 70 cm), formé directement sur les dépôts glacio-lacustres ou sur des colluvions fines qui recouvrent ceux-ci	Présence de deux sols bien distincts, tronqués et scellés par des dépôts de versant (alluvions torrentielles, colluvions)	Succession d'au moins 5 sols formés sur substrat de type colluvion, tronqués et scellés par des dépôts de versant (alluvions torrentielles, coulées de débris, colluvions)	Absence de sol dans une séquence à sédimentation grossière où dominent les dépôts de gravité	Présence de deux sols bien distincts, tronqués et scellés par des dépôts de versant (alluvions torrentielles, colluvions)
DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE	Zone de dynamique peu active : la sédimentation est faible, le sol peut se développer sur une longue période et sur une certaine épaisseur sans être ni enfoui, ni tronqué par des dépôts postérieurs	Zone de dynamique moyennement active : des sols peuvent se former à deux reprises; des colluvions d'altérites, intercalées entre les deux sols, témoignent du démantèlement du premier	Zone de dynamique assez active : les phénomènes cycliques permettent la formation de sols peu à moyennement épais, qui sont tronqués et enfouis successivement	Zone dynamique très active : le contexte ne permet pas aux sols de se développer ou bien ceux-ci sont érodés	Zone de dynamique moyennement active : des sols peuvent se former à deux reprises

Fig. 31 : séquence médiane, essai de synthèse à l'échelle du site.

III. 3) DYNAMIQUE DE MISE EN PLACE : les grandes étapes de mise en place du paysage avant les occupations protohistoriques

III. 3.1) Des grandes variabilités locales dans la dynamique de dépôt en fonction de la variabilité de stabilité du versant

De l'étude de cette séquence médiane, il ressort en premier lieu que, sur l'étendue du site Gamsen, soit sur environ 800 mètres, de Bildacker à Waldmatte-ouest, une assez grande variabilité dans l'enregistrement de type de dépôt a pu s'effectuer durant cette période : trois contextes bien différenciés peuvent être individualisés, avec des variantes locales qui sont fonction de la microtopographie, de la variabilité amont-aval, etc. (fig. 31) :

-1) à l'est (Bildacker) et à l'ouest (Waldmatte-ouest), dans des zones préservées des activités érosives intenses, les séquences glacio-lacustres tardiglaciaires ont été piégées et ont servi de substrat au développement de sols bruns rubéfiés évolués (un seul sol à Bildacker ; deux sols superposés à Waldmatte ouest) ; les conditions locales ont été favorables à une dynamique sédimentaire peu active ;

-2) la zone centrale du site (Waldmatte-centre) a enregistré un contexte où la forte activité du versant n'a pas permis à des sols de se former ou d'être scellés et fossilisés : la séquence sédimentaire enregistrée est constituée d'une succession de nappe de diamictes, mises en place par processus gravitaires, et d'alluvions torrentielles grossières, traduisant des apports de versants et une dynamique bien marquée ;

-3) à Waldmatte-est enfin, un contexte privilégié a permis la conservation d'une alternance de formations de sols fossiles et de dépôts de versant ; au moins trois sols bruns (dont le sol 3 de BW-est polyphasé et un sol plus ancien reconnu uniquement dans la coupe Tr.3), développés en général sur des formations colluviales, s'intercalent ainsi entre des colluvions, des alluvions torrentielles et des coulées boueuses dans une dynamique active plus complexe.

III. 3.2) Une succession morphogénétique en trois grandes étapes

Du point de vue chronologique, la transition Tardiglaciaire-Holocène reste mal définie sur la plus grande partie du site, autant du fait de l'absence d'arguments chronostratigraphiques que du fait de l'absence de césure nette dans la lithologie, à l'exception du profil

BW X où la transition entre Tardiglaciaire et Holocène marquée par une troncature sédimentaire paraît se situer au niveau des premières colluvions fines (attribuées probablement au Boréal) qui surmontent les dépôts de *debris flow* déformant les sables et limons glacio-lacustres.

Durant la séquence comprise entre la séquence glacio-lacustre tardiglaciaire et les occupations du premier âge du Fer, l'évolution morpho-sédimentaire du site peut être subdivisée en trois grandes étapes.

-1) la première, qui se matérialise par la mise en place de grandes nappes de diamictes sur tout le versant, et entre lesquelles s'interstratifient de rares apports torrentiels triés, correspond à une phase de dynamique gravitaire active qui paraît en continuation directe avec le Tardiglaciaire : les versants, encore mal stabilisés après le retrait glaciaire, acquièrent progressivement un meilleur profil d'équilibre vers la fin de cette première phase, durant laquelle la sédimentation, de plus en plus dilatée de l'amont vers l'aval, a sensiblement adouci la pente du piémont. Certaines irrégularités du relief paraissent commencer à s'estomper par le comblement partiel du fond de petites dépressions.

-2) la seconde étape, qui pourrait se placer chronologiquement entre environ 6400-6000 BC et 2450-2050 BC, se caractérise par une dynamique complexe où alternent sédimentation et processus pédologiques selon un rythme qui varie fortement d'un point à l'autre sur le site. Alors que le contexte morphodynamique reste assez stable à l'est et à l'ouest (Bildacker et Waldmatte-ouest), la partie centrale du site présente des phénomènes cycliques de sédimentation et de stabilisation. La question de la durée des phases d'arrêt de sédimentation ayant conduit à la formation des sols est abordée dans l'approche micromorphologique (GUELAT & RENTZEL, à paraître, ch. 4.2.2). Bien que les deux cônes, est (Waldmatte-est) et ouest (Waldmatte-centre), ne puissent pas encore, à cette période, être individualisés comme des entités propres, cette zone centrale, située en aval du talweg de Waldmatte, alimentée par le bassin-versant de Grüebe, n'a pas la stabilité des extrémités orientale et occidentale du site.

-3) la dernière étape de cette séquence, antérieure aux occupations protohistoriques, correspond à une phase de relative stabilité par rapport aux étapes précédentes, surtout à Waldmatte-est : un nappage colluvial assez généralisé (colluvions de sol), constitue un horizon peu épais (quelques décimètres) assez généralisé et se serait mis en place entre 2500/2000 BC et 700 BC.

LES CÔNES TORRENTIELS

IV. 1) PRESENTATION

Les cônes torrentiels ou cônes de déjection, sont des accumulations sédimentaires de forme caractéristique en éventail, généralement localisés dans des contextes de piémont, au débouché de vallées ou talwegs latéraux dans le cours d'une vallée principale, l'étalement des eaux provoquant à cet emplacement une rupture de charge (HÉRAIL 1984). Leur taille, leur morphologie (pente en particulier) ainsi que leur constitution varient fortement selon le contexte géomorphologique régional (caractéristiques géologiques et étendue du bassin-versant) ainsi que selon le contexte climatique. Leur extension peut aller d'une fraction d'hectare à plusieurs milliers de km². Les sédiments se déposent sur leurs flancs par écoulement torrentiel, écoulements boueux, plus rarement par ruissellement superficiel et écoulement en nappe (HOOKE et ROHRER 1979, NILSEN 1982, HÉRAIL 1984, GALLOWAY et HOBDDAY 1983). Il convient de préciser que les cônes du site de Waldmatte sont d'importance très mineure quant à leur taille et n'ont pas été pris en compte par HORWITZ 1911 (p. 40-41), qui mentionne les cônes de déjection de *Holzgraben* et *Hazelgraben* à Glis et le cône « *Nanzer* » (celui de la Gamsa) dans son étude sur les cônes de déjections dans la vallée du Rhône. A Gamsen, les trois cônes reconnus (**fig. 4**) ont été étudiés de manière assez différentes. C'est surtout le cône est qui a fait l'objet d'une étude détaillée, en relation étroite avec les travaux de l'équipe ARIA : les données stratigraphiques et chronologiques ont été complétées de données planimétriques. Le cône ouest a été étudié de manière plus succincte (étude de stratigraphies de référence, parallèles et perpendiculaires à la pente). Le cône de Breitenweg n'a fait l'objet que d'observations générales.

IV. 1.1) les faciès constitutifs

En ce qui concerne la dynamique naturelle, quatre grands faciès sédimentaires ont été reconnus sur les cônes ; nous en donnerons ci-après les principales caractéristiques de terrain. Le lecteur pourra se reporter

au point VII. 1.3 pour les données plus détaillées concernant les résultats d'analyses.

Les dépôts torrentiels triés : ce sont les dépôts les plus abondamment représentés sur les deux cônes. Les deux faciès principaux sont les dépôts de comblement de chenaux et les dépôts en nappe de débordement latéraux.

-les chenaux, à profil en U bien marqué de 1 à 3 m de largeur et de 0,5 m à 1,5 m de profondeur (**TOR3129**, **TOR3130**) ou de section nettement plus évasée (**TOR3127**, **TOR3128**) ont été documentés dans les coupes tangentielles (Tr.2 et Tr.5 pour le cône est, Tr.5 et STG 1240 pour le cône ouest). Leur comblement est constitué de lits imbriqués de graviers et gravillons triés, avec fréquents niveaux à blocs ;

-les dépôts de débordement forment des nappes de plusieurs dizaines de m² de superficie, de quelques décimètres d'épaisseur, constituées de sédiment assez bien triés, de granulométrie variable : gravillons, sables gravillonneux, parfois sables limoneux, lités ou non.

Les laves torrentielles : celles-ci se caractérisent par leur large spectre granulométrique (blocs et cailloux dans une matrice sablo-limoneuse), leur absence de structures sédimentaires internes, leur relativement grande extension planimétrique. Ces dépôts peuvent être localisés en complements de chenaux (**TL604**), mais dans la majeure partie des exemples observés ils constituent de larges nappes de plusieurs centaines à plusieurs milliers de m² (**TL261**), de plusieurs décimètres (au maximum de l'ordre d'un mètre) d'épaisseur.

Les dépôts de ruissellement : ce sont des limons sableux et des sables limoneux, lités ou homogènes, parfois légèrement gravillonneux, de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur, nappant souvent de grandes superficies, fréquemment sur des terrasses, scellant ainsi des occupations humaines démantelées.

Les colluvions : ce sont des dépôts mal triés, généralement sans structure sédimentaire, à matrice sablo-limoneuse, contenant des cailloux, reconnus parfois sur de grandes surfaces.

IV. 2) LE CÔNE EST

IV. 2.1) localisation, extension géographique

Situé à Waldmatte-est, le cône est couvre une superficie d'environ 8000 m² (fig. 4). Comme pour le cône ouest, sa partie distale est noyée sous les limons de débordement modernes de la plaine du Rhône en aval (vers 662 m), alors que son apex est situé vers 672 m-675 m. Le cône est a été subdivisé *grosso modo* radialement en quatre entités géomorphologiques que nous avons appelées **secteurs** (fig. 32), numérotées de 1 à 4 d'est en ouest. Les secteurs 1 et 3 sont situés symétriquement de part et d'autre d'un étroit secteur médian (le secteur 2) constitué par un axe préférentiel d'écoulement nord-sud, et distribuent radialement les dépôts torrentiels en chenaux et en épandages depuis l'apex sur les flancs du

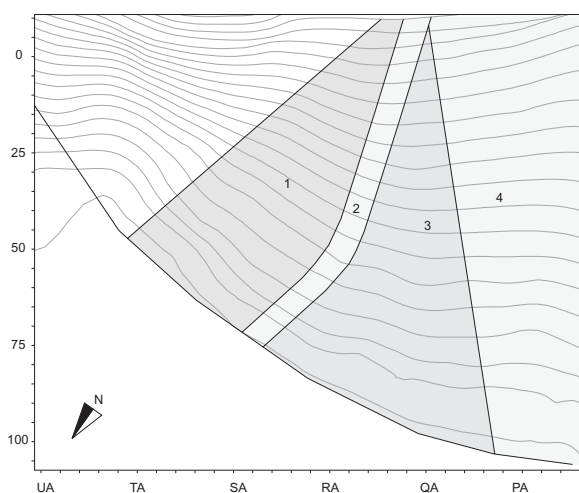


Fig. 32 : cône est : secteurs et courbes de niveau actuelles

cône. Le secteur 4, situé plus à l'ouest, draine, quant à lui, un réseau plus parallèle de petits chenaux depuis l'amont.

L'habitat protohistorique s'est installé sur ses flancs : des terrasses occupées par les bâtiments ont été aménagées parallèlement aux courbes de niveau. Durant les phases les plus anciennes, c'est la partie aval du flanc est du cône qui a été occupé, puis le village s'est déplacé sur la partie amont de son flanc ouest (rapports ARIA).

IV. 2.2) éléments de chronologie

Les premiers vestiges protohistoriques reconnus sur le cône est présentent une séquence continue qui va du Tessin A (650-500 av. J.-C.) à la fin de l'époque romaine ; elle se prolonge probablement aux époques historiques, mais avec des jalons chronologiques moins précis (cf. rapport TERA).

IV. 2.3) documentation stratigraphique

Un volumineux corpus de données issu de la documentation planimétrique de fouille, de l'ensemble des coupes stratigraphiques effectuées en relation étroite avec la fouille et de coupes stratigraphiques provenant de grandes tranchées exploratoires a été compilé pour permettre de reconstituer l'histoire naturelle et la chronologie des occupations du cône est. L'élaboration à partir de ce corpus de données a été effectuée par l'équipe ARIA de la manière suivante : à partir de la documentation de terrain, où chaque unité de base (UT) a été différenciée, l'agrégation et la hiérarchisation en unités sédimentaires (US), regroupant des dépôts corrélables entre eux de coupe à coupe ou de coupe à décapage, puis en événements (EV) et enfin en processus (PRO), chacune de ces catégories concernant des phénomènes naturels ou anthropogènes, a abouti à la vision synthétique présentée ci-après. Le lecteur voudra bien se reporter à ces travaux pour de plus amples détails sur la méthodologie et les résultats.

IV. 2.4) historique de l'évolution du cône est

L'histoire chronostratigraphique que nous allons expliciter ici prend le relais de celle que nous avons décrite dans le chapitre précédent. Comme mentionné en III. 2.2.1, un nappage colluvial assez généralisé (colluvions de sol COL9020 et COL9022) s'est mis en place entre le début du II^e millénaire et le VII^e siècle avant notre ère, au cours d'une phase de dynamique relativement peu active, postérieurement à la formation du sol le plus récent (sol 1). La pente du piémont, restituée par les nivellements du substrat des premières occupations, était alors peu différente de celle que nous lui connaissons aujourd'hui.

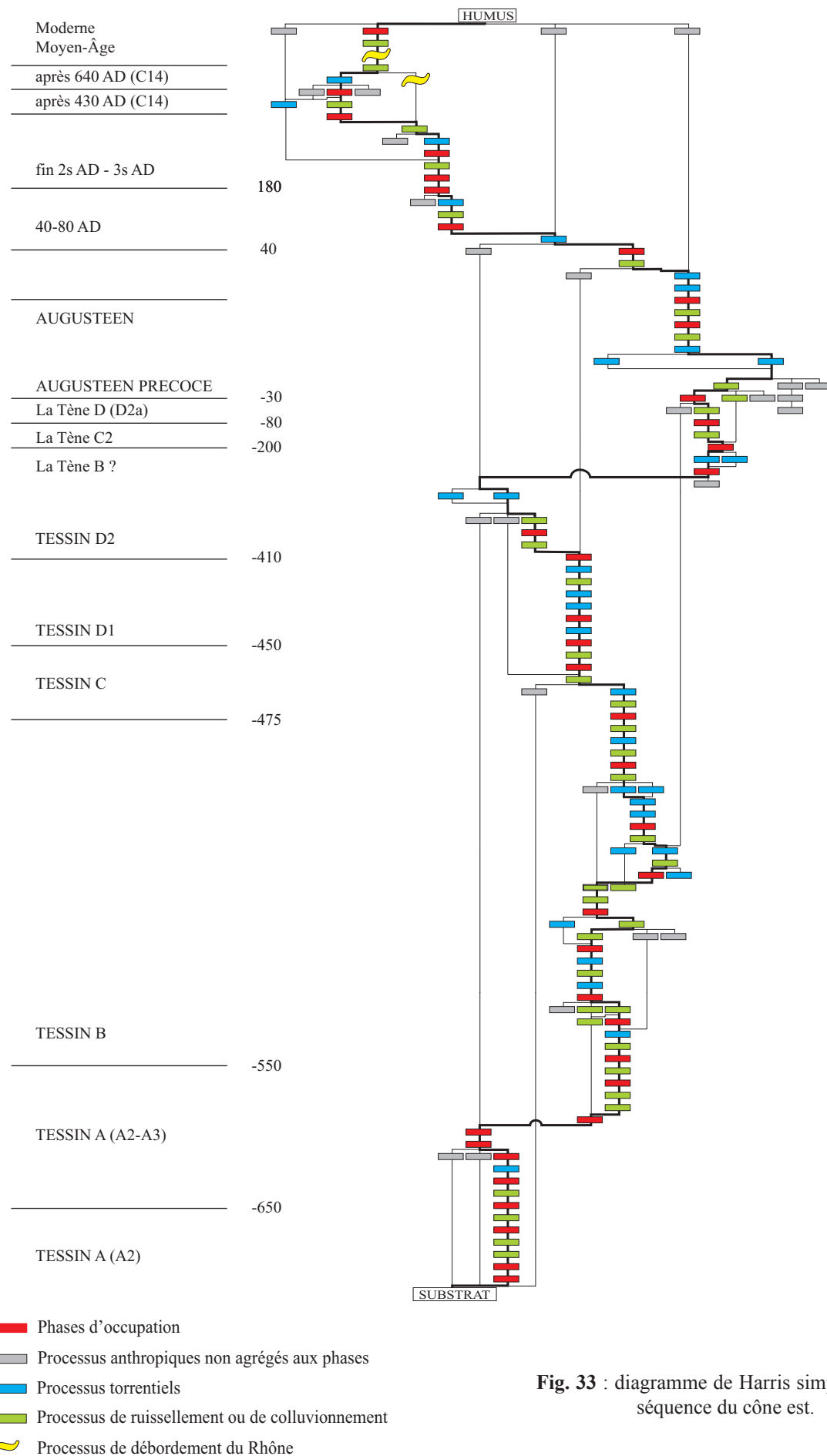


Fig. 33 : diagramme de Harris simplifié de la séquence du cône est.

La sériation du cône est présentée ici propose une synthèse chronostratigraphique, concernant la sédimentation naturelle et les phases archéologiques, sous forme d'un diagramme de Harris simplifié (fig. 33), élaboré à partir de l'ensemble des données du cône, et d'un tableau de synthèse réalisé à partir du chemin principal de ce même diagramme (Annexe III). La succession montre 38 phases d'occupation entre lesquelles s'intercalent ou se produisent en parallèle environ 90 phases de sédimentation naturelle. Nous avons différencié dans le tableau de synthèse les processus sédimentaires témoignant d'une dynamique active du bassin versant de ceux témoignant d'une dynamique plus passive. Les processus de dynamique active comprennent, d'une part des processus d'écoulement torrentiel de type ordinaire ou chargé (TO) : la charge solide est transportée par l'eau et les accumulations de matériaux triés s'effectuent par perte de charge, en comblements de chenaux et en épandages latéraux, d'autre part des processus d'écoulement boueux de type lave torrentielle (TL) dont le déplacement et le dépôt font intervenir d'autres processus ; nous reviendrons plus loin sur ces modalités de transport et de dépôts (chap. VII. 2). Les colluvionnements (CO) et les ruissellements (RU) sont, quant à eux, les témoins d'une dynamique discrète sur le cône même, sans qu'ils résultent d'une dynamique active sur le bassin versant. Nous avons affecté à chacun des processus une échelle d'importance de 1 à 3, afin de discriminer les processus torrentiels et les processus de colluvionnement et de ruissellement de faible, moyenne et forte intensité.

Les phases d'occupation fournissent un cadre chronologique à cette sériation. Un fait ressort d'emblée à la première lecture : la disproportion, au cours du temps, du nombre de processus enregistrés : une très nette dilatation à la base de la séquence s'oppose à une forte condensation au sommet. Si nous nous référons au tableau, qui ne tient compte que du cheminement principal du diagramme de Harris (et oblitère par là même environ 20 % des processus parallèles), durant les 250 ans qui vont de 650 à 400 av. J.C., une vingtaine de phases d'occupation et 44 processus naturels sont enregistrés. De 400 av. J.-C. à la fin du II^e siècle apr. J.-C. (600 ans), 12 phases d'occupation et 22 processus naturels sont enregistrés tandis que durant les 17 siècles suivants 4 phases d'occupation et 8 processus naturels ont été reconnus. La période d'environ 150 ans qui court du milieu du VI^e siècle à la fin du Ve siècle av. J.C. présente la sédimentation la plus dilatée puisque 12 phases d'occupation et 34 processus de dynamique naturelles ont été reconnues durant ce siècle, alors que les 12 derniers siècles de notre ère n'ont enregistré que 2 phases d'occupation et 5 processus de dynamique naturelle.

Les processus torrentiels sur le cône est, reflet de la dynamique sur le bassin versant

Postérieurement aux colluvions de sol COL9022 constituant le substrat des occupations protohistoriques, aucun épisode torrentiel n'est enregistré avant TO514 qui scelle la Phase-5. Les cinq premiers épisodes torrentiels, jusqu'à TO590 (autour de 500 av. J.-C.), affectent uniquement les secteurs 1 et 2 du cône est (fig. 34). Ceci est vraisemblablement dû à la configuration du relief du substrat qui montre un très léger ensellement dans cette zone et a privilégié, de ce fait, un écoulement préférentiellement dévié vers l'est. TO521 constitue le premier processus torrentiel de forte ampleur enregistré depuis COL9022.

Ce n'est qu'à partir de TO302 et surtout TO216 que le flanc ouest du cône (secteur 3) est touché par les écoulements torrentiels sans toutefois que les secteurs 1 et 2 ne soient épargnés pour autant. Dix processus torrentiels s'échelonnent ainsi entre la Phase-13 et la Phase-24 (jusqu'à TO306) et leurs écoulements, en chenaux et en nappes de débordement latéraux, balayent les trois secteurs mentionnés du cône (fig. 35). Vers 500 av. J.-C., les deux premiers écoulements de lave torrentielle (TL553 et TL604), bien canalisés dans le chenal sud-nord du secteur 2, ne semblent pas avoir endommagé les surfaces environnantes : la majeure partie des matériaux des coulées de boue a été évacuée plus en aval. Vers 400 av. J.-C. la coulée TL565 s'est par contre déjà stabilisée en amont du cône torrentiel, où elle s'est étendue en une large nappe (fig. 36). A l'exception des épisodes TO303 et TO301, assez discrets, le secteur 4 ne sera affecté de façon régulière par des écoulements torrentiels que plus tard, à partir de TO295, entre la Phase-24 et la Phase-25.

Durant la fourchette temporelle qui va de 250 / 200 av. J.-C. à 200 apr. J.-C. (fig. 37 et fig. 38), les écoulements torrentiels affectent l'ensemble des quatre secteurs, de façon radiale depuis l'apex pour les secteurs 1 à 3, et par un réseau d'écoulements plutôt parallèles d'axe S-S-E / N-N-W pour le secteur 4. Deux importantes coulées boueuses viennent recouvrir le flanc ouest du cône : TL591 et surtout TL261 au cours de la première moitié du I^{er} siècle apr. J.-C. Un processus torrentiel généralisé (TO567) affecte l'ensemble du cône durant la seconde moitié du premier siècle de notre ère ; un second, de moindre importance (TO639) touche trois des secteurs vers la fin du II^e siècle. A partir du III^e siècle, les épisodes torrentiels deviennent rares (TO290 et TO311) et l'absence de jalon chronologique ne permet pas de les dater (fig. 39). Aucun processus torrentiel n'est connu après la Phase-37. La figure suivante (fig. 40) montre l'ensemble des processus torrentiels actifs sur le cône du début de l'âge du Fer à l'actuel.

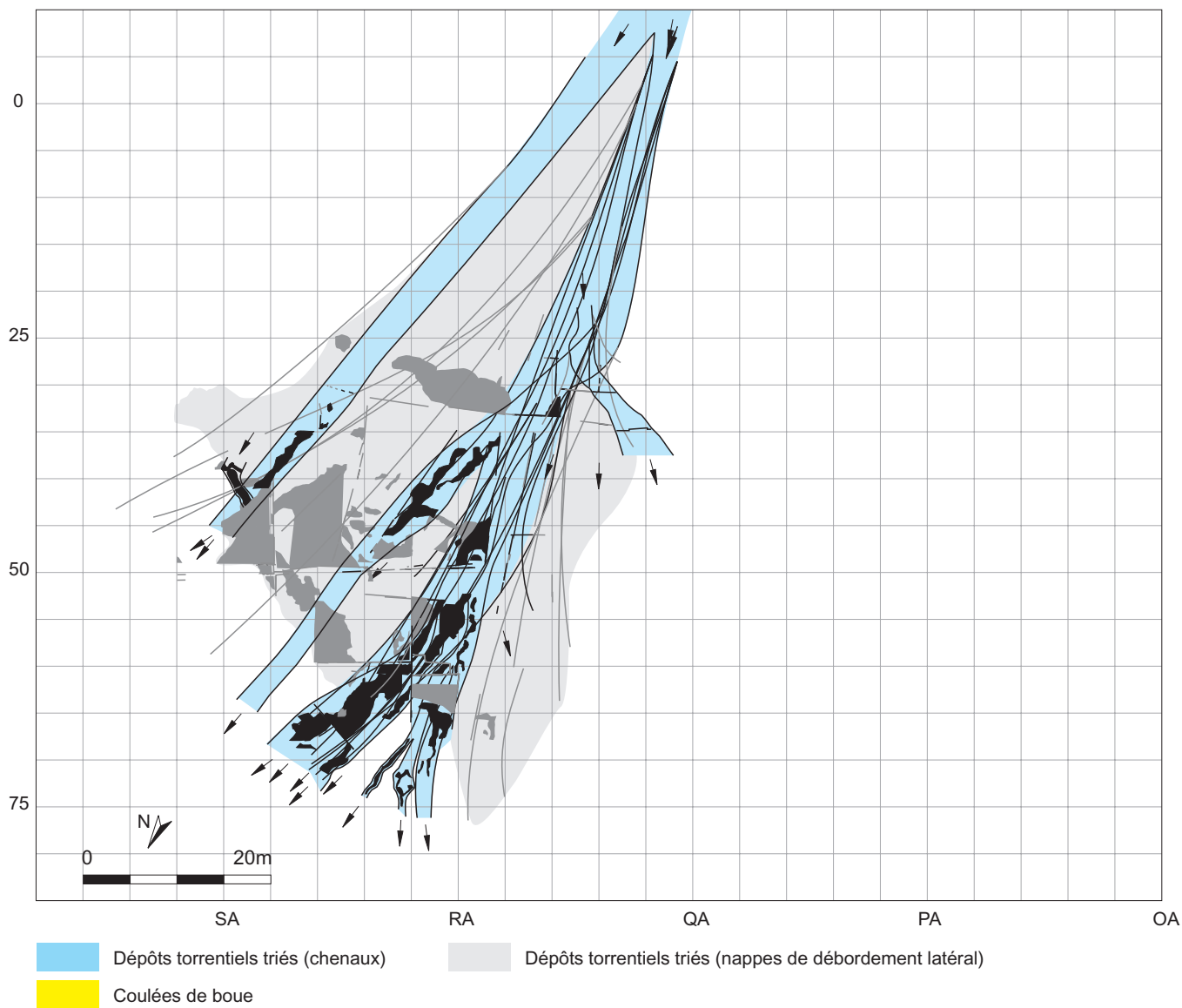


Fig. 34 : extension planimétrique des événements torrentiels (TO514 à TO590).

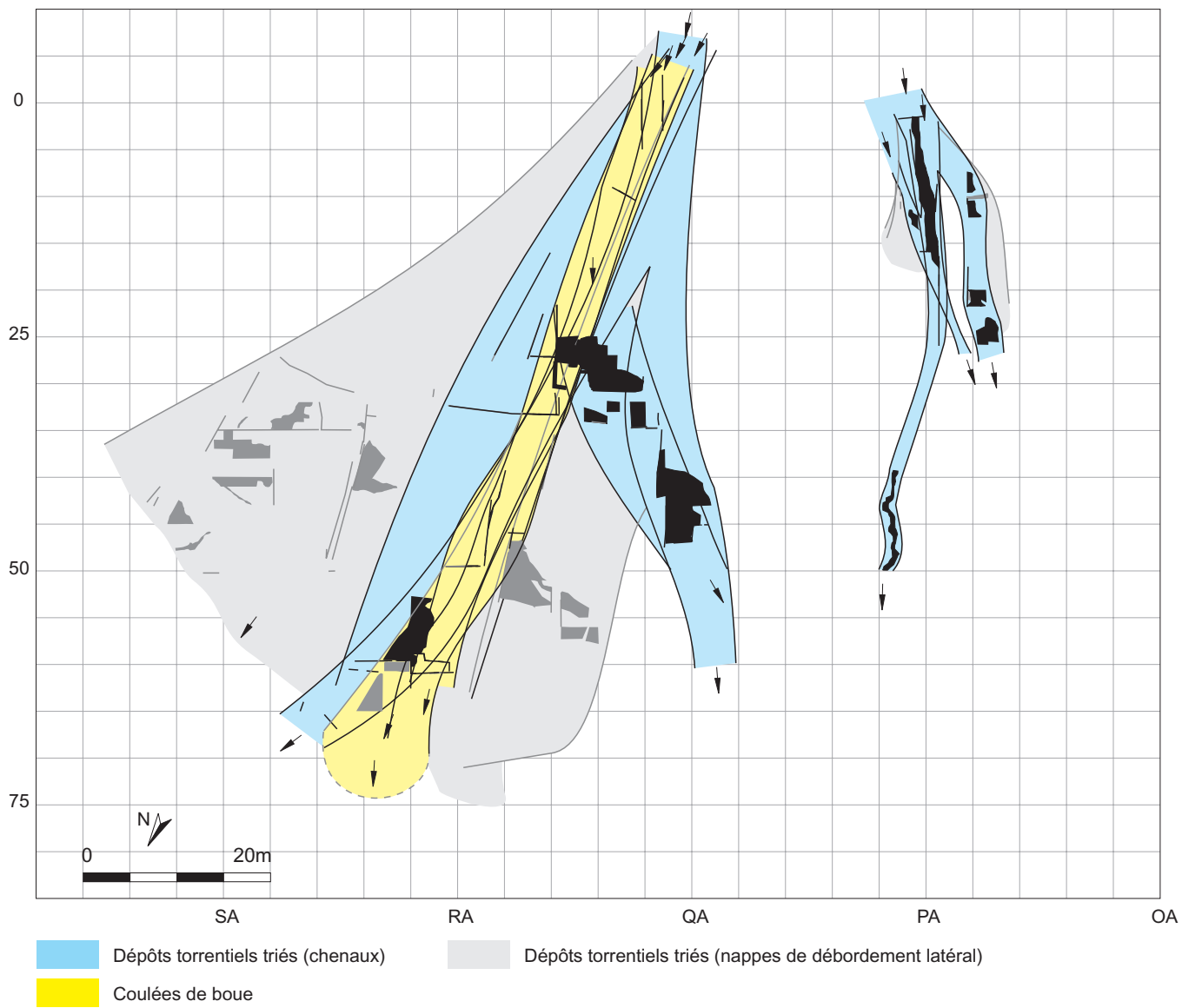


Fig. 35 : extension planimétrique des processus torrentiels (TO302 à TO301).

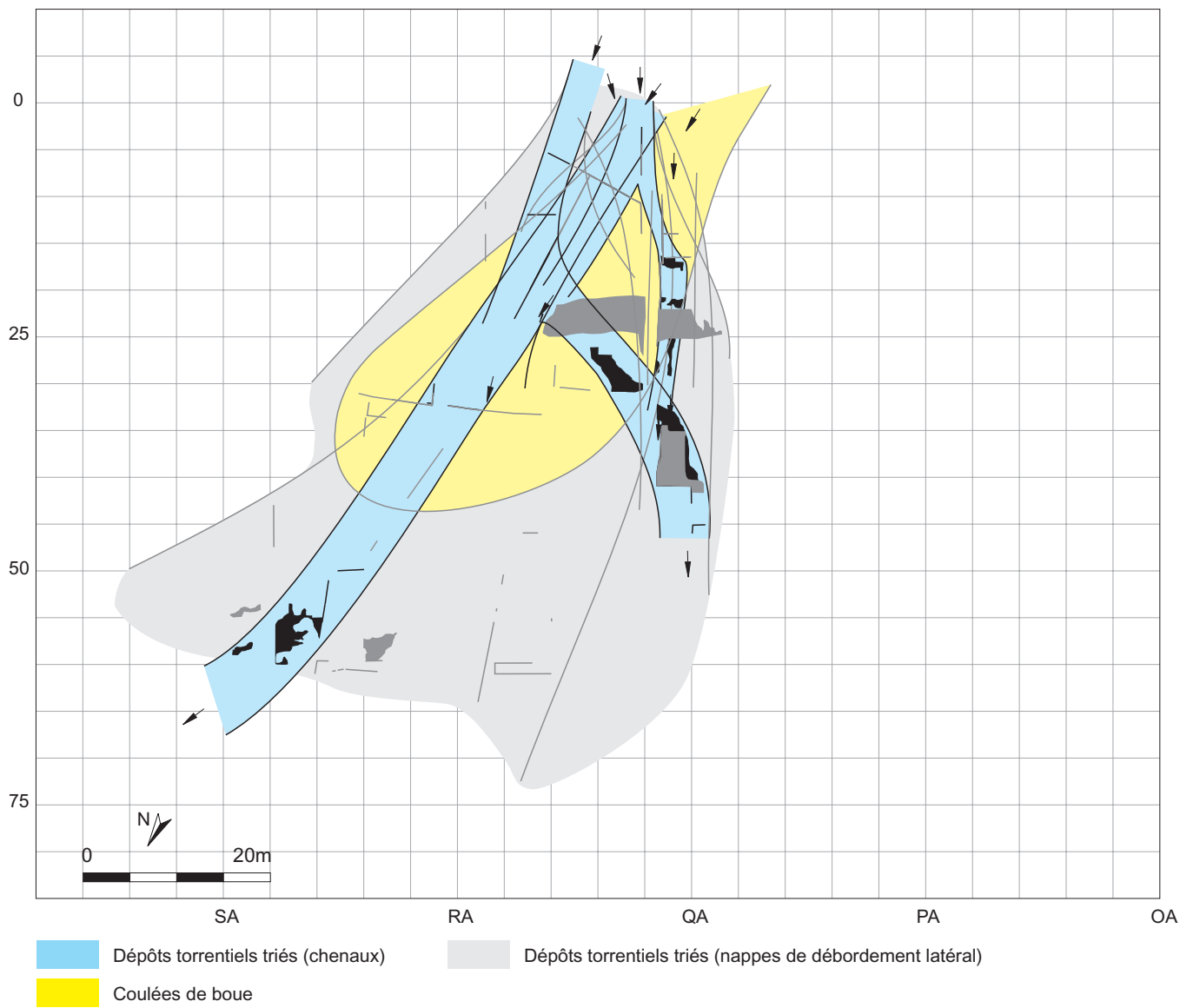


Fig. 36 : extension planimétrique des processus torrentiels (TO574 à TO306).

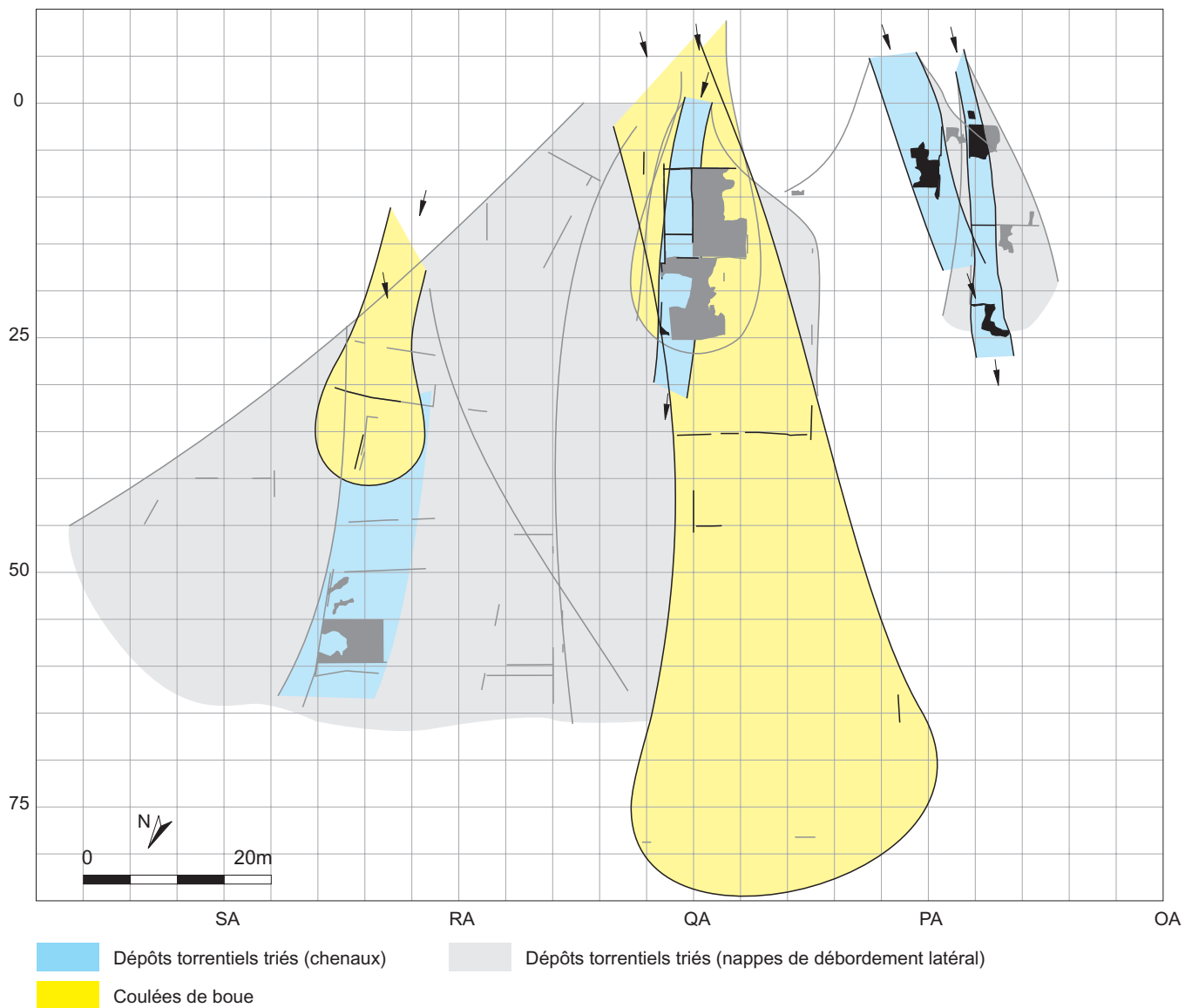


Fig. 37 : extension planimétrique des processus torrentiels (TO295 à TO626)

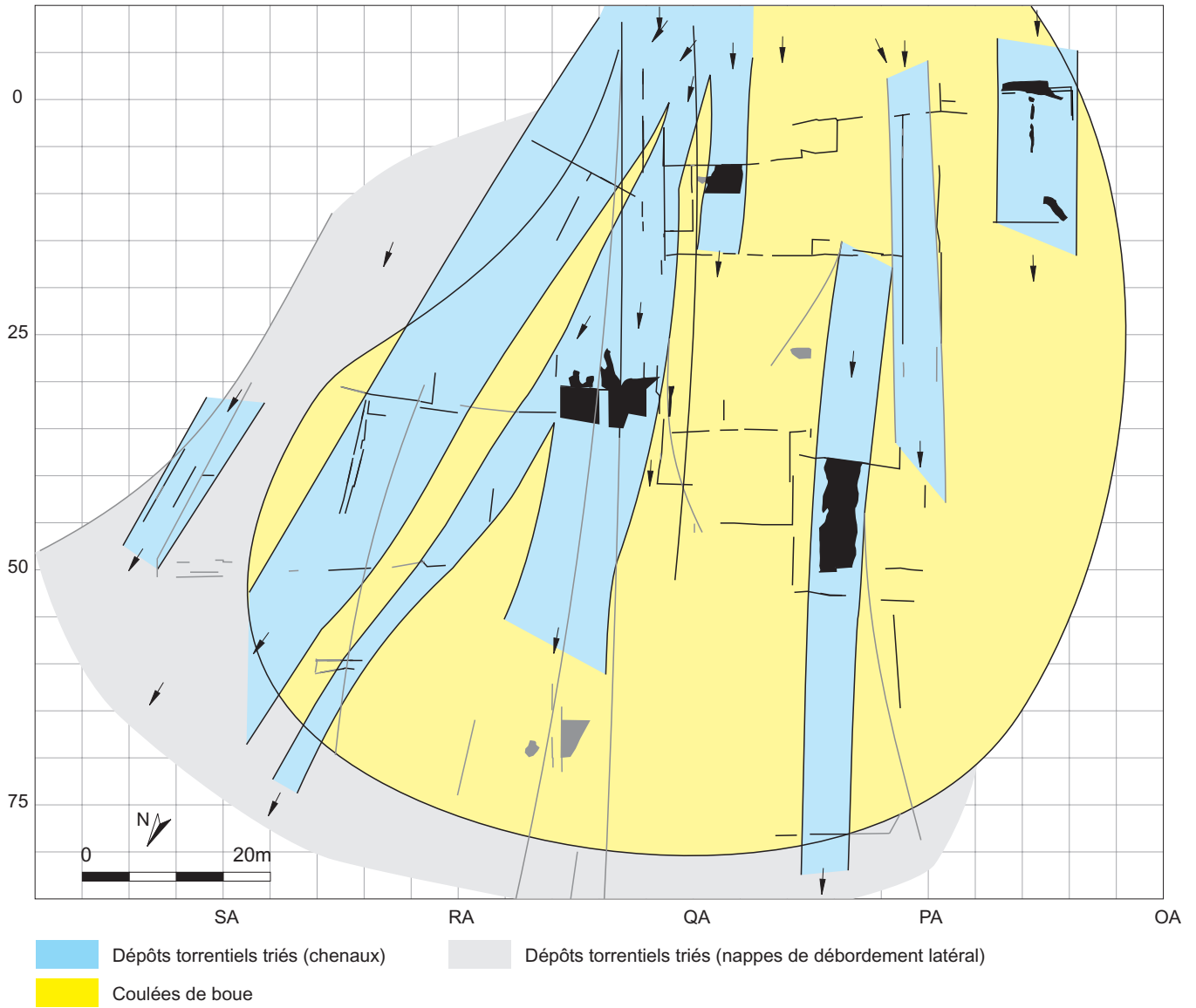


Fig. 38 : extension planimétrique des processus torrentiels (TO333 à TO639).

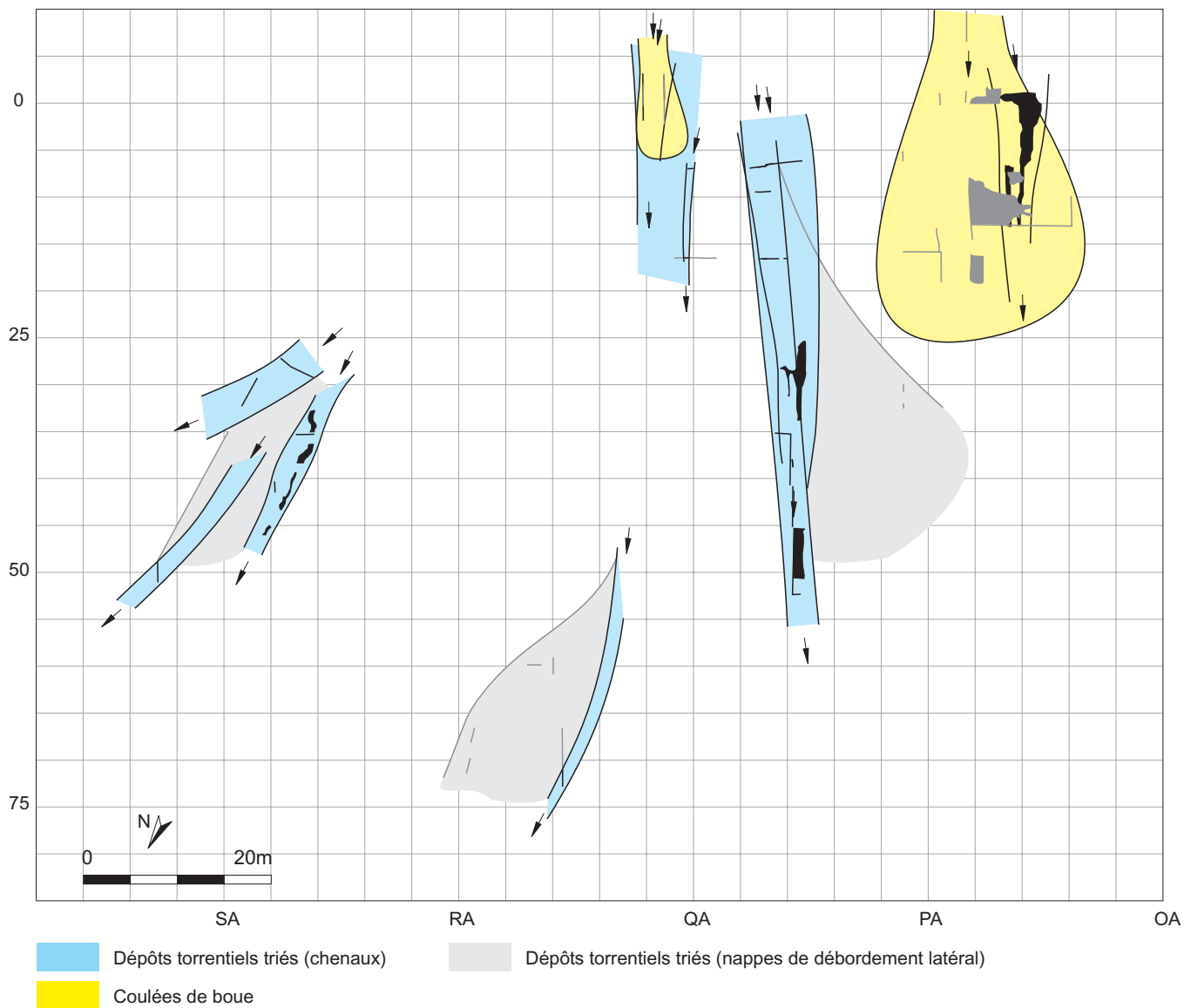


Fig. 39 : extension planimétrique des processus torrentiels (TO290 à TL309).

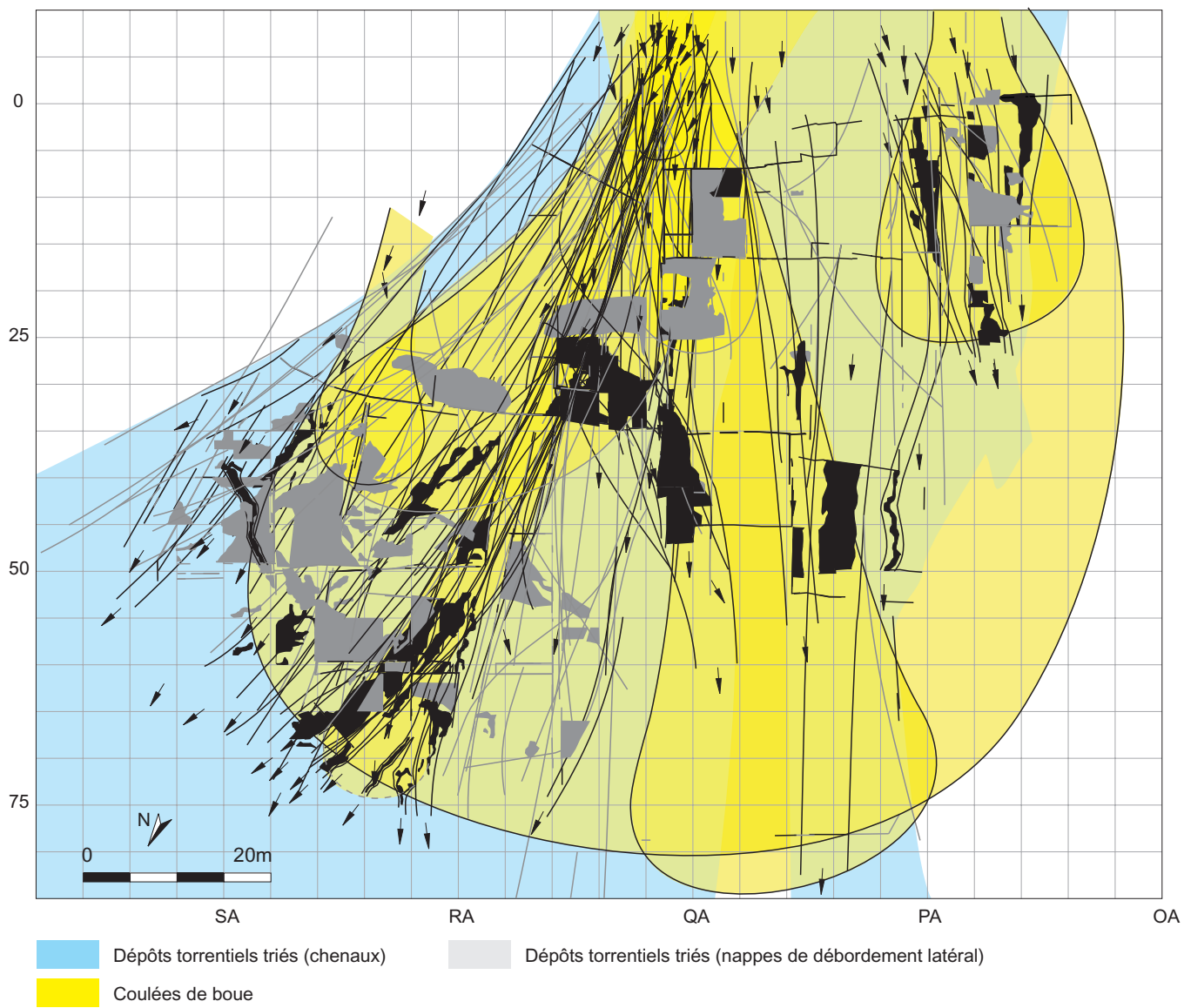


Fig. 40 : extension planimétrique des processus torrentiels (cumul des processus torrentiels).

Colluvionnements et ruissellements

Vingt-trois processus de colluvionnement ont été mis en évidence dans la séquence stratigraphique du cône est. Observées sur des superficies allant de 150 m² à plus de 6000 m², les colluvions sont le reflet d'une dynamique relativement calme sur les flancs du cône, témoignant d'un taux de sédimentation assez lent, à l'opposé des processus torrentiels qui ont enregistré, quant à eux, des périodes de courte durée dont il est toutefois difficile de préciser la teneur. Ces colluvions sont le reflet d'une dynamique parfois localisée sur certaines parties du cône, mais dans certains cas assez généralisée, comme c'est le cas pour **CO547**, **CO219** et **CO573**. En cumulant les épaisseurs moyennes et maximales pour chacune des tranches de temps mentionnées dans le tableau, nous mesurons les fortes variations du taux de sédimentation de séquences colluviales enregistrés au cours du temps : il s'est enregistré en moyenne environ 35 cm de colluvions par siècle (75 cm au maximum) durant la première tranche de temps (650-500 av. J.-C.), autour de 65 cm par siècle (1,5 m au maximum) entre 550 et 410 av. J.-C., autour de 3 cm par siècle entre 410 et 80 av. J.-C., autour de 45 cm par siècle (60 cm au maximum) entre 80 av. J.-C. et 80 apr. J.-C., autour de 7,5 cm par siècle entre 100 et 300 apr. J.-C. et de l'ordre de 6 cm par siècle (au maximum 15 cm) pour les 17 derniers siècles.

D'après leurs récurrences dans la sériation, les ruissellements semblent en relation étroite avec les phases d'occupation : sur les 22 processus de ruissellement mis en évidence dans la séquence, 21 se situent chronologiquement après des phases archéologiques, mais il est à noter qu'ils scellent, dans la grande majorité des cas des bâtiments à l'état de ruine.

Le temps sérié et l'enregistrement sédimentaire sur le cône est

Le cône *est*, avec son histoire complexe où phénomènes humains et phénomènes naturels sont fortement imbriqués, constitue en quelque sorte un « ensemble clos » dans la sériation de l'histoire sédimentaire de Gamsen. Ceci est dû, d'une part à la relativement haute résolution chronologique grâce à la présence de 38 phases d'occupation entre le milieu du VII^e siècle av. J.-C. et l'actuel (dont 34 entre le milieu du VII^e siècle av. J.-C. et la fin du II^e siècle apr. J.-C.), d'autre part à la vision tridimensionnelle possible grâce à la documentation stratigraphique et planimétrique.

L'aménagement en terrasse et la taphonomie : un jeu complexe entre destruction et conservation s'opère sur les flancs du cône : l'aménagement en terrasses favorise le piégeage de la sédimentation naturelle, gardant la trace d'événements qui auraient sans cela été oblitérés de l'enregistrement sédimentaire. Ce processus, répété au cours du temps à la suite de l'aménagement successif de nouvelles terrasses qui retrouvent souvent les anciennes, entraîne un enregistrement sédimentaire original en « patchwork », à la fois vertical, horizontal et progradant : la séquence sédimentaire naturelle totale est donc beaucoup plus complète grâce aux terrassements sur les flancs du cône. L'homme, par ses activités, devient ainsi un agent involontaire de l'enregistrement sédimentaire.

Un enregistrement sédimentaire inégal au cours du temps sur le cône : reflet de quelle réalité ? : dans la figure **fig. 41**, la fréquence des événements enregistrés sur le cône est (phases d'occupation et processus de sédimentation naturelle) a été représentée au cours des différentes fourchettes de temps successives établies à partir des diagrammes précédemment explicités. Nous avons différencié ici les phases d'occupation, les processus de ruissellement, en général liés au scellement des phases d'occupation, les processus de colluvionnement et les processus torrentiels. Il ressort en premier lieu de cette figure qu'il peut être défini trois degrés dans la fréquence des enregistrements : une fréquence « élevée » (650-400 av. J.-C.), correspondant à 15-30 processus/phases enregistrés par siècle, une fréquence « moyenne » (400 av. J.-C.-300 apr. J.-C.), correspondant à 5-8 processus/phases enregistrés par siècle, et une fréquence « faible » (200-2000 apr. J.-C.), correspondant à moins d'un processus/phase enregistré par siècle. En second lieu (**fig. 42**), si l'on tient compte des types de processus/phases enregistrés, on remarquera que durant la première fourchette de temps d'occupation dense du cône (650-550 av. J.-C.), les phases d'occupation dominant très largement (fréquence de 7 par siècle) sur les phénomènes torrentiels (3 processus par siècle), alors qu'immédiatement après (550-400 av. J.-C.), la fréquence des processus torrentiels dépasse légèrement en nombre celle des phases d'occupation et qu'ensuite le rapport entre les deux restera égal ou peu inférieur à un jusqu'en 100 apr. J.-C. On pourrait voir là le reflet de l'activité humaine sur son environnement immédiat (le bassin versant) soumis à un déboisement intensif probablement dès 650 av. J.-C., se marquant, avec une inertie d'un siècle, par une recrudescence de l'activité torrentielle à partir de 550 av. J.-C.

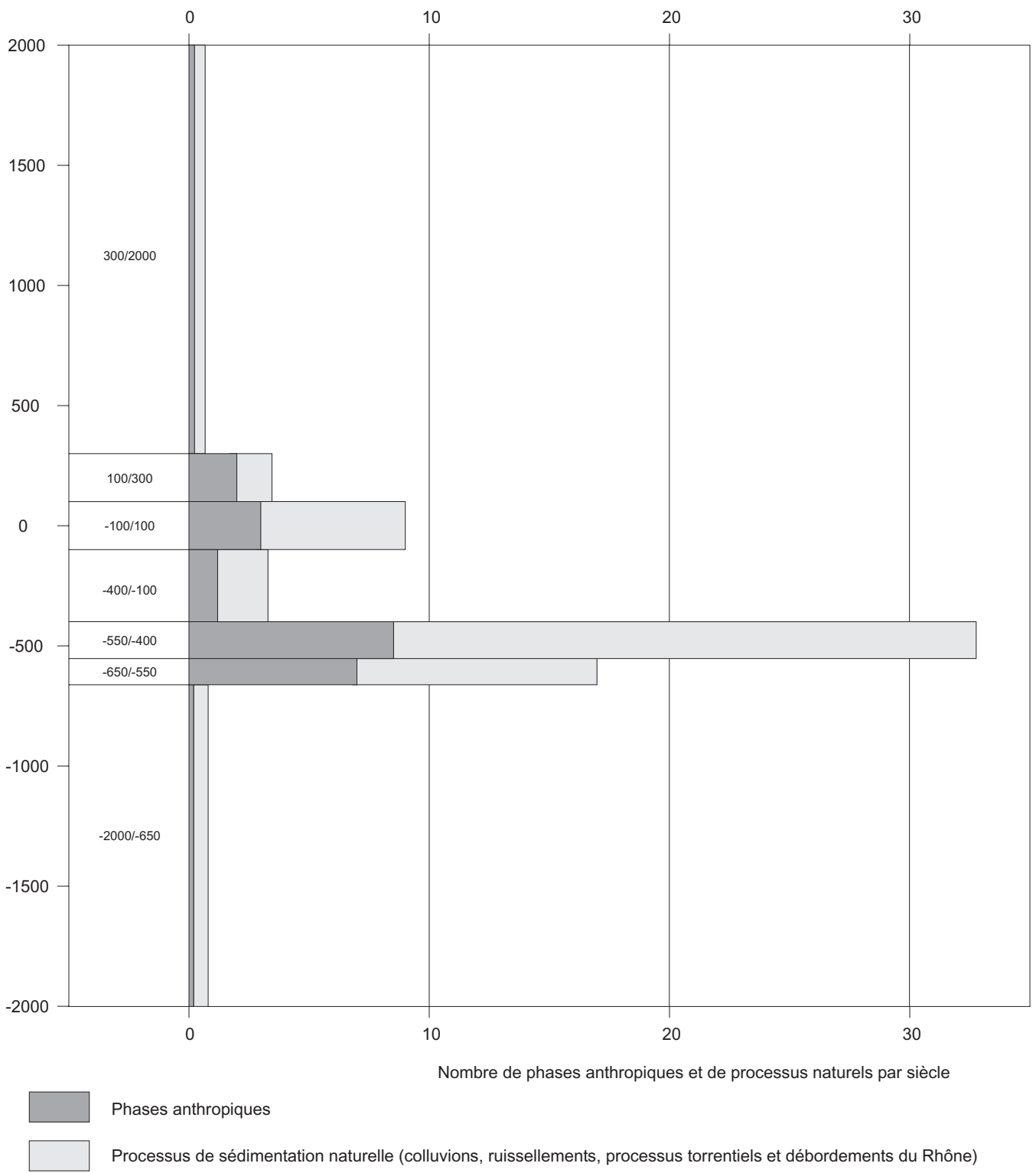


Fig. 41 : fréquence des processus enregistrés sur le cône est, du début du deuxième millénaire avant J.-C. à l'actuel.

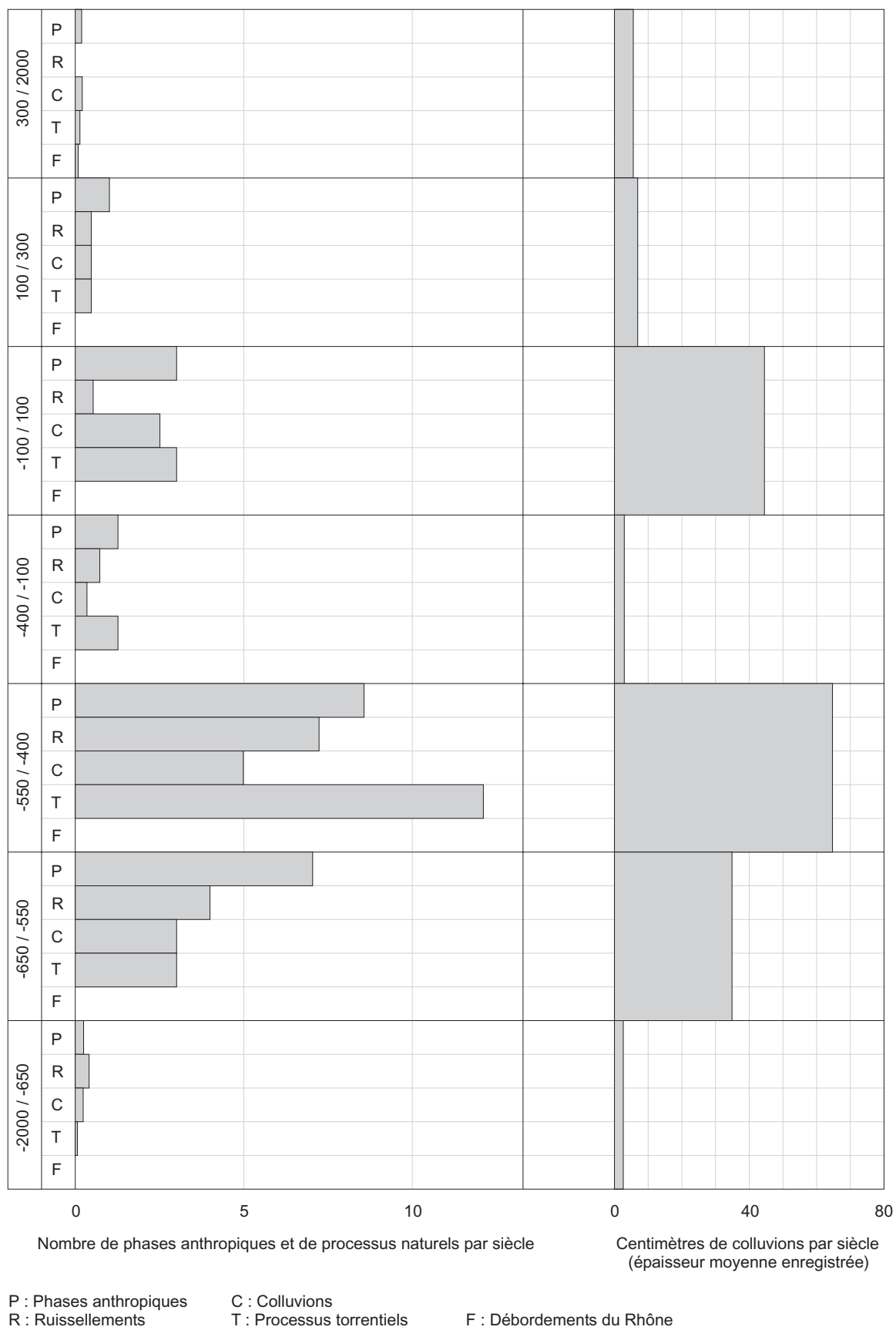


Fig. 42 : fréquence des processus enregistrés sur le cône est, du début du deuxième millénaire avant J.-C. à l'actuel.

IV. 3) LE CÔNE OUEST

IV. 3.1) localisation, extension géographique

Le cône ouest s'étend sur une superficie d'environ 6000 m² reconnus ; sa partie distale, mal délimitée, est recouverte par les alluvions modernes (limons de débordement rhodaniens). Ce cône est en relation avec un petit thalweg assez nettement visible dans la topographie en amont, bien qu'actuellement celui-ci ne soit plus du tout actif.

IV. 3.2) éléments de chronologie

Les éléments de chronologie sont uniquement ceux des données archéologiques. Dans la coupe Tr.12 et dans les surfaces fouillées en relation avec celle-ci, les vestiges les plus anciens appartiennent à la protohistoire ; des niveaux d'occupation romains sont ensuite reconnus. Dans la seconde partie de la séquence stratigraphique, postérieurement au romain tardif, les éléments chronostratigraphiques précis font totalement défaut.

a) La séquence naturelle antérieure aux occupations protohistoriques

Aucune donnée chronologique n'est à disposition dans les coupes du cône ouest concernant cette séquence ; des éléments d'ordre très généraux peuvent être fournis par la stratigraphie relative et les corrélations lithostratigraphiques avec les séquences étudiées ailleurs sur le site.

b) La séquence archéologique protohistorique

Les fouilles de l'équipe ARIA et la corrélation des données planimétriques avec celles de la tranchée TR.12 ont permis de proposer une sériation chronostratigraphique sur une séquence relativement condensée : postérieurement à des vestiges protohistoriques dont le mobilier n'a pas permis de datations précises, les premiers vestiges protohistoriques datés appartiennent au Tessin A/B (550-500 av. J.-C.), suivis par des occupations pouvant être datées du Tessin B/C (550-450 av. J.-C.) et du Tessin D (450-400 av. J.-C.) ; les éléments datants postérieurs à ces derniers appartiennent à La Tène B/ La Tène C (400-140 av. J.-C.) et à La Tène D (140-15 av. J.-C.).

c) La séquence archéologique contemporaine des habitats romains

L'équipe TERA, en charge de la fouille des vestiges de cette époque, a mis en évidence un aménagement sur le flanc du cône en quatre rangées de terrasses étagées et occupées par des bâtiments d'habitation. D'après la fouille (PACCOLAT 2003), la chronologie a été subdivisée de la manière suivante : des premiers niveaux romains (R1) datés du premier siècle apr. J.-C., ont été subdivisés en R1A (20/15 av. J.-C.-10/15 apr. J.-C.), R1B (10/15 apr. J.-C. - 30/50 apr. J.-C.) et R1C (30/50 apr. J.-C.

- 60/80 apr. J.-C.). Les seconds niveaux romains (R2), allant d'environ 80 apr. J.-C. à environ 250 apr. J.-C., ont été subdivisés en R2A (60/80 apr. J.-C. - 120/150 apr. J.-C.) et R2B/C (120/150 apr. J.-C.- 250/280 apr. J.-C.). Sur la base des documents stratigraphiques des tranchées Tr.12 et Tr.7, il n'a pas toujours été possible d'aller jusqu'à une sériation aussi fine pour la séquence sédimentaire étudiée et nous en resterons dans certains cas, par mesure de prudence, à un cadre chronologique plus général.

d) La séquence archéologique postérieure aux habitats romains

Le romain tardif (R3 ; IVe-Ve siècles apr. J.-C.) n'est attesté sur le cône ouest que par des vestiges de type agricole (traces de labours, etc.). Les vestiges du haut Moyen-Âge sont ténus (une sépulture trapézoïdale en coffre dallé, contenant les corps de deux enfants (TERA) et ne constituent pas des jalons chronologiques importants.

IV. 3.3) documentation stratigraphique

Les éléments de référence comprennent la tranchée Tr.12 et la tranchée Tr.7.

-1) la tranchée Tr.12

Cette tranchée, d'une longueur d'environ 50 m, a été étudiée sur ces deux coupes (est et ouest). La coupe *est* a été relevée depuis l'humus de surface jusqu'à une profondeur d'environ 2,4 m dans le cadre des investigations de l'équipe ARIA, elle a été corrélée avec des surfaces de fouille contiguës avec cette dernière dans sa partie centrale ; la coupe ouest a été relevée dans le cadre de l'équipe TERA et des corrélations entre les deux coupes ont été proposées. Cette tranchée offre un profil longitudinal parallèle à la pente, qui passe *grosso modo* par la partie la plus haute du cône ; elle a l'avantage de présenter un assez grand nombre de niveaux archéologiques ; elle est par contre assez peu représentative de la dynamique naturelle sur le cône, du fait de son orientation radiale par rapport au cône. Le long de ce profil, le dénivelé de la surface actuelle entre l'amont et l'aval est de 8,5 m (altitudes : 676,50 m en amont ; 668 m en aval), ce qui correspond à une pente de 17 %. En amont, les formations appartenant à la séquence médiane affleurent directement sous l'humus actuel ; elles sont constituées de nappes de diamictes, avec quelques interstratifications de graviers triés. Plus en aval, des formations de sols enfouis et des colluvions les remaniant constituent le substrat des premières occupations protohistoriques, selon un pendage proche de la déclivité actuelle du terrain. Entre les mètres 28, en amont, et 52, en aval, les indices anthropogènes (aménagements de terrasses avec excavations en amont et remblais en aval, radiés de pierres, fosses, niveaux incendiés) s'imbriquent de façon complexe depuis la protohistoire jusqu'au romain tardif avec les

dépôts naturels (colluvions, dépôts de ruissellement, dépôts torrentiels triés, laves torrentielles).

-2) la tranchée Tr.7

Celle-ci a été relevée sur son côté sud (amont) dans le cadre des investigations de l'équipe ARIA ; c'est une coupe tangentielle, perpendiculaire à la pente, située dans le tiers aval du cône. La partie de Tr.7 prise en compte ici (environ 60 m) s'étend de part et d'autre de la tranchée Tr.12, à l'est et à l'ouest de celle-ci sur 2 m à 2,5 m d'épaisseur. Du fait de sa position par rapport au cône, cette coupe a enregistré toute une série de chenaux torrentiels d'assez grande ampleur témoignant des modifications successives des axes torrentiels principaux sur le cône au cours du temps. A l'est de la coupe (fig. 29), la séquence que nous nous proposons d'étudier dans ce chapitre repose sur la séquence médiane (Holocène ancien), constituée ici de nappes de diamictes avec interstratifications de lentilles de graviers triés. A l'ouest (fig. 43 et 44), la séquence protohistorique et surtout historique s'épaissit notablement pour atteindre 2 m à 2,5 m de puissance.

Aux coupes de référence précédemment citées ont été adjointes les coupes STG 1187, STG 1240, STG 1190 et STG 1191, dont la documentation a été effectuée dans le cadre de l'équipe TERA. Ces coupes concernent essentiellement l'histoire sédimentaire post-romaine et une sériation fine ne peut en être établie par manque de jalons chronostratigraphiques.

- **la coupe STG 1187** : c'est une coupe tangentielle, d'une longueur de 38 m, située dans la zone apicale du cône. Trois chenaux, à remplissage polyphasé, répartis sur une longueur de 30 m, montrent que l'apex du cône se situe encore en amont de cette coupe ;

- **la coupe STG 1240** : il s'agit également d'une coupe tangentielle (13 m) située dans le tiers supérieur du cône, dans sa partie ouest. Elle illustre la complexité des chenaux torrentiels imbriqués dont les remplissages montrent des alternances de dépôts torrentiels triés et de laves torrentielles (fig. 45) ;

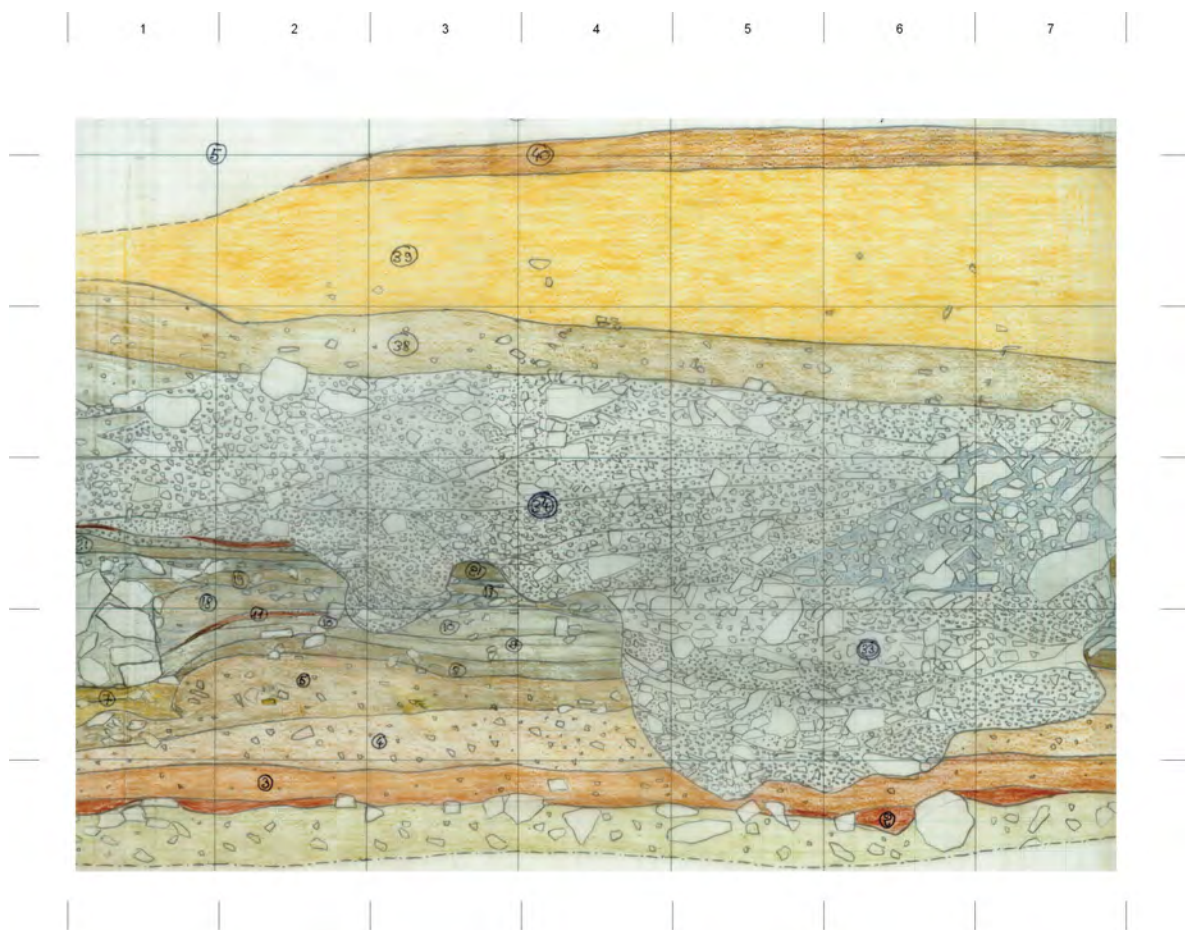


Fig. 43 : Tranchée 7, extrait.

- **la coupe STG 1190** : coupe tangentielle (8 m) située dans la partie ouest du cône. Dans la séquence sédimentaire, postérieure aux occupations romaines, nappes de dépôts torrentiels triés et coulées boueuses alternent, scellées sous les colluvions et les dépôts de bisses sommitaux (fig. 46) ;

- **la coupe STG 1191** : c'est la seule coupe longitudinale (22 m de longueur) située dans la partie ouest du cône. La séquence sédimentaire relevée, postérieure aux occupations romaines, montre une succession d'accumulations de dépôts torrentiels triés et de laves torrentielles sur une épaisseur de 1,5 m.

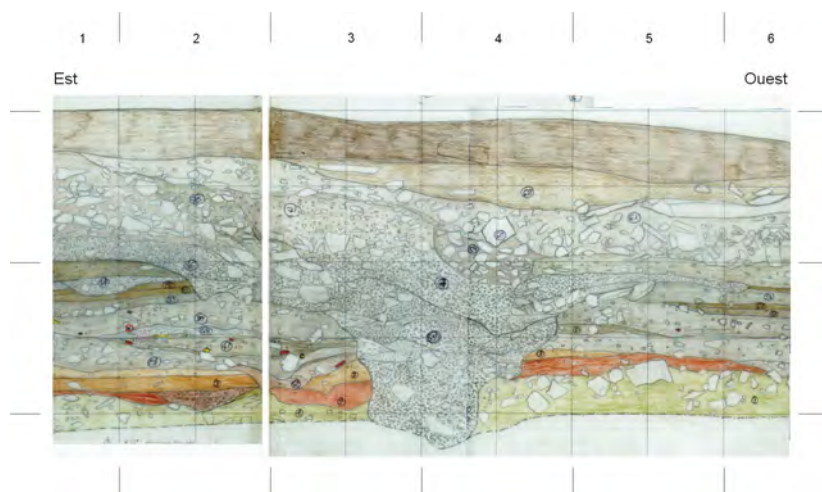


Fig. 44 : Tranchée 7, extrait.

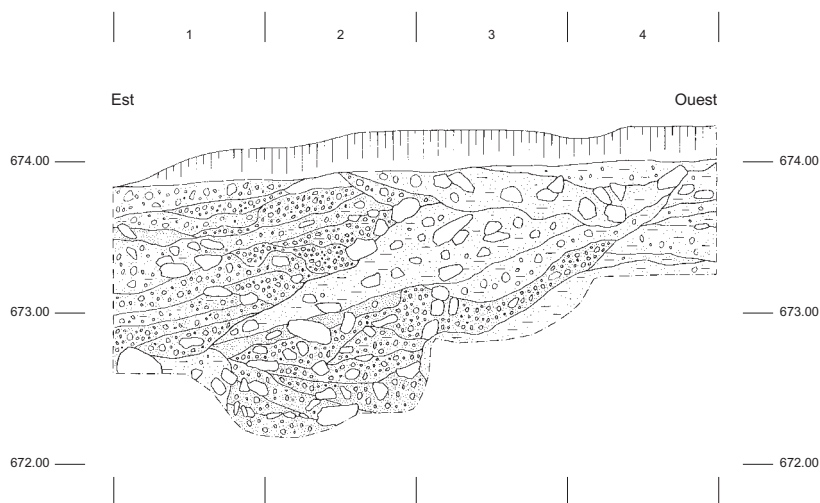


Fig. 45 : STG 1240, extrait.

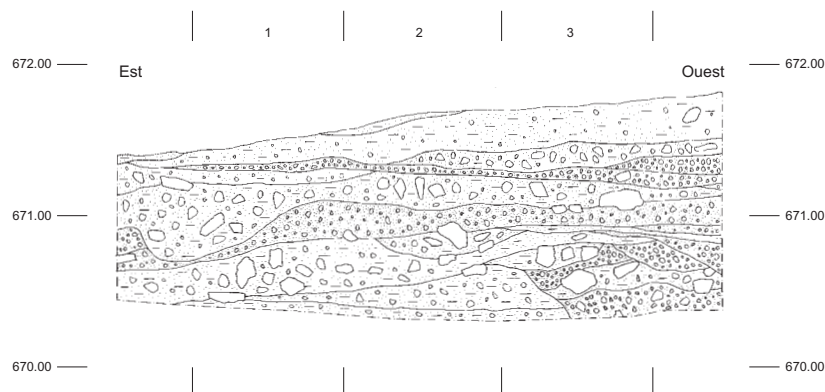


Fig. 46 : STG 1190, extrait.

IV. 3.4) historique sommaire de l'évolution du cône ouest : sériation des événements sédimentaires dans leur cadre chrono-archéologique.

Sur la base du diagramme de Harris prenant en compte les événements enregistrés dans les coupes des tranchées Tr.12 et Tr.7 (fig. 47) et les données des zones de fouille adjacentes, nous passerons successivement en revue les différents événements sédimentaires du cône ouest.

IV. 3.4.1) la séquence antérieure aux occupations protohistoriques

Les formations sédimentaires reconnues dans cette partie du site peuvent être considérées comme antérieures au cône ouest proprement dit et participent d'une évolution morphosédimentaire du versant qui paraît

avoir une ampleur spatiale plus grande que celle de l'extension du cône à lui seul.

Ces formations comprennent à la base des dépôts de gravité (nappes de diamictes), entre lesquels s'interstratifient des nappes et lentilles de graviers et galets triés, séquence qui peut être corrélée à la séquence CDG9002-TOR9006 de la séquence médiane (fig.). Ces dépôts sont surmontés de lambeaux de sols enfouis, de quelques décimètres de puissance, piégés dans des petites dépressions dues aux irrégularités de la topographie, recouverts plus tardivement par des colluvions rougeâtres remaniant ces mêmes sols et pouvant être corrélés aux événements COL9020-COL9022 de la séquence médiane et dont la surface constitue le substrat des occupations protohistoriques. La pente dans l'axe du cône (tranchée Tr.12) est alors proche de celle de la topographie actuelle.

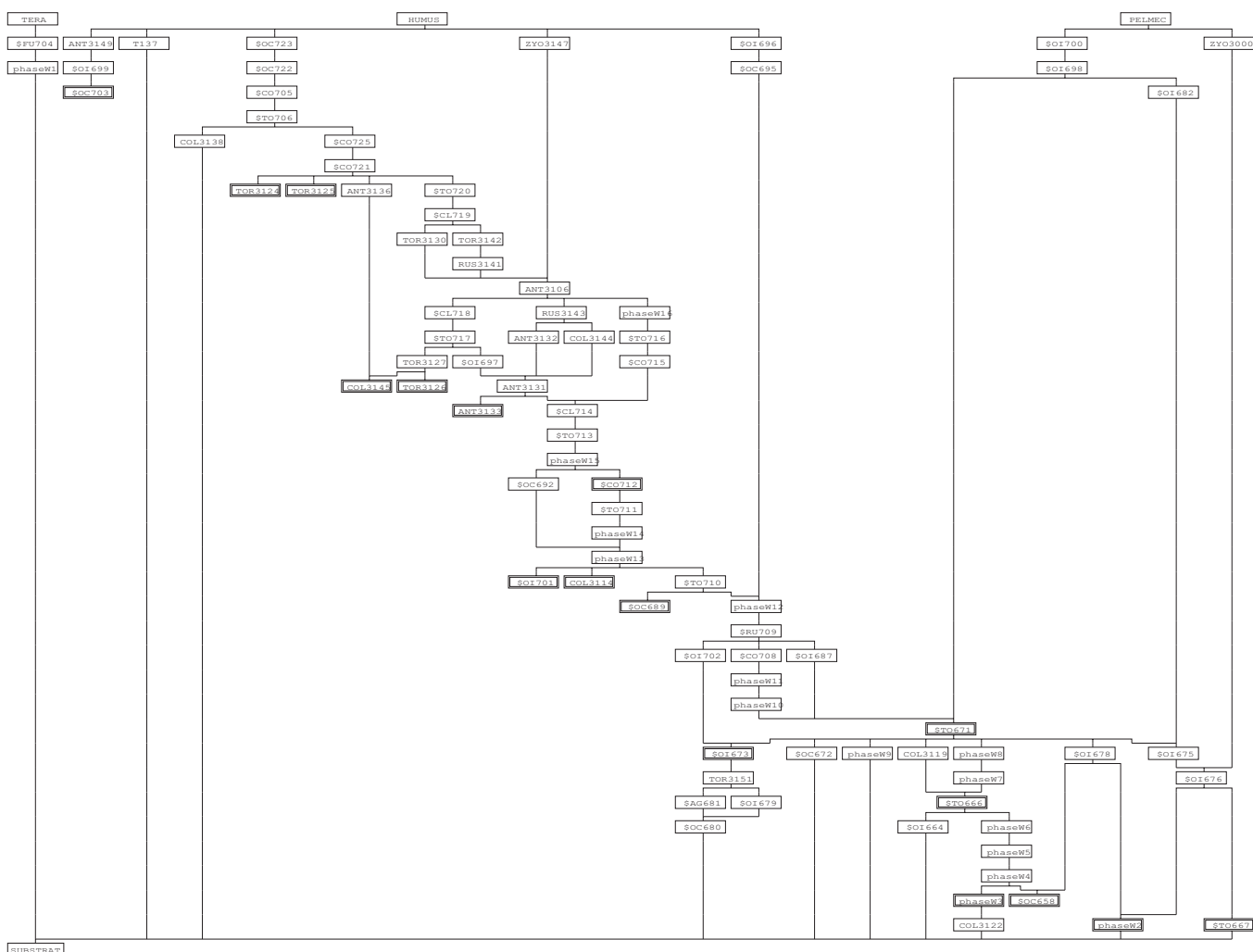


Fig. 47 : diagramme de Harris du cône ouest.

IV. 3.4.2) la séquence contemporaine des occupations protohistoriques

Les dépôts sédimentaires contemporains des occupations protohistoriques (550/500 av. J.-C. - 20/15 av. J.-C.) constituent une séquence d'une puissance réduite (au maximum 50 cm), probablement entrecoupées de hiatus, puis tronquée postérieurement par les terrassements des occupations romaines.

Dans cette zone, les premiers vestiges protohistoriques, attribués au Tessin A/B (MAS154, SEC-2), sont concordants à la stratification dans la partie médiane de la tranchée Tr.12. Plus en amont (mètres 24-27) les premières troncatures (talus arrière et horizontalisations du terrain) liées à des aménagements de terrasses sont attestées (C84, SEC-3) ; ces occupations sont peut-être datées du Tessin B (550-500 av. J.-C.) et sont scellées par des colluvions de pente (CO724) d'assez grande extension (Tr.12), régulière et sensiblement de même pendage que la pente actuelle ; deux niveaux d'occupation leur succèdent : IMA124 (SEC-4) daté du Tessin C (475-450 av. J.-C.) et IMA122 (SEC-5.1) datée du Tessin D ? (450-400 av. J.-C.).

Des épandages de graviers (TO666) témoignent des premières activités torrentielles sur le cône ouest, puis, postérieurement à COL3119 (épisode de colluvionnement), de nouveaux phénomènes torrentiels (TO671) se matérialisent par des dépôts de graviers en remplissage d'un chenal fortement incisé, à l'est de la Tr.12, parallèle à cette dernière, scellé par l'occupation IMA162, (SEC-7).

Le niveau d'occupation qui succède : IMA121 (SEC-8), en amont dans la tranchée Tr.12, daté probablement de la Tène D, constitue le dernier jalon chronologique protohistorique dans cette séquence fortement condensée. Un dépôt torrentiel (TO710) s'intercale avant les occupations romaines.

IV. 3.4.3) la séquence contemporaine des occupations romaines (fin Ier siècle av. J.-C. - fin IIe siècle apr. J.-C.)

Les premiers terrassements romains (SEC 9) sont recouverts par une importante lave torrentielle (US30303) qui scelle les irrégularités du relief liées à ces aménagements. Une activité torrentielle se développe avec TOR3127, mal calé chronologiquement. Postérieurement, une activité torrentielle soutenue est enregistrée plus à l'est du cône (coupe Tr.7 est) : le comblement d'un chenal par des dépôts torrentiels triés (TO717) puis une phase de lave torrentielle (CL718), tronquant en partie les dépôts torrentiels précédents, marquent une recrudescence de la dynamique du versant. Les écoulements torrentiels ont de toute évidence été déviés depuis l'amont sur le flanc est du cône par des aménagements assez conséquents (canal de dérivation str1999)

afin d'épargner la zone centrale du cône. Le dernier niveau romain (ANT3106), appartenant probablement à la fin de la phase R2 (environ 200-250 apr. J.-C.), puis un limon de ruissellement subhorizontal, scellant des occupations romaines dans T7e (RUS3141) viennent clore la séquence sédimentaire contemporaine des habitats romains.

IV. 3.4.4) la séquence postérieure aux derniers habitats romains

Elle constitue de loin la plus grande partie de la séquence sédimentaire reconnue sur le cône ouest, en particulier dans la tranchée Tr.7 mais les jalons chronologiques font totalement défaut pour toute cette séquence.

Cette séquence s'amorce par un important chenal torrentiel, à bords abrupts, incisant fortement le substrat en T7w et présentant un remplissage en nappes de graviers et cailloux (TOR3130) ; puis une nappe de lave torrentielle (CL719) est elle-même tronquée par un chenal torrentiel à remplissage polyphasé (TO720). Ces trois derniers événements traduisent une forte activité torrentielle sur le cône, comprise entre les dernières occupations romaines et la phase colluviale COL3103. Dans la partie étudiée du cône, la phase torrentielle TOR3130 modifie peu la géométrie du cône : sa dynamique est érosive, en incisions profondes qui sont comblées de matériaux grossiers ; la coulée boueuse CB3105 est par contre une phase d'accumulation de matériaux qui rehausse le cône dans son axe médian. L'événement TOR4104, initialement érosif, permet cependant, lui aussi, un rehaussement du cône en fin de phase.

Une séquence colluviale généralisée (CO721) est reconnue sur quasiment toute la coupe t12e, une grande partie de t7e et une petite partie de t7w. Elle correspond à une phase de relative stabilité sur le cône ouest ; celle-ci permet de sérier les cycles d'événements torrentiels antérieurs et postérieurs à cette période de stabilité. Une nappe colluviale assez restreinte (CO725) lui succède ; reconnue dans t7w, elle présente un pendage apparent vers l'ouest, indiquant qu'à ce moment-là le cône présente dans cette partie-là une déclivité vers l'ouest, postérieurement à la troncature oblique d'un ensemble de strates subhorizontales (COL3103, TOR3104 et CB3105 sont tronquées en oblique vers l'ouest).

Entre les phases de dynamique colluviale CO721 et CO705, le cône connaît une activité torrentielle importante. Dans sa partie ouest, un important chenal torrentiel (TO706) incise profondément le substrat, suivi plus à l'est, postérieurement à une séquence colluviale (COL3137), par des dépôts torrentiels grossiers (TOR3102), à base érosive, et dont le sommet de séquence, à blocs de dimensions métriques, est mis en

place lors d'un processus de type lave torrentielle. Sur le flanc ouest du cône (STG 1240, STG 1190 et STG 1191), antérieurement aux colluvions COL3101, l'activité torrentielle postérieure à l'époque romaine est bien marquée : des dépôts torrentiels triés et des laves torrentielles s'interstratifient sur toute la séquence.

En sommet de séquence, un dépôt de colluvions assez généralisées (COL3101), bien développées en t7e, sur toute la longueur de la coupe, ainsi que sur la moitié aval de t12e, sur 20 à 50 cm d'épaisseur, témoigne d'une dynamique plus calme sur le cône. Deux bisces, avec aménagements de dalles de chant et leurs séquences respectives de limons de débordement en épandage vers l'aval (BIS3100) constituent les derniers termes de la séquence avant l'humus moderne.

IV. 4) L'EVOLUTION DES DEUX CÔNES :

Les deux cônes ont vu chacun se dérouler une histoire complexe où se sont mêlées dynamique naturelle et activités anthropiques. Dans l'histoire de la dynamique d'édification des cônes, les différents processus sont intervenus de façon synchrone ou en alternance selon les cas.

-les apports de matériaux depuis le bassin versant se sont effectués au moment des crues torrentielles et des phases de coulées boueuses, épisodes de crises violentes mais sans doute très brèves dans l'histoire des cônes. La plus grande part des matériaux a été évacuée par les systèmes de chenaux qui se sont mis en place sur les flancs des cônes. Une petite partie seulement a été piégée dans les chenaux et sur les replats des terrasses ou s'est étalée en nappes ;

-la remobilisation naturelle de matériaux par des processus lents (colluvionnements) ou rapides (ruissellements) ;

-l'impact direct de l'activité humaine par les terrassements (excavations en amont et remblais à l'aval), les aménagements de chemin, l'apport de matériaux de construction, l'endiguement des chenaux qui a sans cesse modifié temporairement le profil des flancs des cônes.

L'étude des coupes longitudinales montre qu'une pente d'équilibre du terrain sur les cônes s'est maintenue constante depuis la protohistoire jusqu'à aujourd'hui. D'une part, les apports de matériaux sur leurs flancs, que ce soit des nappes de colluvionnement, des laves torrentielles ou des apports torrentiels triés, n'ont pas modifié la pente générale, d'autre part, les aménagements de terrasses, avec excavations et remblais n'ont perturbé que temporairement cet équilibre. L'aménagement constant en terrasse depuis le premier âge du Fer jusqu'au romain tardif a favorisé une fossilisation des événements naturels en « patchwork » dans les pièges qu'a constitué chacun des replats créés.

Les deux cônes se sont rehaussés en moyenne de 1,5 mètre à 2,5 mètres entre le début de l'âge du Fer et l'époque actuelle, mais cette sédimentation n'a pas été constante dans le temps et chacun des deux cônes a eu une évolution différente. L'activité torrentielle sur le cône est n'a débuté qu'après la Phase-5, c'est-à-dire vers 550 av. J.-C., soit environ un siècle après les premières occupations protohistoriques. Les chenaux et épandages torrentiels ont tout d'abord été localisés uniquement sur les secteurs est et médian du cône, puis ont affecté progressivement la totalité du cône, son flanc ouest (secteur 4) étant resté quasiment inactif jusque vers 250/200 av. J.-C. ; les coulées boueuses paraissent épisodiques durant la protohistoire. Au cours de la période historique, deux importantes laves torrentielles viennent recouvrir le flanc ouest du cône : l'une vers 15 av. J.-C. et la seconde au cours de la première moitié du Ier siècle apr. J.-C. Postérieurement à 200 apr. J.-C., l'activité torrentielle s'est fortement réduite sur le cône et ce sont principalement des phases colluviales qui se marquent dans la séquence sédimentaire sommitale. Le cône ouest a été très peu actif durant la protohistoire : seuls quelques modestes épandages de graviers sont déposés en interstratification avec les terrassements et les bâtiments attribués à l'âge du Fer. A partir de la seconde partie de l'âge du Fer et jusqu'à l'époque romaine comprise, d'importants aménagements hydrauliques (canal de dérivation) ont été construits et entretenus afin de dévier le flux principal sur la partie est du cône. Une grande part de l'éventail est ainsi épargnée par les apports torrentiels durant la fin de la protohistoire et l'époque romaine, à l'exception des laves torrentielles. Après l'époque romaine, l'activité torrentielle est assez intense sur le cône, où alternent dépôts torrentiels triés et laves torrentielles.

LA DEPRESSION KARSTIQUE

V. 1) PRESENTATION

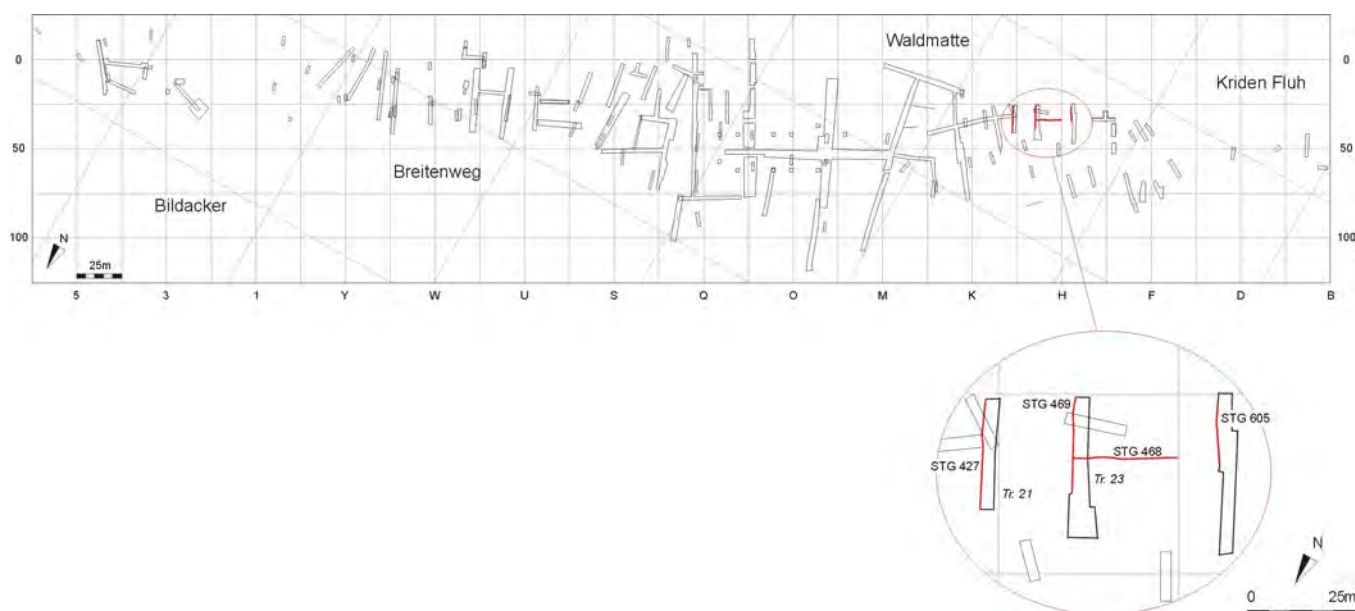


Fig. 48 : position des coupes étudiées dans le chapitre V.

V. 1.1) localisation, extension géographique

Le domaine morphosédimentaire E, correspondant à la zone d'extension de la dépression karstique, se situe à Waldmatte-ouest. L'aire concernée se présente sous la forme d'un petit enlèvement de forme allongée, d'environ 60 m sur 15 m, qui se marque bien dans la topographie de la partie ouest du site (fig. 4 et fig. 48) ; il est adossé au talus abrupt qui domine le site et où affleure le substrat rocheux. Cet enlèvement jouxte, à l'ouest, une butte au relief bien marqué, dans laquelle la séquence tardiglaciaire est bien conservée (domaine morpho-sédimentaire F).

V. 1.2) éléments de chronologie

Les éléments de chronologie sont directement liés aux vestiges archéologiques étudiés (rapport TERA). La séquence stratigraphique de la dépression karstique s'inscrit chronologiquement entre le début du Ier millénaire de notre ère et le début du IIe millénaire. Deux horizons romains ont été reconnus dans la séquence antérieure à l'effondrement karstique : le premier appartient à la période augustéenne, le second au IIe-IIIe siècle apr. J.-C. (datations par du matériel céramique) ; ce dernier donne donc un *terminus post quem* pour l'effondrement de la doline. D'autre part, sept dates radiocarbone permettent de sérier la séquence de comblement postérieure à l'effondrement : six d'entre elles

(UTC 10384, UTC 10385, ARC 873, UTC 10386, UTC 10387, ARC 1134) proviennent des fours à plâtre 6 et 7 (PACCOLAT et TAILLARD 2001) ; la septième, provenant d'une structure charbonneuse isolée proche du four 6 (ARC 1135 : 1315 +/- 77 y BP / 570-890 AD cal 2 sigma) donne un *terminus ante quem* pour la datation du remplissage naturel de la dépression dans sa partie la plus dilatée.

Le four 6 est une structure tronconique en pierres sèches appareillées, qui a été surcreusée jusqu'à une profondeur de 3 mètres dans le remplissage naturel de la dépression, dans la zone où la séquence de comblement naturel atteint sa plus grande épaisseur (plus de 3,60 mètres) ; ce four, d'un diamètre sommital de 3,30 mètres, montre nettement trois états de construction. Deux échantillons (UTC 10384 : 1188 +/- 37 y BP / 720-970 AD cal 2 sigma et UTC 10385 : 1133 +/- 38 BP / 780-1000 AD cal 2 sigma), proviennent de charbons de bois en place dans le remplissage du four et datent vraisemblablement l'utilisation correspondant au dernier état de réfection ; le dernier échantillon (ARC 873 : 1015 +/- 60 y BP / 890-1160 AD cal 2 sigma), provenant d'une zone de travail à l'extérieur du four, montre que l'aire a conservé une vocation artisanale probablement jusqu'au XIe–XIIe siècle apr. J.-C.

Le four 7, daté par trois échantillons 14C, est le plus ancien des deux fours : les deux dates les plus anciennes sont UTC 10386 : 1395 +/- 35 BP / 560-700 AD cal 2 sigma et UTC 10387 : 1328 +/- 40 BP / 640-780 AD cal 2 sigma ; il a été installé après le début du remplissage de la dépression dans une zone où l'effondrement principal n'a pas eu son ampleur maximale (séquence de comblement peu dilatée) ; la date la plus récente (ARC 1134 : 1203 +/- 40 BP / 690-960 AD cal 2 sigma) donne un *terminus post quem* pour le deuxième effondrement, plus localisé et de moins grande ampleur que le premier, le four 7 étant déformé par ce second effondrement.

V. 2) DOSSIER DOCUMENTAIRE

V. 2.1) documentation stratigraphique : descriptif des coupes de référence

Trois des quatre coupes décrites ci-après sont perpendiculaires à l'axe d'allongement de la structure géologique ; elles seront décrites successivement en commençant par celle située le plus à l'est. La quatrième coupe est parallèle à l'allongement de la structure (fig. 48).

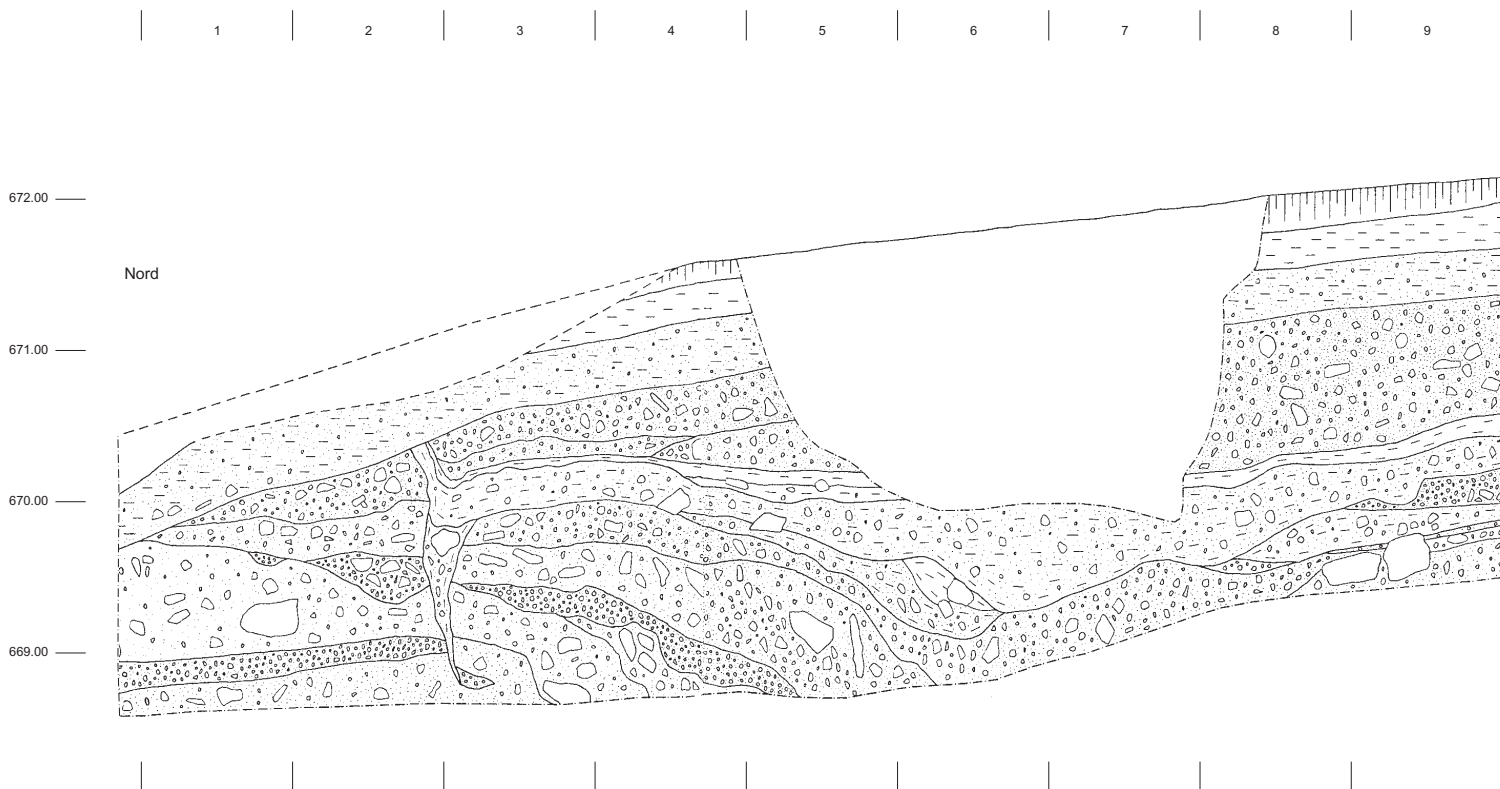


Fig. 49 : coupe STG 427.

V. 2.1.1) description de la coupe STG 427

La coupe STG 427 est située dans la partie orientale de la structure d'effondrement. Ce profil (**fig. 49**) montre les grands ensembles suivants, de la base au sommet :

- une formation hétérométrique (diamictes) gris-vert à nombreuses intercalations lenticulaires gravillonneuses constituant l'unité de base, terme inférieur de la séquence mal datée (Tardiglaciaire ou Holocène ancien) reconnue sur une grande partie du site ;

- une séquence comprenant, de la base au sommet, des colluvions rougeâtres avec du matériel archéologique romain disséminé, des colluvions brun-beige, un petit dépôt lenticulaire de gravillons torrentiels, puis un second horizon romain avec indices anthropiques (céramique, structures en fosse) antérieure aux déformations d'origine karstique ;

- les structures d'effondrement : décrochement vertical et fente en « coin » au nord, inflexion des couches au sud ;

- la séquence postérieure à l'effondrement, constituée de petits graviers torrentiels, dont l'épaisseur atteint un mètre au centre de la coupe, puis une séquence de réajustement du profil d'équilibre comprenant des colluvions fines brun-beige puis des limons de débordement de bisse.



V. 2.1.2) description de la coupe STG 469

Parallèle à la précédente, ce profil a été effectué dans la partie de la doline la plus profonde, l'effondrement atteignant près de quatre mètres dans cette zone. On peut différencier dans cette coupe (**fig. 50**, double page suivante) trois grands cycles de sédimentation :

- a) une longue séquence, entrecoupée de hiatus et mal datée, prenant fin avec l'effondrement karstique ;

- b) un cycle correspondant à l'effondrement et au comblement de la dépression ;

- c) un cycle postérieur au comblement de la dépression, durant lequel le terrain est tout d'abord occupé comme aire artisanale, avec le creusement et l'utilisation de fours à plâtre, puis correspondant à l'abandon.

a) la sédimentation antérieure à l'effondrement karstique : la formation de base est constituée de sédiment hétérométrique gris-vert (diamictes), présentant localement des lentilles gravillonneuses mieux triées. On peut admettre qu'avant l'effondrement le toit de cette formation présentait une pente régulière sud-nord peu prononcée. Au nord, la séquence se poursuit, après un hiatus vraisemblablement de longue durée, par des colluvions beige-brunâtres renfermant dans leur tiers inférieur un premier horizon archéologique romain daté par de la céramique augustéenne. Au sommet de ces colluvions se trouve un second niveau d'occupation, également romain, que le matériel permet d'attribuer aux IIe-IIIe siècle apr. J.-C.

b) l'effondrement karstique et le comblement de la dépression : les structures d'effondrement (dépression karstique, première phase de déformation, cf. infra : V. 2.2.1) se présentent de la façon suivante :

- sur le flanc nord, des fissures d'extension en forme de coin d'environ un mètre de profondeur se sont ouvertes dans le sédiment gris-vert et sont comblées de colluvions brunâtres ;

- au sud, les couches ont été étirées et ont acquis un pendage subvertical ; les structures en coins sont rares. L'effondrement maximal, au centre de la gouttière, peut être estimé à près de quatre mètres.

La coupe STG 469, axée nord / sud, bien représentative du comblement de la dépression dans la zone d'effondrement maximal, montre une sédimentation de type alluvial, qui présente, *grosso modo*, un gradient granulométrique croissant de la base au sommet. Les structures synsédimentaires (V. 2.2.2) de type *load structure* et *convolute lamination* y sont fréquentes, en relation avec les changements brutaux de granulométrie des sédiments. Nous pouvons y distinguer trois ensembles sédimentaires :

- un ensemble à dominante limoneuse à la base ;

- un ensemble à dominante sableuse dans le tiers médian ;

- un ensemble à dominante gravillonneuse dans le tiers supérieur ;

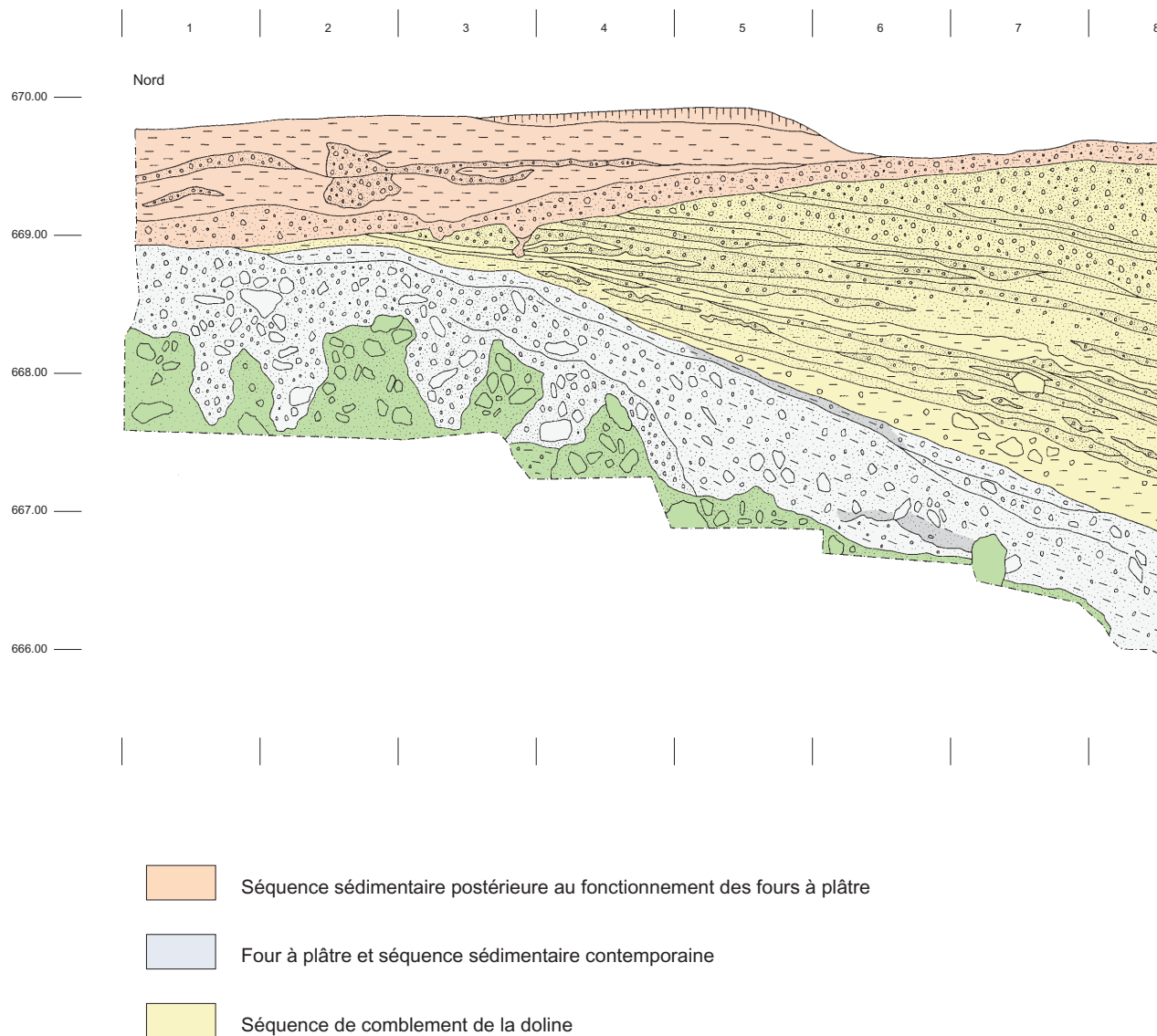
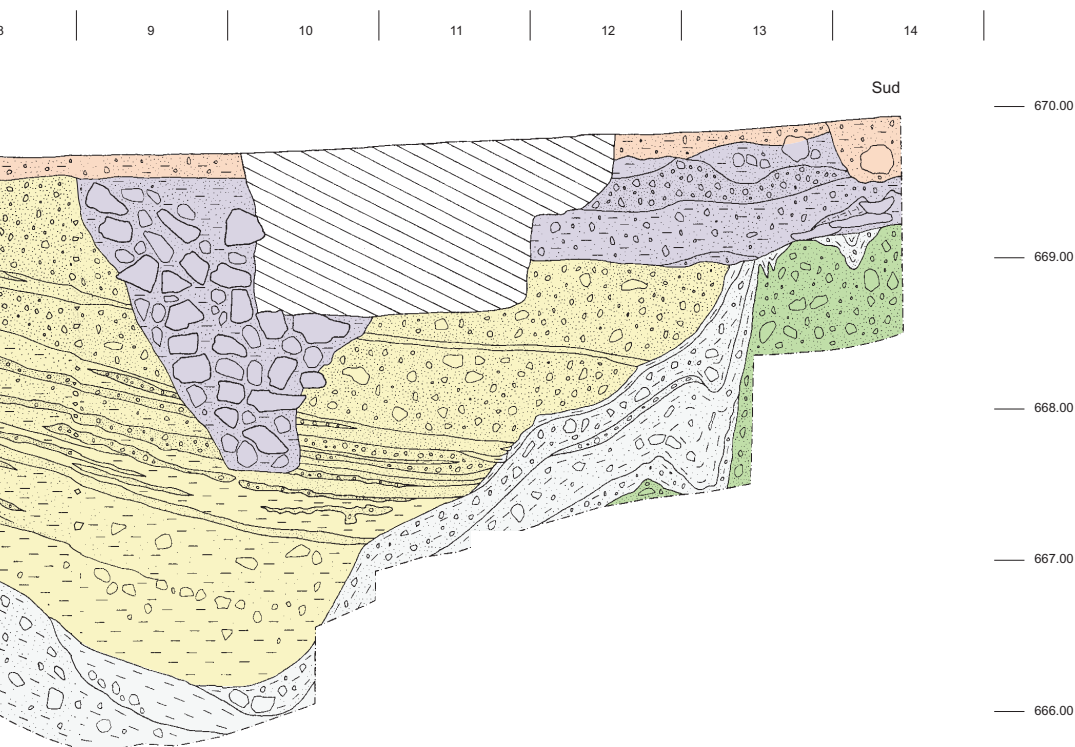





Fig. 50 : coupe STG 469.

Les limons de base, de teinte gris-vert, présentent des intercalations lenticulaires gravillonneuses, témoignant de courtes phases à plus fort régime hydrodynamique. Les séquences limoneuses résultent probablement d'apport de matériel ruisselé, venant se décanter dans la petite dépression oblongue nouvellement créée. Lors des périodes de précipitation, il a pu ainsi se former une petite mare temporaire après colmatage du fond de la dépression par les premiers sédiments fins. Des lits à cailloux et blocs pourraient correspondre à des apports colluviaux, voire anthropiques (présence de rare faune associée à ces niveaux de pierres) venant s'intercaler entre les épisodes de sédimentation fine.

La séquence médiane, à dominante sableuse, présente de rapides changements granulométriques : sables fins, gravillons, limons, rythmites sablo-limoneuses (**fig. 51**). Les structures de charge de petite amplitude, ainsi que des petites structures de *slump*, y sont abondantes. Durant la mise en place de cette séquence médiane, la sédimentation devient plus proximale.

La séquence supérieure est constituée de gravillons gris sans litage net. Le grand axe des gravillons est oblique par rapport au plan de la stratigraphie. Alors que les couches sont en concordance avec le fond de la dépression sur le flanc nord de celle-ci, la discordance entre le terrain encaissant et les sédiments du remplis-



-  Horizons romains (niveau augustéen et niveau du II-IIIe s. apr. J.-C.)
-  Dépôts de gravité et colluvions de l'Holocène avec structures d'effondrement
-  Dépôts de gravité du Tardiglaciaire

sage est très nette sur le flanc sud, phénomène en corrélation avec la forte dilatation des couches du nord au sud.

Des aménagements anthropiques viennent ensuite interrompre puis tronquer cette séquence naturelle après le comblement de la cuvette : un niveau charbonneux subhorizontal repose sur la séquence gravillonneuse ; un aménagement de dalles de schistes lui est associé. Une petite séquence de colluvions beiges surmonte cet horizon anthropique. Des lentilles gravillonneuses sus-jacentes à cette petite séquence de colluvions témoignent d'une petite activité torrentielle tardive, antérieure à la construction et à l'utilisation du four 6. Les trois dates obtenues sur les charbons de bois provenant du remplissage du four 6 (**UTC 10384** : 1188 \pm 37 y

BP / 720-970 *AD cal 2 sigma* et **UTC 10385** : 1133 \pm 38 y *BP* / 780-1000 *AD cal 2 sigma*) et de sa réutilisation plus tardive (**ARC 873**: 1015 \pm 60 y *BP* ; 890-1160 *AD cal 2 sigma*), permettent d'envisager une durée d'environ trois siècles durant laquelle cette zone fut utilisée comme aire d'activité artisanale.

c) la sédimentation naturelle postérieure au comblement : la sédimentation récente montre, qu'après les perturbations naturelles (sous-tirage karstique, comblement) et anthropiques (installation du four à gypse) ayant fortement affecté la topographie locale, un nouveau profil d'équilibre a été acquis, comme le prouve la présence d'un petit niveau colluvial constant tout le long de la coupe, scellé par les limons sableux résultant des débordements modernes de bisse.

V. 2.1.3) description de la coupe STG 605

La stratigraphie STG 605 recoupe le four 7 (**fig. 52**). Dans la partie nord de cette coupe, la séquence ancienne est constituée de diamictes gris-verdâtre dans lesquelles s'intercalent des lentilles de gravillons bien triés. Ces dépôts sont affectés de fissures en forme de coin présentant un remplissage de sédiment brun-rougeâtre de type colluvial. Celles-ci, parallèles entre elles et espacées de 50 cm environ, font place plus au sud à une faille avec rejet vertical d'environ un mètre. Le compartiment effondré se situe au sud. La séquence se termine par un dépôt de colluvions grisâtres, contenant du matériel romain, qui n'a pas été conservé plus au nord. Dans la partie centrale de la coupe, les dépôts montrent une inflexion des strates bien marquée, témoignant d'un phénomène de soutirage plus récent. Tout au sud de la coupe, celle-ci montre que le four 7 (STR 597) a été affecté par ce phénomène de soutirage et que sa paroi sud a subi un important déversement vers le nord ; les trois dates obtenues sur les charbons de bois du four 7 sont les suivantes : **UTC 10386** : 1395 +/-35 y BP / 560-700 AD cal 2 sigma ; **UTC 10387** : 1328 +/-40 / 640-780 AD cal 2 sigma et **ARC 1134** : 1203 +/-40 y BP / 690-960 AD cal 2 sigma. Une séquence de limon sableux vert-olive comble une petite dépression résiduelle ; des colluvions brun-beige, puis des limons de débordement de bisses scellent cette séquence.



Fig. 51 : comblement de la dépression, séquence médiane à rythmites sableuses fines et limoneuses (STG 468). La règle mesure 5cm.

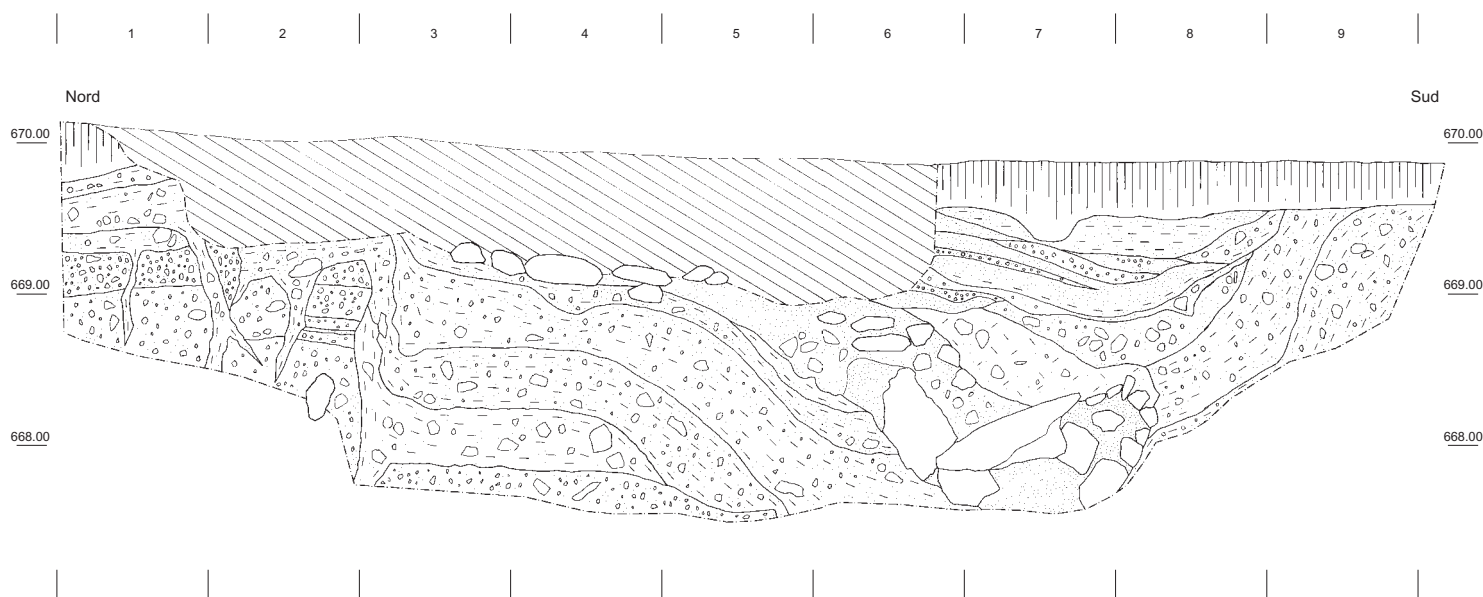


Fig. 52 : coupe STG 605.

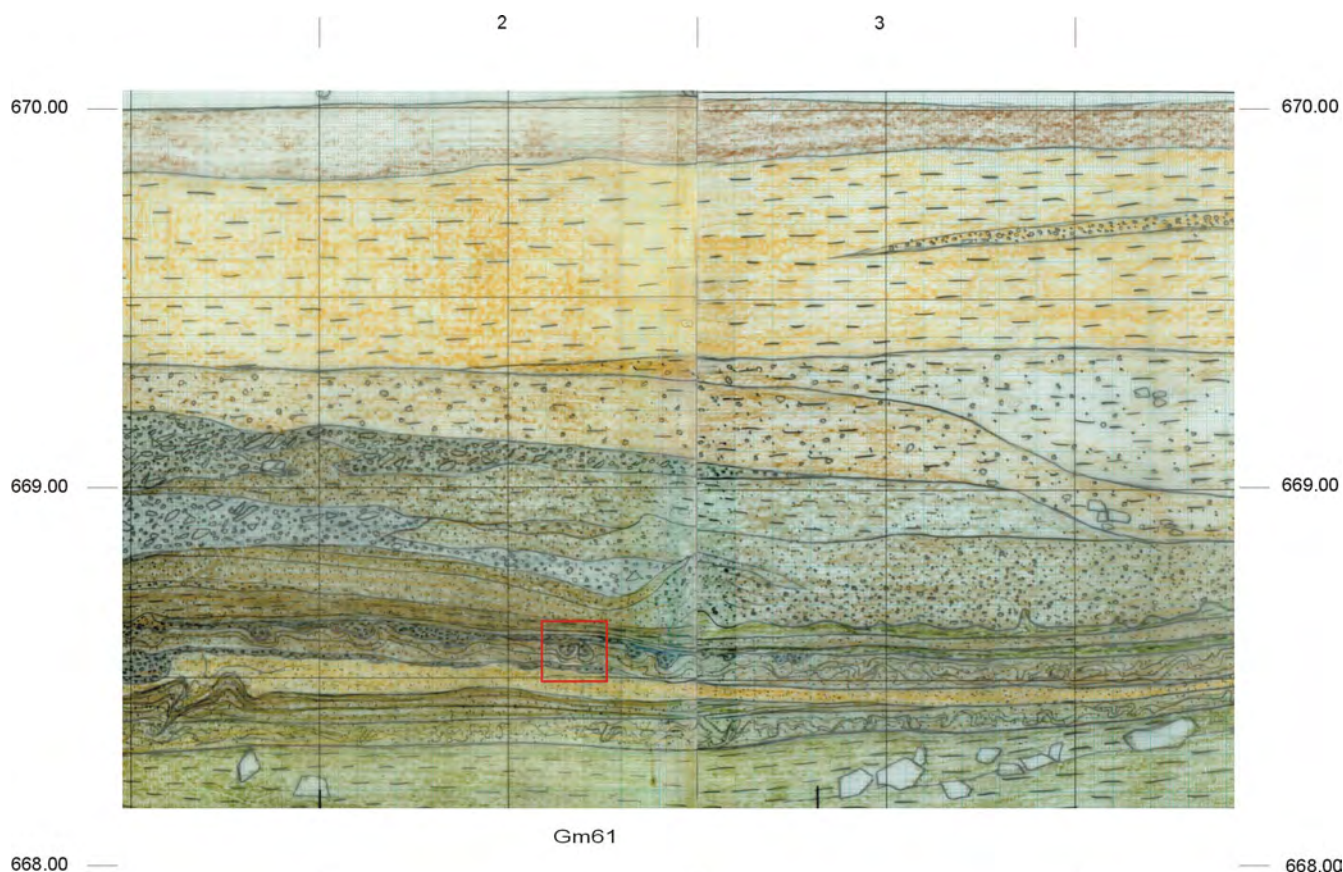


Fig. 53 : coupe STG 468, échelle 1/20e, avec position de l'échantillon micromorphologique GM61. Relevé de terrain.

V. 2.1.4) description de la coupe STG 468

La coupe STG 468, perpendiculaire aux précédentes, est orientée selon l'axe d'allongement de la dépression (**fig. 53**). Trois grands ensembles sédimentaires y sont représentés :

- un ensemble inférieur, qui comprend, de bas en haut, des dépôts de diamictes appartenant à la séquence ancienne, des colluvions brun-rougeâtre, puis des colluvions brun-beige. La sédimentation de cet ensemble est antérieure à l'effondrement ;

- un ensemble médian qui comprend, à la base, des limons plus ou moins sableux vert-olive, puis une séquence intermédiaire où alternent des sables gravillonneux, des sables fins et moyens et des limons (**fig. 50**). Divers types de déformations pénécemporaines de la sédimentation (figures de charges, *convolute laminations*, *pillar structures*, cf. infra V. 2.2.2) affectent cette séquence (**fig. 53**). Cet ensemble se termine par des graviers et gravillons, qui présentent des faciès plus grossiers dans la partie est de la coupe. La sédimentation de cet ensemble médian, qui montre une importante dilatation dans la partie est de la coupe, est postérieure à l'effondrement et correspond au remplissage de la dépression par des apports torrentiels venant du sud-est ;

- un ensemble supérieur qui comprend des colluvions brun-beige, mieux développées dans la partie ouest de la coupe, puis des limons sableux, dans lesquels s'intercalent des lentilles gravillonneuses, correspondant à l'activité récente des bisses. Cet ensemble supérieur est postérieur au comblement de la dépression.

V. 2.2) figures sédimentaires, déformations souples et cassantes : contexte lithostratigraphique, inventaire, typologie et interprétations

V. 2.2.1) dépression karstique, phase de déformations postsédimentaires contemporaines de l'effondrement principal

a) localisation

La zone concernée par ces déformations est une aire allongée, orientée est-ouest, d'environ 60 m sur 15 m correspondant au domaine morphosédimentaire E.

b) éléments de datation

Les déformations s'effectuent chronologiquement entre la période romaine (*terminus post quem* : IIe-IIIe siècle apr. J.-C.) et le scellement par un niveau charbonneux daté par 14C (**ARC 1135** : *terminus ante quem* : 570-890 AD cal 2 sigma).

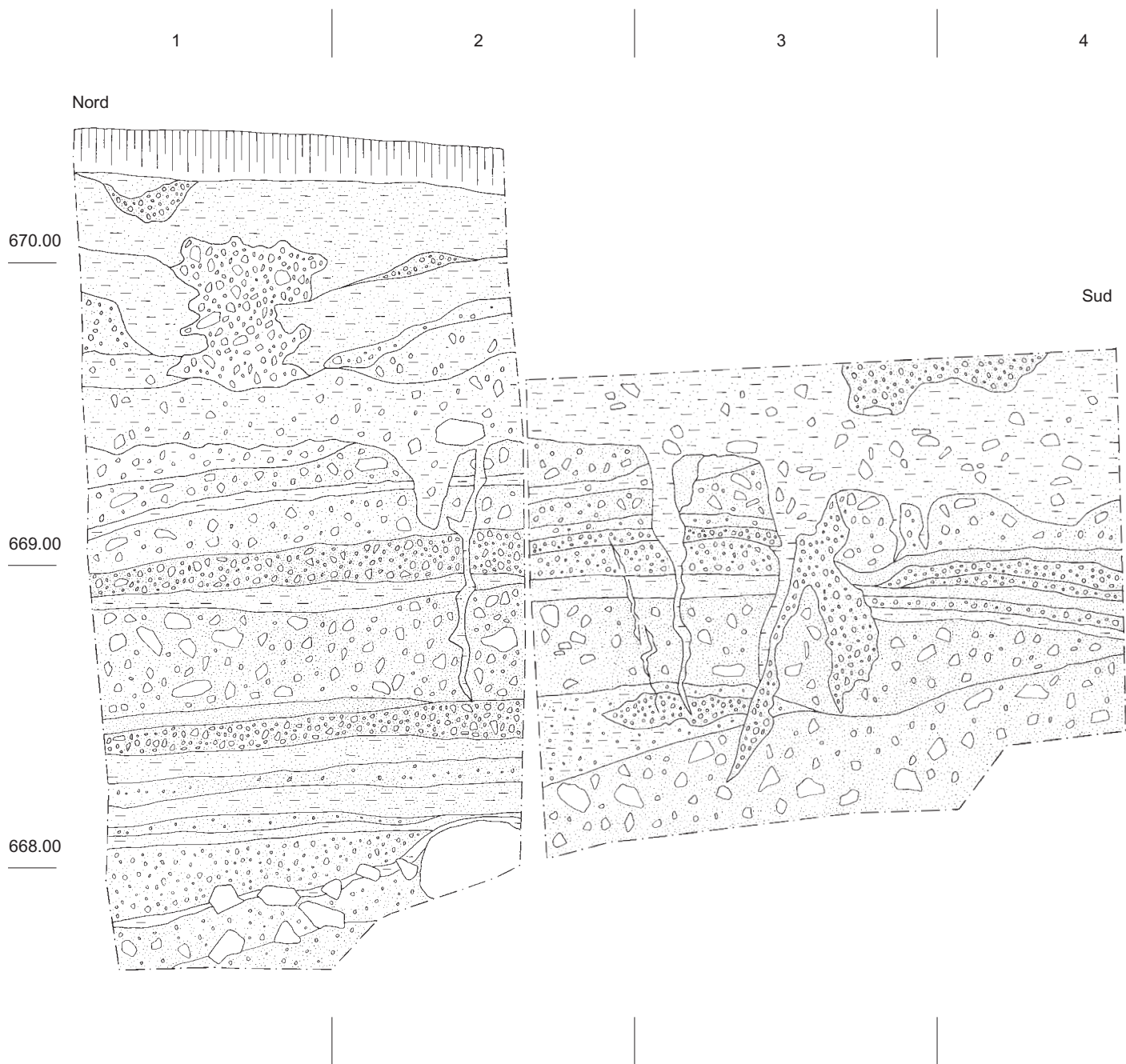


Fig. 54 : fissures d'extension (1 : 20e).

c) contexte environnemental et lithostratigraphique

La linéation structurale majeure du substrat matérialisant l'intersection des interfaces lithologiques avec la surface topographique correspond à l'axe de la vallée du Rhône. A la base du versant sud de la vallée affleurent les gypses triasiques de l'Helvétique (zone de Termen). La structure d'effondrement de la phase de déformation se calque sur cette structuration régionale.

La séquence sédimentaire affectée par les perturbations comprend à la base les formations hétérométriques correspondant aux dépôts de gravité de la séquence ancienne. Celles-ci sont surmontées par des colluvions de faible puissance et par les vestiges d'occupation romaine.

d) style des déformations, classification et interprétation

Trois grands types de structures ont été mis en évidence : des fissures sans déplacement relatif vertical des matériaux de part et d'autre, des failles avec rejet et des inflexions de strates. Les fissures sont généralement en forme de coins (fissures de distension), elles peuvent atteindre un mètre de profondeur et 5 à 20 cm de largeur à leur sommet. Elles sont organisées soit de façon parallèle (fissures verticales espacées de 0,50 m à 1 m entre elles (**fig. 54**), soit de façon radiale dans le plan vertical (**fig. 51**). Les failles présentent un rejet de 0,50 m à 1 m ; ce sont des failles normales. Les inflexions des strates sont de l'ordre de 0,5 m à 1,5 m ;

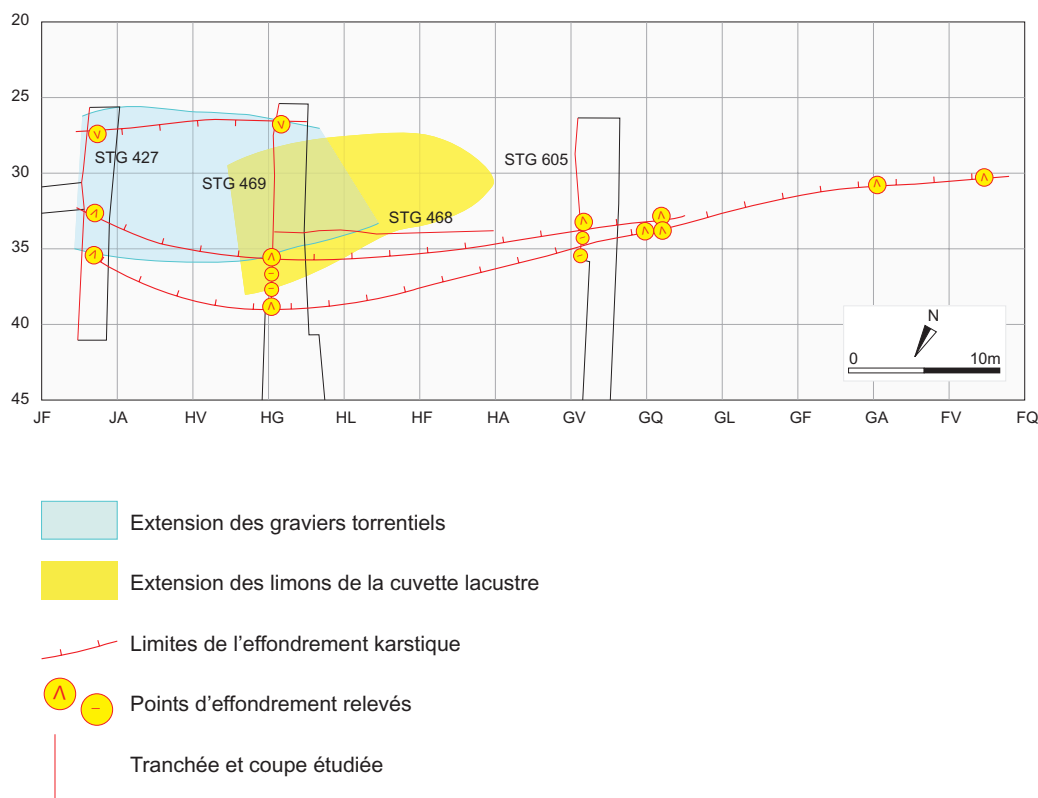


Fig. 55 : plan des structures d'effondrement.

il se produit en général un amincissement des strates par étirement. Le plan de la figure **fig. 55** montre que ces différentes structures délimitent les flancs nord et sud d'une dépression en U, allongée selon l'axe est-ouest.

Ces trois types de structures résultent d'un soutirage qui s'est produit entre les deux flancs de cette dépression. Ce soutirage a pour origine des tassements du substrat suite à la formation de poches de dissolution dans les gypses (dolines coalescentes).

V. 2.2.2) dépression karstique, phase de déformation synsédimentaire contemporaine du remplissage de la dépression

a) localisation

Les sédiments affectés par ces déformations se situent dans la séquence de comblement de la dépression karstique (domaine morpho-sédimentaire E), principalement dans sa partie est : il s'agit d'une aire délimitée de forme ovoïde, de 12 à 15 m de large.

b) éléments de datation

Le comblement de la dépression karstique, durant lequel ont lieu les déformations, s'effectue chronologiquement entre la période romaine (*terminus post quem* : IIe-IIIe siècle apr. J.-C.) et le scellement par un niveau charbonneux daté par C14 (**ARC 1135** : *terminus ante quem* : 570-890 AD cal 2 sigma).

c) contexte environnemental et lithostratigraphique

Le remplissage de la dépression montre un granoclassement général croissant depuis la base jusqu'au sommet du remplissage : la séquence de base est à dominante limoneuse, avec intercalations sableuses et sablo-gravillonneuses ; la séquence médiane est à dominante sableuse alors que la séquence sommitale est à dominante graveleuse. Les structures de déformation sont essentiellement présentes dans la portion médiane du remplissage où les laminations d'ordre granulométrique sont abondantes (sommet de la séquence de base à dominante limoneuse et ensemble de la séquence médiane à dominante sableuse).

d) style des déformations, classification et interprétation

Les *structures en poches* sont d'assez petite dimension (diamètre : 5 à 25 cm). La figure **fig. 56** montre leur aspect en section verticale, la figure **fig. 57** montre celui d'une section horizontale : le sédiment le plus grossier, sableux à sablo-gravillonneux, constitue le remplissage des poches alors que le sédiment sous-jacent est constitué de sable limoneux. Les pseudo-nodules, d'un diamètre moyen de 10 cm, sont des boules de sédiment sableux grossier détachées de la strate sus-jacente et enfoncées dans le sédiment sous-jacent de texture sablo-limoneuse (**fig. 56**). Les *convolutes laminations* (**fig. 58**) sont des perturbations de faible amplitude affectant des successions de lamines limoneuses à l'intérieur d'une même strate, en particulier dans les zones

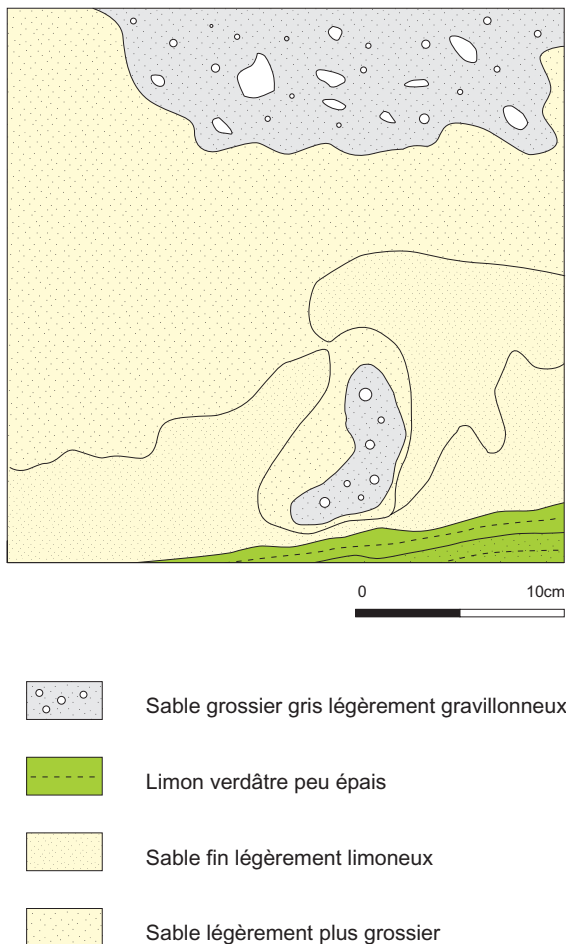


Fig. 56 : détail d'une section de la coupe STG 468, structures de charge, section verticale.

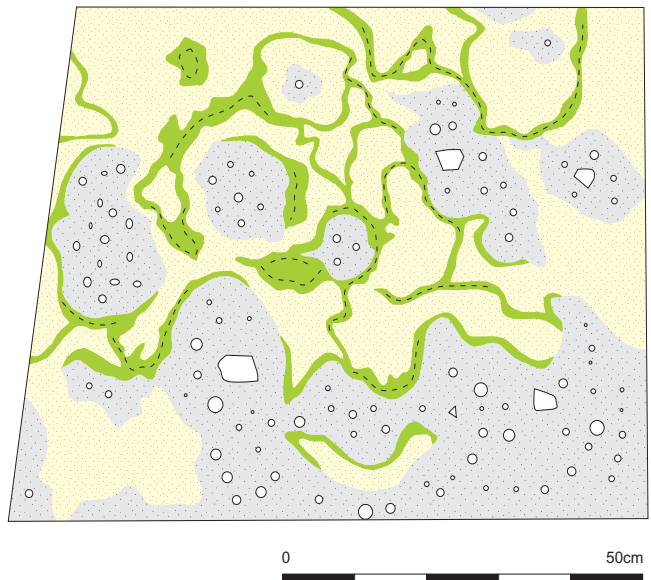


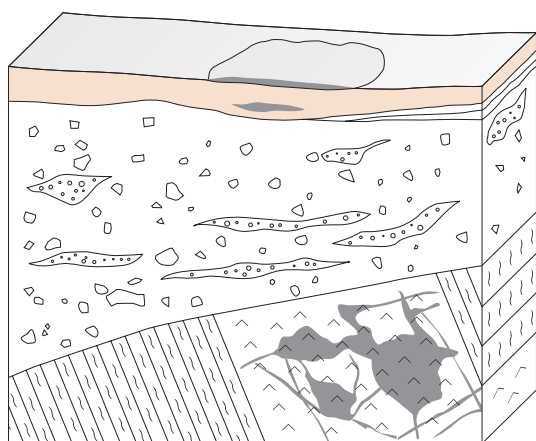
Fig. 57 : structures de charge, section horizontale.

à plus fort pendage. Les lamines présentent des plis dont l'amplitude est de l'ordre de 5 à 8 cm ; dans certains cas la structure laminée n'est pas détruite, dans d'autres cas, les déformations ont entraîné un démantèlement de la structuration interne de la strate. La composante latérale des déformations se marque par un déversement des structures vers l'aval. Les *pillar structures* sont des structures assez peu marquées, visibles principalement dans les séquences sableuses et sablo-limoneuses laminées, montrant une sorte de cheminée verticale en forme de fuseau où la lamination a été détruite.

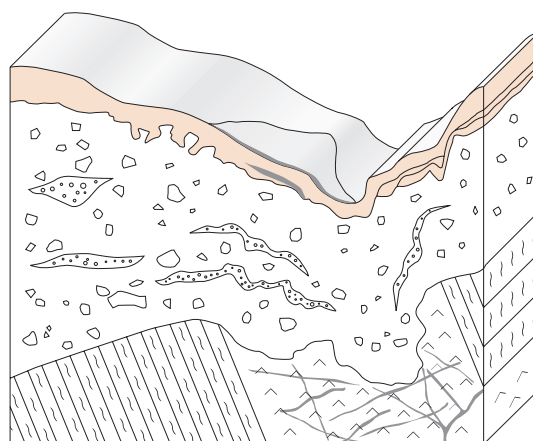
Les structures en poche et les pseudo-nodules sont à classer parmi les structures de charges, résultant de la superposition de matériaux de densité croissante (ANKETELL et al. 1970) ; dans le cas rencontré ici, ils sont en relation avec des phases cycliques d'apports plus grossiers correspondant à une hausse d'énergie temporaire. Les structures de charge présentes à la limite du tiers supérieur correspondent au passage d'une sédimentation distale à une sédimentation plus proximale dans la partie est de la dépression, caractérisée par une nette augmentation de la granulométrie du sédiment.



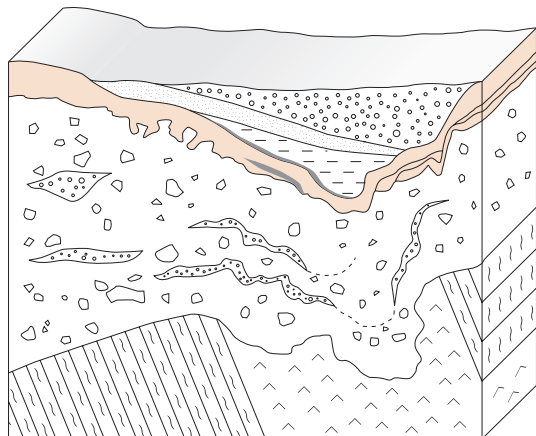
Fig. 58 : *convolute laminations* (photographie de la coupe d'un échantillon induré)



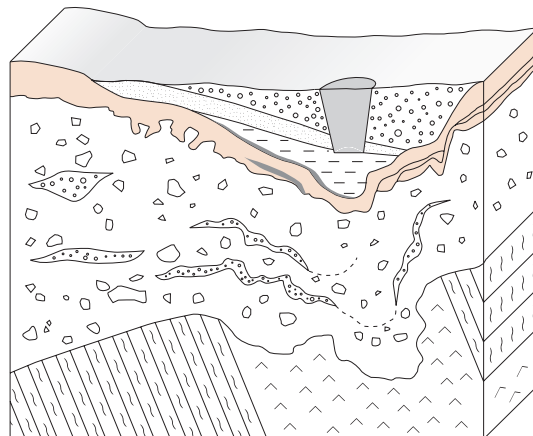
Stade 1



Stade 2



Stade 3



Stade 4



Niveaux d'occupation romains



Colluvions holocènes



Dépôts de gravité du Tardiglaciaire et de l'Holocène



Poches de dissolution du gypse



Substrat rocheux : gypse



Substrat rocheux : phyllites



Graviers de comblement de la dépression



Sable de comblement de la dépression



Limons de comblement de la dépression



Four à plâtre du Haut Moyen-Age

Fig. 59 : schéma montrant les principales étapes morphogénétiques de ce domaine ; Stade 1 : occupation romaine en surface, formation de poches de dissolution en profondeur dans la bande de gypse ; Stade 2 : effondrement allongé parallèle à la bande de gypse, les couches romaines sont déformées ; Stade 3 : comblement polyphasé de la dépression nouvellement formée ; Stade 4 : installation des fours à plâtre au Haut Moyen-Age.

Les *convolute laminations* se différencient typologiquement des figures de charge citées précédemment par le fait principal que nous avons dans ce cas, non plus des déformations affectant une interface entre deux strates ou plus, mais des déformations intra-strates. Ces *convolute laminations* peuvent être en relation avec des apports liés à des courants de turbidité dans la zone encore assez distale du comblement de la cuvette : étant donnée la forte déclivité de la pente de la cuvette dans sa terminaison est, il en résulte des glissements de petits paquets de sédiments pendant leur dépôt. Les *pillar structures* sont interprétés comme des structures d'échappement d'eau (*water escape structures* selon la classification de LOWE 1975) ; elles témoignent d'une fluidisation localisée et momentanée du sédiment après son dépôt, et d'une désaturation en eau alors que se produit une première compaction due à la surimposition de matériaux sur des sédiments encore riches en fluide interstitiel.

V. 2.2.3) dépression karstique, phase de déformation post-sédimentaire tardive

a) localisation

L'aire affectée par ces déformations est d'assez faible extension (quelques dizaines de mètres carrés), dans la partie centrale du domaine morpho-sédimentaire (fig. 52).

b) éléments de datation

Les déformations sont postérieures à l'utilisation et au comblement du four 7 (STR 597). La date la plus récente obtenue sur des charbons de bois présents dans le comblement de ce four (ARC 1134) est : 690-960 AD cal 2 sigma.

c) contexte environnemental et lithostratigraphique

Il s'agit dans ce cas du même contexte que celui évoqué précédemment pour les déformations de la première phase (cf. supra). La séquence sédimentaire affectée comprend, outre la séquence précédemment mentionnée pour le cas de la première phase, les dépôts postérieurs au comblement de la dépression résultant de l'effondrement de cette première phase et les matériaux du four.

d) style des déformations, classification et interprétation

Ce cas (fig. 52) montre de fortes déformations des sédiments et des matériaux de comblement du four sous forme de plis déversés : la coupe STG 605 montre un pli, assez peu lisible du fait qu'il affecte les matériaux grossiers du remplissage du four, fortement déversé vers l'aval du versant (flanc sud de la synforme déversé sur le flanc nord).

Ce phénomène peut être interprété comme résultant d'un nouveau soutirage plus localisé que le précédent. Au soutirage même se sont ajoutés des phénomènes gravitaires de « *collapses* » latéraux : étant donnée la

dissymétrie de la topographie (forte pente du terrain vers le sud), les phénomènes liés à la gravité ont été plus accentués sur le flanc sud de la nouvelle dépression, entraînant une dissymétrie entre les phénomènes de « *collapse* » du flanc nord et ceux du flanc sud.

V. 3) INTERPRÉTATIONS

Dynamique de mise en place ; évolution morphosédimentaire d'une doline du gypse : effondrement et comblement de la dépression aux époques historiques

La zone étudiée correspond vraisemblablement, durant l'époque romaine (époque augustéenne et IIe-IIIe siècle apr. J.-C.), à la périphérie amont de l'agglomération de Waldmatte-ouest, immédiatement en contrebas des reliefs du piémont. L'effondrement principal de la doline a eu lieu après la deuxième occupation romaine (IIe-IIIe siècle apr. J.-C.) ; il s'est alors formé une doline de forme ovalaire dont l'allongement correspond à la direction de l'affleurement de la bande de gypse (axe de la vallée du Rhône). L'effondrement a été plus accentué dans la partie orientale de la doline, où il a atteint quatre mètres, que dans la partie occidentale de celle-ci. Les structures d'effondrement rencontrées sont, d'une part des fissures d'extension et des failles, principalement sur le côté nord, d'autre part des inflexions avec étirement des couches sur le côté sud de la doline.

Après l'effondrement, le comblement s'est amorcé dans la partie basse de la dépression alors que cette aire s'est transformée en une petite mare temporaire, par colmatage du fond de la dépression par des matériaux fins. Après une phase de sédimentation en milieu calme (dépôts de limons vert-olive) a eu lieu une sédimentation à caractère torrentiel : la gouttière s'est rapidement comblée, depuis son extrémité orientale, par des sédiments de granulométrie de plus en plus grossière, d'abord à dominante sableuse, puis à dominante graveleuse (fig. 59). Dans la séquence à dominante sableuse, où les changements granulométriques ont été fréquents, se sont produits divers types de déformations qui résultent, d'une part, de phénomènes de surcharge localisée, d'autre part, de phénomènes de déstabilisation à petite échelle sur les flancs de la cuvette (*convolute laminations, micro-slumping*), et enfin de phénomènes de liquéfaction liés à la désaturation en eau du sédiment (fig. 60 et fig. 61). Ces phénomènes sont en relation avec le comblement rapide et la pente relativement abrupte de la cuvette. La dépression, allongée perpendiculairement à la pente générale, a vraisemblablement conduit à la capture partielle, et probablement intermittente, de bras de chenaux situés sur le flanc ouest du système torrentiel appartenant au cône ouest. Bien que les apports principaux proviennent de l'est, une activité torrentielle plus modeste provenant des pentes sud et

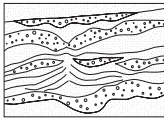
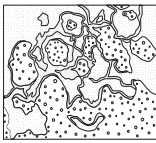
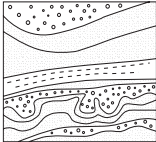
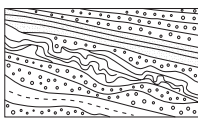
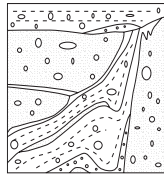
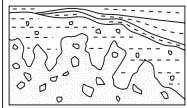
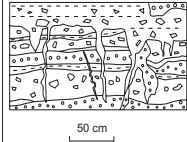
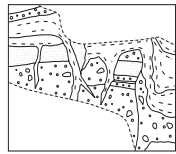
Styles de déformation	<i>Pillar structures</i>	Figures de charge, structures en poches	<i>Convolute laminations</i>	Structures de "collapse", plis, étirement des couches	Fissures, fentes en coin	Faillles
Exemples	 50 cm	 50 cm  20 cm	 50 cm	 50 cm	 50 cm  50 cm	 50 cm
Contexte rhéologique	Comportement fluide	Comportement plastique	Comportement plastique	Comportement plastique	Comportement élastique	Comportement élastique
	Liquéfaction	Déformations souples	Déformations souples	Déformations souples	Déformations cassantes	Déformations cassantes
	Déplacement vertical localisé à la zone de déplacement d'eau	Déplacement vertical seul ou largement dominant	Déplacements verticaux et horizontaux combinés	Déplacements verticaux et horizontaux combinés	Distension latérale sans décalage vertical	Déplacement vertical avec décalage relatif
Interprétations	Echappement d'eau par compaction dans une séquence à taux de sédimentation élevé	Surcharges localisées de sédiments grossiers sur des dépôts fins, séquence à taux de sédimentation élevé	<i>Slumping</i> , glissement synsédimentaire de petits paquets de sédiments sablo-limoneux laminés	"Collapse" par soutirage karstique dans le substrat (gypse)	Effondrement en "graben" du compartiment médian de la doline, réajustement du terrain sur ses flancs nord et sud	Effondrement en "graben" du compartiment médian de la doline, réajustement du terrain sur ses flancs nord et sud

Fig. 60 : dépression karstique : les déformations souples et cassantes, styles et contextes rhéologique.

Fig. 61 : dépression karstique : les déformations, contexte et chronologie.

Phases de déformation	Contexte sédimentaire et événementiel	Style des déformations	Éléments de chronologie
Phase 3	Déformations postsédimentaires, en relation avec le second effondrement (plus localisé) de la doline de gypse, après le fonctionnement des derniers fours à gypse	Plis déversés, collapses, soutirage	<i>Terminus post quem</i> : 760 - 900 cal AD
Phase 2	Déformations synsédimentaires, en relation avec le comblement rapide, à taux de sédimentation élevé, de la dépression allongée formée après le premier effondrement	Structures en poches, structures d'échappement d'eau (<i>pillar structures</i>) <i>convolute laminations</i> , structures de <i>slump</i>	<i>Terminus post quem</i> : IIe - IIIe siècle apr. J.-C. ; <i>terminus ante quem</i> : 570 - 890 cal AD
Phase 1	Déformations postsédimentaires, en relation avec le premier effondrement de la doline de gypse, après l'occupation romaine et avant le fonctionnement des premiers fours à gypse	Inflexions, failles, fissures de distension	<i>Terminus post quem</i> : IIe - IIIe siècle apr. J.-C. ; <i>terminus ante quem</i> : 570 - 890 cal AD

sud-ouest est attestée et a également contribué au comblement de la dépression. L'exutoire de cette structure en creux qui a drainé des apports du sud-est, du sud et du sud-ouest a conduit à des épandages torrentiels en aval vers le nord où avaient été établis précédemment des bâtiments romains.

A la fin du comblement, avant le VI^e-VII^e siècle de notre ère, le terrain a acquis une légère déclivité sud-est / nord-ouest du fait de la prédominance des apports de matériaux grossiers depuis le sud-est. L'aire, grossièrement nivelée après le comblement naturel probablement rapide, a alors été affectée à des activités artisa-

nales durant plusieurs siècles : deux fours à plâtre y ont été construits et l'un d'eux a fonctionné jusque vers le XI^e-XII^e siècle. Dans la partie ouest, postérieurement à l'activité du four le plus ancien, dont l'activité a cessé avant la fin du premier millénaire, un nouvel effondrement par soutirage s'est produit sur une surface plus localisée que le premier effondrement. Postérieurement, le pied de versant a acquis un nouveau profil d'équilibre, correspondant à celui que nous lui connaissons aujourd'hui, par l'accumulation de séquences colluviales, puis par le dépôt de limons de débordement de bisse.

LES PALEO-BERGES DE LA GAMSA

VI. 1) PRESENTATION

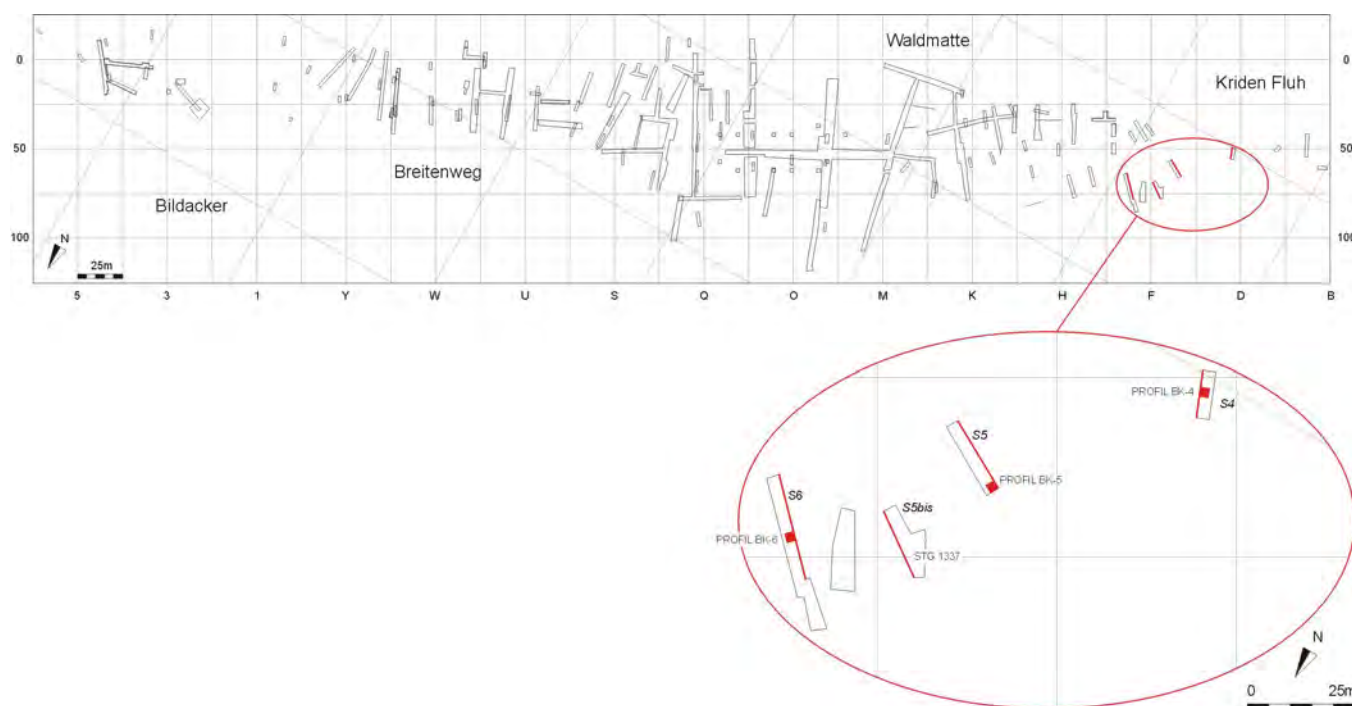


Fig. 62 : position des coupes étudiées dans le chapitre VI.

VI. 1.1) localisation, extension géographique : le contexte géomorphologique

Les sondages étudiés ici, appartenant aux sites de Waldmatte ouest et de Kriedenfluh (domaine morpho-sédimentaire G), sont situés dans le contexte suivant : la limite orientale du cône de la Gamsa se matérialise par une légère dépression, nettement visible sur les photographies aériennes, qui suit obliquement par rapport à l'axe de la vallée du Rhône le flanc abrupt du versant (fig. 4 et fig. 62). En amont du sondage BK S4, le substrat rocheux affleure sur les premiers contreforts

dominant les alluvions de la Gamsa. Il est constitué, d'une part de gypse, celui-ci ayant fait l'objet d'une exploitation assez récemment, d'autre part de schistes argileux, ces deux faciès étant rattachés à l'Helvétique (zone de Termen). La limite entre l'Helvétique et le Pennique (calcschistes de la zone Sion-Courmayeur) est située quelques dizaines de mètres en amont (BURRI *et al.* 1993). Plus à l'est, en amont des sondages BK S5 et BK S6, le relief bien accentué résulte de l'accumulation de la masse de dépôts de gravité de la séquence tardiglaciaire.

L'étude des photographies aériennes en stéréoscopie avait déjà permis, avant les investigations de terrain, d'envisager l'existence d'un bras de la Gamsa relativement récent, orienté sud-ouest / nord-est, et venant vraisemblablement s'étaler dans la plaine du Rhône aux lieux-dits *Gamsnergrund* et *Grundbiel*. Les observations faites lors des travaux de terrassement précédant la construction de la villa Zentriegen 1 avaient montré que l'on se trouvait, à cet emplacement, sur l'axe d'anciens chenaux très actifs du cône de la Gamsa. La campagne de sondages effectuée dans cette zone a confirmé l'existence de dépôts alluviaux appartenant à l'extrémité est du cône de la Gamsa.

VI. 1.2) éléments de chronologie

Huit dates ont été obtenues par méthode AMS par le laboratoire de C14 de l'Institut de Géographie de l'Université de Zürich, sept parmi celles-ci concernent des échantillons de charbons de bois prélevés en stratigraphie dans des séquences naturelles (sondages BK S4, S5 et S6), la huitième provient de fragments de bois prélevés en planimétrie dans un trou de poteau : ces dates s'échelonnent sur environ deux millénaires, entre 1228-926 BC cal 2 sigma (UZ-4114 / ETH-18202 : 2885 +/-55 y BP) et 1048-1215 AD cal 2 sigma (UZ-4032 / ETH-17787 : 865 +/- 50 y BP).

VI. 2) DOSSIER DOCUMENTAIRE

VI. 2.1) documentation stratigraphique : descriptif des coupes de référence

Sept sondages ont été effectués dans cette zone (**fig. 62**). Les quatre sondages étudiés en détail (S4, S5, S5bis et S6), tous sensiblement perpendiculaires à l'axe correspondant à la limite piémont / cône de la Gamsa, présentent certaines similarités entre eux : chacun d'eux montre le passage entre des dépôts de pente au sud (colluvions plus ou moins grossières) et une sédimentation alluviale au nord, montrant des faciès granulométriques variés.

VI. 2.1.1) Sondage BK S1

Alluvions grossières de la Gamsa vers 666,50 m : blocs émoussés, diamètre de 50 à 60 cm, recoupées au sud du sondage par un chenal, comblé par un matériel de taille plus petite (5 à 10 cm), matrice sablo-gravillonneuse hétérométrique, surmonté par des colluvions et des dépôts de bisse.

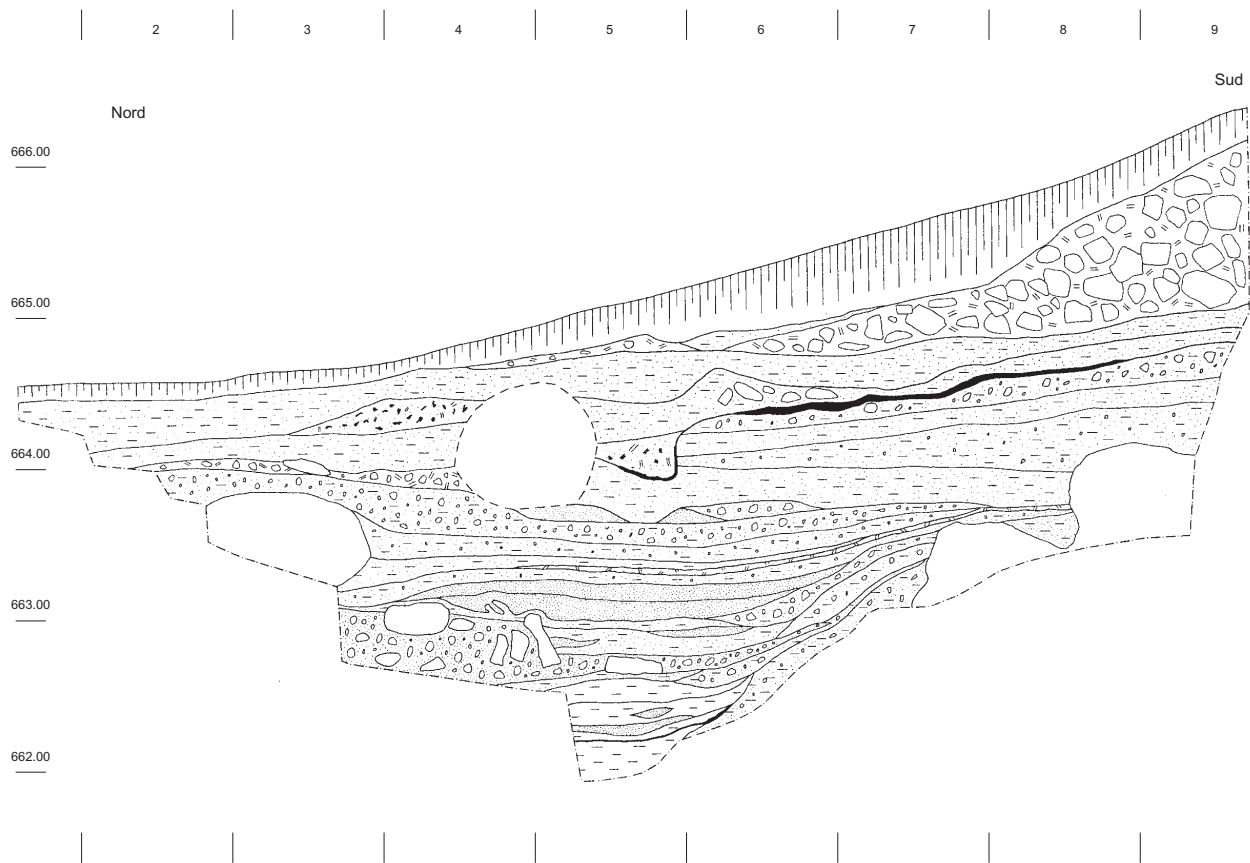


Fig. 63 : sondage S4, lithostratigraphie et géométrie des dépôts.

VI. 2.1.2) Sondage BK S2 :

Affleurement de blocs plurimétriques de gypse vers 660 m (amont et centre du sondage) / 667,50 m (aval du sondage). Entre les blocs, accumulation de matériel colluvial ; niveau rubéfié et charbons au contact des blocs. Il s'agit de substrat karstifié ou de blocs d'éboulement en position secondaire. Dépôts torrentiels postérieurs au niveau rubéfié au nord du sondage (aval) à la cote 667,50-668,50 m.

VI. 2.1.3) Sondage BK S3 :

Alluvions grossières de la Gamsa à 665,50 m : gros blocs (diamètre : 15-20 cm) émoussés, sans matrice, colmatage postérieur par des limons et sables gris-bleu. La position géométrique et altimétrique de ces dépôts constitue un argument en faveur de la position secondaire des gypses dans le sondage 2 : un effondrement de blocs de gypse (observés dans le sondage 2) est vraisemblablement venu recouvrir un ancien lit de la Gamsa (observé dans le sondage 3).

VI. 2.1.4) Sondage BK S4 : (fig. 63)

Le substrat rocheux affleure à la base amont du sondage sur environ deux mètres ; il est constitué de schistes argileux gris-vert à gris-bleu appartenant à la série de Termen, fortement altérés en surface (teinte rouille, aspect pulvérulent). Dans la partie amont, les colluvions les plus anciennes sont constituées à partir du matériel de démantèlement de ce substrat rocheux (inclusions d'éléments fortement altérés).

La limite de faciès entre colluvions et alluvions fines et grossières attribuées à la Gamsa (limons vert-olive et jaune-ocre, échantillons 2, 4 et 6 ; sable jaune, échantillon 5 ; galets à matrice sablo-gravillonneuse jaunâtre, échantillon 3) est nette et montre que l'interaction entre les deux processus s'est poursuivie sur une période probablement assez longue sur le même emplacement, laps de temps qu'il est difficile de chiffrer. Deux dates radiocarbone ont été obtenues sur la moitié inférieure de cette séquence de base. La plus ancienne, **BK 97/3 (UZ-4096 / ETH-18186) : 1985 +/- 55 y BP (116 BC, 160 AD cal 2 sigma)** correspond à la fin de la séquence colluviale de base et aux premières intercalations alluviales attribuées à la Gamsa reconnues dans ce profil ; **BK 97/1 (UZ-1814) : 1005 +/- 55 y BP (912-1175 AD cal 2 sigma)** correspond à la fin de la seconde intercalation de colluvions latérales dans les alluvions de la Gamsa, antérieurement au dépôt d'alluvions grossières. D'après ces deux dates, la première moitié de cette phase d'interaction entre colluvions de pente issues du démantèlement du substrat rocheux altéré et alluvions de la Gamsa aurait perduré du début du premier millénaire après J.-C. au début du millénaire suivant.

La seconde moitié de la séquence sédimentaire, postérieurement à un dépôt torrentiel attribué au versant du Glishorn (sable gris, échantillon 1), montre une dominante de la sédimentation colluviale fine (sables limoneux brun-beige à rares cailloux et granules). L'intercalation à trois reprises dans les deux tiers supérieurs de séquence sédimentaire de niveaux de gypse, dont un associé à un niveau charbonneux, pourrait témoigner de l'exploitation du gypse en rapport avec l'activité historique des fours. La date obtenue, **BK 97/2 (UZ-4095 / ETH-18186) : 2575 +/- 55 y BP (818-485 BC cal 2 sigma)**, correspondant à un niveau charbonneux associé au dépôt anthropique médian de gypse présent dans le tiers supérieur de la coupe, paraît en contradiction avec les données de la stratigraphie (date beaucoup trop ancienne).

VI. 2.1.5) Sondage BK S5 (fig. 64 et fig. 65)

A la base, des dépôts de gravité (diamictes à matrice sablo-limoneuse gris verdâtre à cailloux et blocs, échantillon 16) constituent le substrat (Tardiglaciaire ou Holocène ancien) de la séquence. Une première séquence de colluvions nappe ce substrat et est recouverte par un aménagement constitué de gros blocs joints (aménagement de digue = STR 2572 ; **état 1a**) ; il n'existe pas d'éléments de datation directs pour cet aménagement qui recouvre un trou de poteau (STR 2598C ; corrélations stratigraphiques avec les données planimétriques de la fouille TERA) daté de 1228-926 BC cal 2 sigma (UZ-4114 / ETH-18202 : 2885 +/- 55 y BP). La première séquence d'alluvions fines reconnue dans le profil BK S5 (limons homogènes, échantillons 28, 27 et 26) repose en transgression sur la digue. Dans la partie aval de la coupe, s'intercalent ensuite des dépôts de pente, comprenant des éléments de démolition de l'aménagement construit précédemment et des colluvions, et des alluvions fines de la Gamsa (échantillon 25). Une séquence de colluvions (échantillons 31 et 30) nappe une grande partie de la surface et constitue le substrat d'un niveau archéologique (échantillon 29) qui a permis d'avoir un *terminus post quem* de 140 apr. J.-C. (datation de deux monnaies avec corrélation latérale assurée). Une nouvelle séquence d'alluvions fine (limons ocre beige, à laminations diffuses, échantillons 24 et 23) sédimente en aval. Une épaisse séquence de colluvions, constituée de deux nappes distinctes (échantillons 22 puis 21, 20 et 19 = échantillons 13 puis 12 et 11) recouvre les alluvions jusqu'à l'aval ; une structure archéologique (STR 2479) s'insère, en amont, entre ces deux nappes colluviales. Le sommet de cette séquence de colluvions, matérialisée par un niveau charbonneux (échantillon 18) est daté de 250-200 apr. J.-C. par du matériel céramique. Postérieurement, des limons sableux organiques et des laminites (échantillons 17, 10, 9, 8, 7 et 6) sédimentent à l'aval, alors que plus en amont (partie centrale de la coupe) se déposent d'épaisses nappes de colluvions. Une nouvelle nappe de colluvions brunâtres (échantillon 5) vient recouvrir

les alluvions fines de la Gamsa en aval de la coupe. Par la suite (échantillons 4, 3 et 2), des sables lités et des gravillons grisâtres, attribués à une phase d'activité du versant du Glishorn constituent une épaisse séquence dans la partie aval ; l'échantillon **BK 97/7 (UZ-4032 / ETH-17787)** : 865 +/- 50 y BP (1044-1269 AD cal 2 *sigma*) correspond à la base de cette séquence torrentielle. Des dépôts de débordement de bisses, humifères au sommet, terminent la séquence du profil BK S5.

VI. 2.1.6 Sondage BK S5 bis, (STG 1337) : (fig. 66).
 En amont (au sud), les dépôts de gravité tardiglaciaire ou holocène ancien affleurent à la base de la coupe : ce sont des diamictes sablo-limoneuses gris verdâtre à cailloux et blocs, dont la limite supérieure montre un fort pendage vers le nord. Ces dépôts sont surmontés par un aménagement de blocs constituant un pavement

d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur reconnu sur les mètres sud de la coupe et interprété comme un aménagement de berge (**état 1a**). Postérieurement, la partie centrale de la coupe s'est située, durant un laps de temps vraisemblablement assez long, au point de contact entre les faciès colluviaux au sud et les faciès alluviaux attribués à la Gamsa au nord. Dans un premier temps, des colluvions sablo-limoneuses brunâtres se sont déposées en amont, sur les aménagements de berge à fort pendage, alors qu'en aval se sont déposées des alluvions fines assez homogènes, vert olive, dans une zone correspondant vraisemblablement à une dépression assez marquée. Postérieurement, plusieurs nappes de colluvions brunâtres sont venues recouvrir ces alluvions fines jusqu'au centre de la coupe, deux aménagements d'origine anthropique (**état 2**) venant s'intercaler entre les trois nappes colluviales. En con-

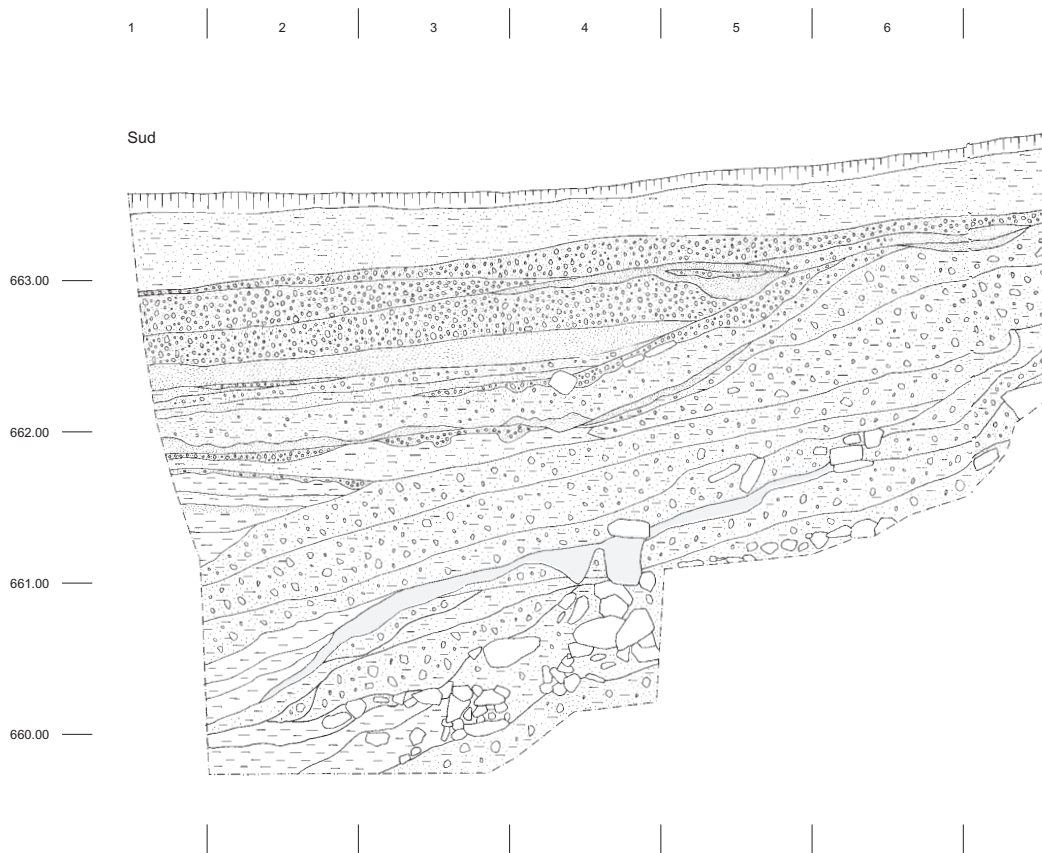


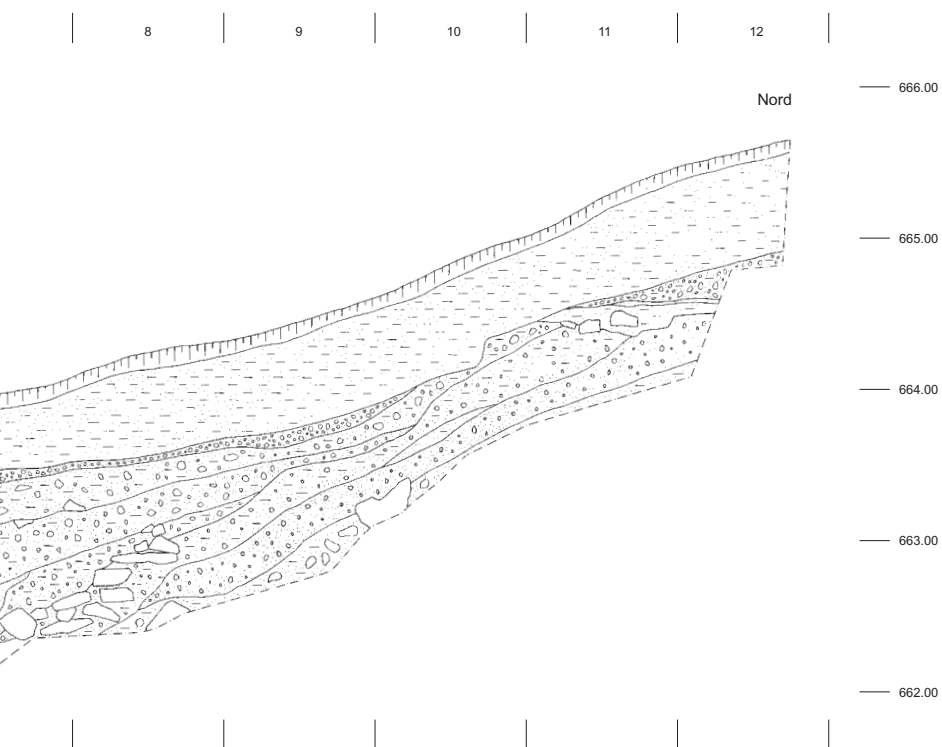
Fig. 64 : sondage S5, lithostratigraphie et géométrie des dépôts.

temporanéité, puis postérieurement à la dernière nappe colluviale, s'est déposée une importante séquence alluviale attribuée à la Gamsa : ce sont des dépôts lenticulaires sablo-gravillonneux imbriqués dans des dépôts limoneux jaunâtres. Comme dans les deux sondages précédemment décrits, une séquence de colluvions fines vient sceller la séquence alluviale fine supérieure sur toute la longueur du profil. Cette séquence est surmontée par des dépôts torrentiels (sables grisâtres), vraisemblablement en relation avec une activité du versant du Glishorn, puis par des limons de débordement de bisse, humifères au sommet.

VI. 2.1.7) Sondage BK S6 : (fig. 67)

Seule la partie aval (7,5 mètres linéaires) de ce dernier sondage a été étudiée du point de vue sédimentologique. La séquence la plus ancienne reconnue correspond

à une phase colluviale, sur laquelle viennent reposer en transgression des alluvions de la Gamsa (limons et sables gravillonneux). La date **BK 97/4 (UZ-4029 / ETH-17784) : 2060 +/- 55 y BP (192 BC, 62 AD cal 2 sigma)** correspond à la première intercalation d'alluvions fines de la Gamsa entre deux séquences colluviales. L'extrémité sud du relevé montre ensuite une limite nette entre les colluvions brun-beige au sud (échantillons 14 et 13) et les alluvions vert-olive au nord. Les faciès alluviaux comprennent, d'une part des limons sableux, d'autre part des graviers à matrice sableuse (échantillon 7) délimités dans des remplissages de chenaux. Une seconde phase alluviale, légèrement transgressive dans sa partie supérieure, recouvre la première : ce sont des limons sableux et des sables limoneux jaunâtres (échantillons 12, 11, 10, 9 et 8) dans lesquels s'interstratifient de petits chenaux sableux (échantillon 6) la



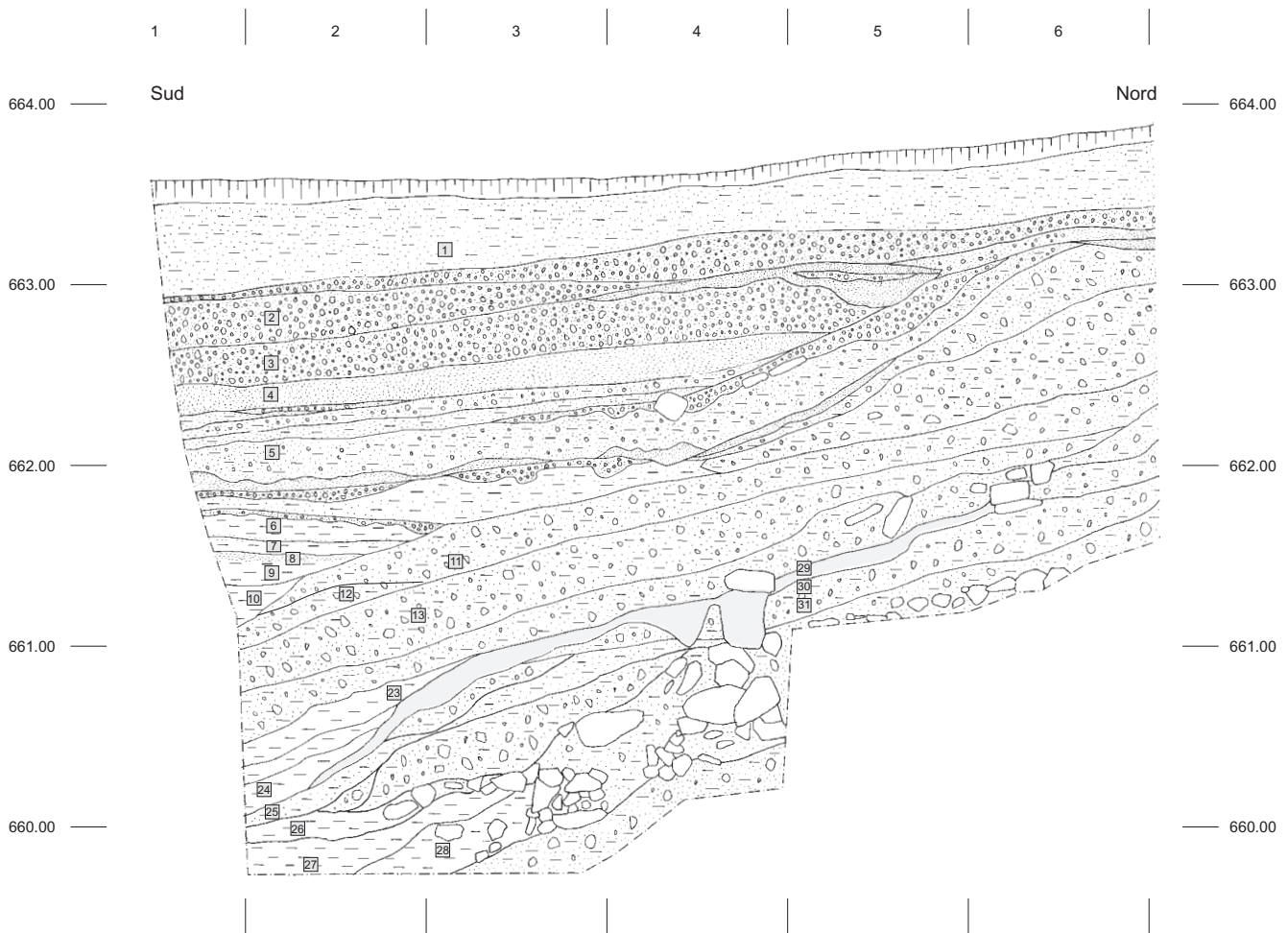


Fig. 65 : sondage S5 aval, position des échantillons sédimentologiques (1/40e).

date **BK 97/5 (UZ-4030 / ETH-17785)** : 1130 +/- 55 y BP (785-1007 AD cal 2 sigma) correspond au début de cette seconde séquence alluviale. Postérieurement des alluvions se déposent plus au nord, à une altitude plus basse, témoignant d'un probable surcreusement du lit alluvial : ce sont des gravillons sableux (échantillon 3) des galets à matrice sableuse (échantillon 2), des sables (échantillon 4) et des limons sableux, parfois à laminations granulométriques. La date **BK 97/6 (UZ-4031 / ETH-17786)** : 1335 +/- 55 y BP (628-848 AD cal 2sigma) correspond à cette troisième séquence d'alluvions, dont le lit surcreuse les deux séquences d'alluvions précédentes.

Des colluvions fines viennent ensuite combler la petite dépression qui persistait et rétablir un profil d'équilibre. La séquence se poursuit par de nouveaux apports torrentiels (sables gravillonneux grisâtres, vraisemblablement liés à une activité du versant du Glishorn), puis par une importante nappe de colluvions alors qu'en aval (nord) s'amorce un dépôt très grossier (gros blocs à matrice sablo-limoneuse) dans un chenal à bord abrupt ; les limons de débordement de bisse, humifères au sommet, terminent la séquence.

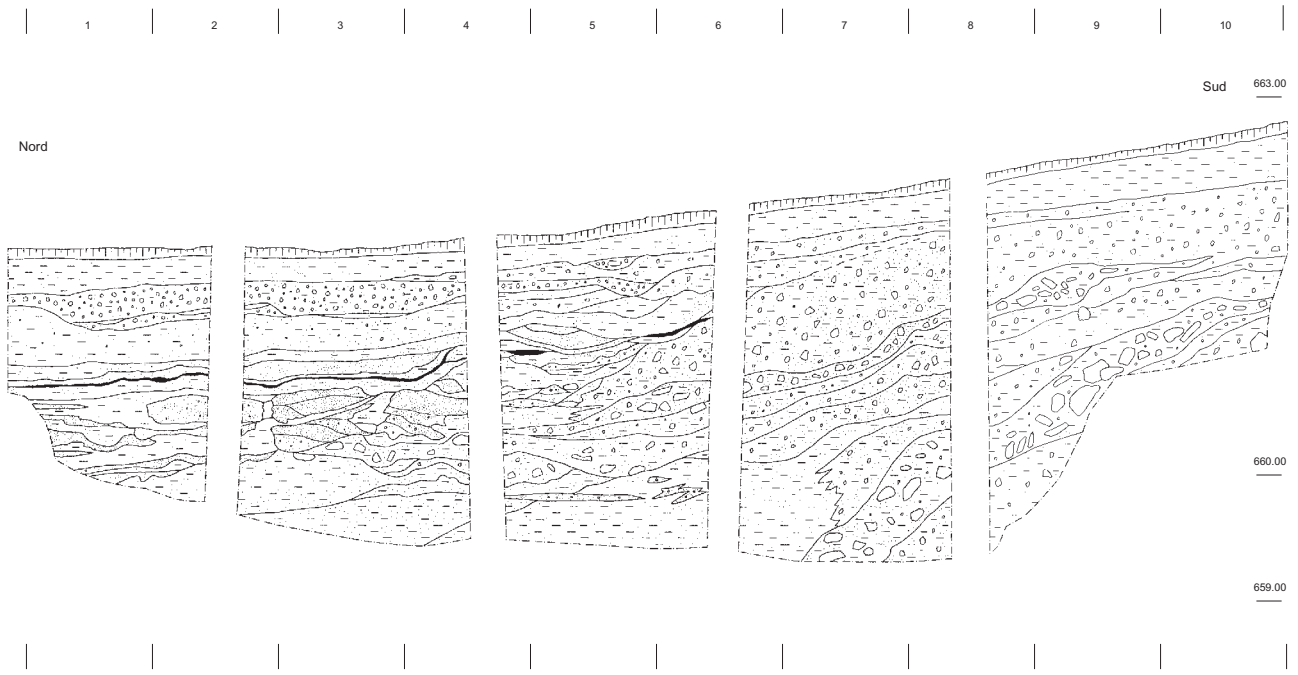


Fig. 66 : sondage BK 5 bis (coupe STG 1337), lithostratigraphie et géométrie des dépôts (1/60e).

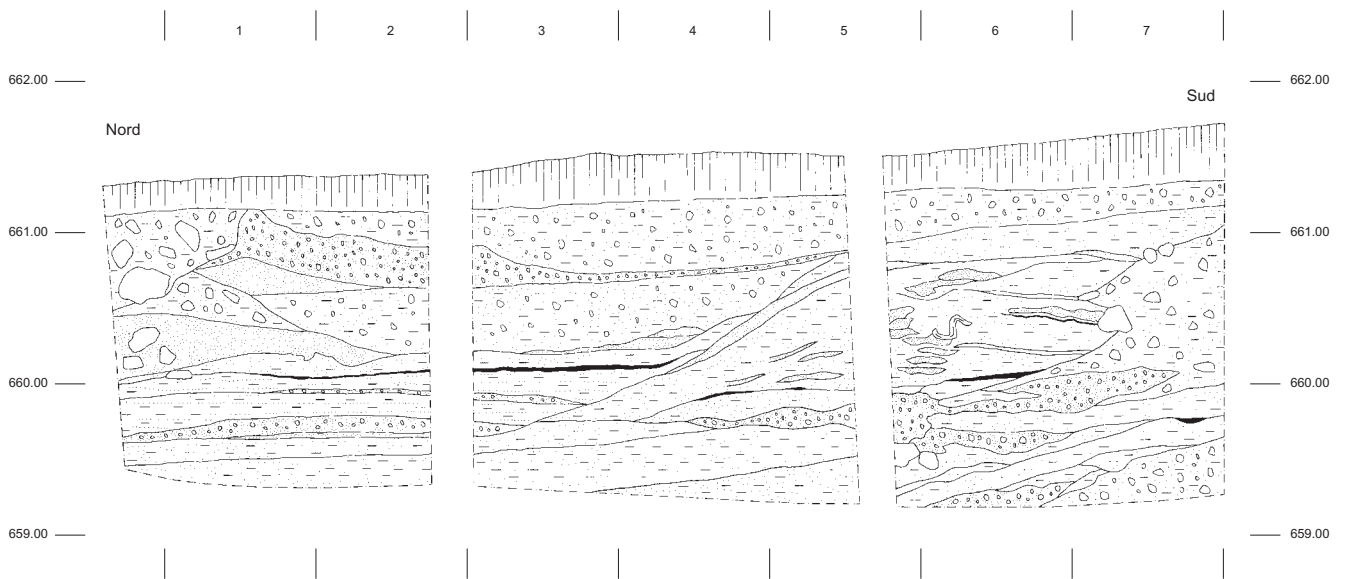


Fig. 67 : sondage S6, lithostratigraphie et géométrie des dépôts.

VI. 3) DYNAMIQUE DE MISE EN PLACE : CORRELATION ENTRE LES SONDRAGES ET EVOLUTION MORPHO-SEDIMENTAIRE DE LA PALEO-BERGE DE LA GAMSA

Parmi les quatre sondages étudiés de façon détaillée, deux d'entre eux (BK S5 et BK S6) présentent des possibilités de corrélation, d'une part du fait de la similitude des faciès reconnus, d'autre part grâce aux données de planimétrie offertes par la fouille. Le sondage BK S4, situé plus à l'ouest, présente un contexte assez différent, rendant les corrélations délicates. Les données présentées dans la figure **fig. 68** proposent de montrer la séquence-type établie par corrélation des sondages précédemment mentionnés, les éléments de chronologie provenant, d'une part des datations C14 effectuées sur des échantillons issus de ces profils, d'autre part de données typo-chronologiques et numismatiques issues de la fouille et corrélées avec les profils (PACCOLAT et al. 1999).

La succession reconnue comprend une vingtaine d'unités sédimentaires, naturelles ou anthropiques, montrant que cette zone fut soumise, en alternance ou de manière simultanée, aux influences du versant (dépôts de gravité, colluvions, apports torrentiels du versant du Glishorn) et d'un bras oriental du cône de la Gamsa, influences que l'homme chercha à contrôler (aménagement de terrasses et de « talus-digue »). Ce sont, des plus anciens aux plus récents :

-ensemble I : des diamictes à blocs et cailloux peu émoussés dans une matrice sablo-limoneuse gris-vert, attribuées à la fin du Tardiglaciaire ou au début de l'Holocène par corrélation de faciès avec les formations étudiées sur d'autres parties du site, et en particulier dans le domaine F, situé à proximité immédiate, en amont des profils étudiés ici ; ces formations sont en grande partie responsables du relief assez marqué sur cette partie du site ;

-ensemble II : des colluvions fines, brun-beige, vraisemblablement mises en place après des épisodes érosifs postérieurs aux pédogenèses holocènes, les niveaux affectés par ces pédogenèses n'ayant été reconnus dans aucun des trois profils, alors qu'ils sont présents quelques dizaines de mètres en amont, dans le domaine F (chap. III. 2.2.4) ;

-ensemble III : les témoins d'occupation humaine les plus anciens pour cette zone, bien que modestes puisqu'il s'agit uniquement d'un trou de poteau daté de 1228-926 BC cal 2 sigma, ce vestige atteste de l'occupation de cette partie du site à la fin de l'âge du Bronze ;

-ensemble IV : un aménagement de berge (« talus-digue »), non daté avec précision (*terminus ante quem* : 192 BC-62 AD cal 2 sigma) reconnu de part et d'autre d'une avancée du substrat, correspondant à l'«**Etat 1a** » défini par l'étude archéologique (PACCOLAT et al. 1999) ; les occupants du site cherchent vraisemblablement, dès cette époque, à limiter l'action érosive du bras de la Gamsa sur le bas de pente ;

-ensemble V : ce sont des dépôts colluviaux formés à partir du remaniement des dépôts de gravité de l'ensemble I.

-ensemble VI : une première séquence d'alluvions attribuées à la Gamsa : ce sont des alluvions fines dans les sondages BK S5 et BK S5 bis (limons laminés et limons sableux olive) et des sédiments sablo-limoneux à lentilles sablo-gravillonneuses dans le sondage BK S6, datées de 192 BC-62 AD cal 2 sigma (**BK 97/4**) ;

-ensemble VII : cet ensemble sédimentaire correspond à des colluvions et à des faciès de démantèlement naturel de la digue sur le talus (« **Etat 1b** » ; PACCOLAT et al. 1999) dans les sondages BK S5 et BK S6 ; les aménagements de berge construits précédemment sont en grande partie détruits, les blocs se retrouvant en position secondaire en aval, intercalés dans les alluvions fines de la Gamsa ;

-ensemble VIII : une nouvelle séquence alluviale de la Gamsa dans les sondages BK 5 et BK 5 bis ;

-ensemble IX : une séquence de colluvions brunâtres ;

-ensemble X : un niveau archéologique correspondant à une reconstruction de la digue (« **Etat 2** » ; PACCOLAT et al. 1999) donnant un *terminus post quem* de 140 apr. J.-C. ;

-ensemble XI : une nouvelle séquence alluviale de la Gamsa ;

-ensemble XII : une séquence de colluvions brun-beige ;

-ensemble XIII : un niveau archéologique correspondant à « **l'Etat 3** » (aménagement de terrasses, PACCOLAT et al. 1999) ;

Ensembles sédimentaires	Lithologie	Séquence-type	Chronologie	BK 5 : n° d'échantillons	BK 6 : n° d'échantillons	Dynamique sédimentaire
XXII		Limons sableux humifères	Actuel			Humus moderne
XXI		Limons sableux beiges		1, 14		Débordement de bisses
XX		Blocs et galets, chenaux				Dépôts torrentiels grossiers de la Gamsa dans des chenaux
XIX		Sables limoneux à cailloux				Colluvionnements
XVIII		Graviers triés gris-bleu	BK 5 9777 : 1044-1289 AD	2, 3, 4		Dépôts torrentiels du versant du Glishorn
XVII		Sables limoneux à cailloux		5		Colluvionnements
XVI		Limons beiges	BK 6 9776 : 628-848 AD		2, 3, 4	Alluvionnement fin de la Gamsa
XV		Limons beiges	BK 6 9775 : 785-1007 AD ; BK 4 9771 : 912-1175 AD	6, 7, 8, 9, 10-17, 18	5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12	Alluvionnement fin de la Gamsa
XIV		Sables limoneux à cailloux	200-250 apr. J.-C. (dommées de la céramique)	19, 20, 21	13, 14	Colluvionnements
XIII		STR 2479				Mur de terrasse (état 3)
XII		Sables limoneux à cailloux		22		Colluvionnements
XI		Limons beiges		23, 24		Alluvionnement fin de la Gamsa
X		STR 2518 et 2568	<i>Terminus post quem</i> 140 apr. J.-C. (monnaies)	29		Reconstruction de la digue (état 2)
IX		Sables limoneux à cailloux		30, 31		Colluvionnements
VIII		Limons beiges		25		Alluvionnement fin de la Gamsa
VII		Accumulation de blocs				Démolition de la digue (état 1b)
VI		Limons beiges	BK 6 9774 : 192 BC-62 AD ; BK 4 9773 : 116 BC-160 AD	26, 27		Alluvionnement fin de la Gamsa
V		Sables limoneux à cailloux		28		Colluvionnements
IV		STR 2572, aménagement de rive				Construction de la digue (état 1)
III		STR 2598C, trou de piquet	1228-926 BC			Premiers indices d'occupation dans cette partie du site
II		Sables limoneux à cailloux				Colluvionnement après un long hiatus
I		Diamicites gris-vert à blocs émoussés	Tardiglaciaire ou Holocène ancien	16		Dépôts de gravité anciens

Fig. 68 : corrélation entre les séquences et les échantillons sédimentologiques des sondages BK5 et BK6, chronologie des événements datés par radiocarbone.

-ensemble XIV : des colluvions, renfermant les derniers vestiges archéologiques et dont le sommet donne un *terminus post quem* de 200-250 apr. J.-C. ;

-ensemble XV : une séquence d'alluvions de la Gamsa datée de 785-1007 AD cal 2 sigma (BK 97/5) ;

-ensemble XVI : une seconde séquence d'alluvions de la Gamsa, datée de 628-848 AD cal 2 sigma (BK 97/6), qui se caractérise dans le sondage BK S6 par un enfoncement marqué du lit du bras ;

-ensemble XVII : une séquence de colluvions qui viennent colmater la zone aval ;

-ensemble XVIII : des alluvions torrentielles du versant du Glishorn, caractérisées par leur teinte gris-bleu et leur teneur en carbonates (calschistes) plus élevée que celle des dépôts de la Gamsa, datées de 1048-1215 AD cal 2 sigma pour le début de cette séquence (BK 97/7) ;

-ensemble XIX : des colluvions qui viennent une nouvelle fois napper la zone aval ;

-ensemble XX : des alluvions grossières de la Gamsa (chenal à remplissage de boulets et gros blocs) dans la partie aval du sondage BK S6, en corrélation

probable avec les dépôts reconnus lors des travaux de terrassement effectués à Zentriegen 1 ;

-ensemble XXI : des limons de débordement de bisse ;

-ensemble XXII : l'humus actuel, développé sur les limons de débordement de bisse.

Ce domaine est occupé dès l'âge du Bronze. Des aménagements d'assez grande ampleur sont effectués probablement dès la fin de la protohistoire, en relation avec l'activité d'un bras oriental du cône de la Gamsa. L'occupation est attestée jusque vers le troisième siècle de notre ère. L'activité alluviale de la Gamsa perdure jusque vers la fin du premier millénaire. Il semble que ce bras oriental ne soit plus très actif à partir du début du deuxième millénaire de notre ère, des nappes colluviales, issues du versant, venant à deux reprises colmater la partie aval de la zone étudiée. Une phase de dynamique active du versant du Glishorn se situe vers le XIIe siècle. Aux périodes récentes, une nouvelle activité d'un bras de la Gamsa se manifeste. Les limons de débordement de bisse constituent à l'est le dernier dépôt de la séquence alors que plus à l'ouest (BK S4), une activité artisanale puis industrielle d'exploitation de gypse se poursuit jusqu'à récemment.

SYNTHESE DES DONNEES

VII. 1) LES FACIES SEDIMENTAIRES :
CARACTERISTIQUES

VII. 1.1) éléments pris en compte

Le corpus d'échantillons traités pour l'étude granulométrique des fractions grossières comprend le profil BW I, échantillonné dans la coupe Tr.1 et quelques échantillons du profil BW X, échantillonné dans la coupe Tr.15.

Le corpus d'échantillons traités pour l'étude granulométrique inférieure à 2 mm (sables / limons / argiles) comprend 181 échantillons provenant des profils stratigraphiques de Gamsen (Waldmatte, Bildacker et Kriedenfluh) auxquels s'ajoutent 21 échantillons du référentiel de comparaison provenant des environs immédiats du site ou du site même, et 11 échantillons prélevés sur la fouille (échantillons ES).

-les échantillons provenant des profils stratigraphiques appartiennent à des paléo-faciès sédimentaires dont le contexte de mise en place, ainsi que l'agent de transport sont déduits des observations de terrain (description macroscopique, structures sédimentaires associées à ces faciès, relations spatiales -chronostratigraphiques et / ou géométriques- entre les différents faciès rencontrés).

-les échantillons des faciès de comparaison appartiennent, pour la plupart d'entre eux, à des dépôts actuels dont on connaît le contexte de mise en place, l'agent de transport et le contexte de provenance des matériaux (bassin-versant).

Ces échantillons ont été répartis en différents faciès :

-dynamique de gravité à fort déplacement :

- éboulement ;
- lave torrentielle de Glis-Holzji ;
- lave torrentielle, contexte périglaciaire ;
- lave torrentielle, contexte holocène ;
- coulées de débris à matrice sablo-gravillonneuse ;

-dynamique de gravité à faible déplacement :

- colluvions grossières à moyennes, gris-beige ;
- colluvions fines, gris-beige ;
- colluvions rougeâtres ou panachées, grossières à moyennes ;
- colluvions remaniant des limons rhodaniens ;

-dépôts hydrodynamiques du versant du Glishorn :

- dépôts de ruissellements ;
- alluvions torrentielles de versant Glishorn (faciès peu trié) ;
- alluvions torrentielles de versant Glishorn (faciès bien trié dans les sables moyens) ;
- alluvions torrentielles de versant Glishorn (faciès redressé dans les sables grossiers) ;
- limons de débordement de bisses ;
- ruissellements actuels localisés sur le site ;

-dépôts hydrodynamiques de la Gamsa :

- alluvions grossières de la Gamsa (1), faciès redressé dans les sables grossiers ;
- alluvions grossières de la Gamsa (2), faciès bien trié dans les sables moyens ;
- alluvions grossières de la Gamsa (3), faciès peu trié ;
- alluvions fines de la Gamsa (1), sables limoneux ;
- alluvions fines de la Gamsa (2), limons sableux ;
- alluvions fines de la Gamsa (3), sables fins ;
- alluvions fines de la Gamsa (4), limons ;
- sables actuels du lit de la Gamsa ;

-dépôts hydrodynamiques du Rhône :

- alluvions actuelles des berges du Rhône (lit mineur) ;
- alluvions du Rhône (limons de débordement, plaine alluviale) ;
- alluvions actuelle du Rhône (limons de débordement de crue) ;

-contexte paraglaciale :

- graviers et sables gravilloneux fluvio-glaciaires ;
- sables et limons glacio-lacustres ;

-dépôts anthropogènes :

- sols d'occupation ;
- placages, bourrelets et soles de foyer d' « argile bleue ou verte » ;
- remblais ;

-sédiments de comparaison :

- sédiments échantillonnés au Pont Napoléon et à Ried-bei-Brig (« niveau gris intermédiaire » de Aubert (1980) = moraine de fond).

Les courbes granulométriques ainsi que les diagrammes binaires et triangulaires ont été utilisés ici pour discriminer les sédiments étudiés :

-les courbes granulométriques cumulatives permettent d'appréhender visuellement la granulométrie du sédiment : décalées vers la gauche pour les sédiments fins, vers la droite pour les sédiments plus grossiers ; fortement redressées pour les dépôts bien triés, rectilignes pour les sédiments très mal classés ;

-la médiane (en dimension de grain) et le *sorting index* ($\log(Q3/Q1)$), en indice, deux paramètres granulométriques, respectivement mesurés et calculés d'après les valeurs des abscisses correspondant aux points d'intersection de la courbe cumulative aux ordonnées de 50 %, 25 % et 75 %, permettent de quantifier ces données qualitatives respectives que sont la texture ou « grossièreté » du sédiment et le classement des particules ; le diagramme binaire *sorting index* / médiane, mettant en corrélation ces deux paramètres, permettra de regrouper les échantillons en fonction de la taille de leurs particules et du tri de celles-ci (**fig. 82**) ; Selmer Olsen (SELMER OLSEN 1954) a largement utilisé ce type de diagramme à partir d'indices calculés à partir de courbes cumulatives allant jusqu'aux cailloux (50 mm) ; cet auteur a effectué de nombreux tests sur des dépôts actuels et établi sur ce diagramme des plages spécifiques pour les faciès morainique, fluvio-glaciaire, fluvatile, lacustre et éolien ; les données présentées ici sur le site de Gamsen sont calculées sur des courbes tronquées à 2 mm, donc comparables seulement pour les sédiments fins.

-les diagrammes triangulaires des textures : la nomenclature des textures d'après les pourcentages respectifs de sables (2 mm – 64 μ m), de limons (64 μ m – 2 μ m) et d'argiles (< 2 μ m) est variable selon les auteurs, pédologues (JAMAGNE 1967) ou sédimentologues ; nous avons, pour notre part, utilisé celle de Shepard (SHEPARD 1954). Les sédiments analysés sur le site de Gamsen (**fig. 79**) se caractérisent par leur très faible teneur en fractions argileuses : celles-ci restent en général inférieures à 2 %, à part de rares exceptions

(limons glacio-lacustres : 4 à 6 % de fractions inférieures à 64 μ m ; limon d'inondation, crue du 24 septembre 1993 : 21 % de fractions inférieures à 64 μ m). Les sables et les sables limoneux constituent la matrice des dépôts torrentiels grossiers du Glishorn et de la Gamsa. Les limons constituent une part des dépôts glacio-lacustres, des alluvions du Rhône et des alluvions fines de la Gamsa. Les dépôts de débordement de bisses sont à classer parmi les limons sableux, comme une partie des alluvions du Rhône et de la Gamsa. La matrice des colluvions, comme celle des coulées de boue, est constituée de sables limoneux et de limons sableux. Nous avons tenté de discriminer les faciès au moyen de deux autres diagrammes triangulaires qui sont les suivants : sables grossiers / sables moyens / sables fins (**fig. 80**) et sables grossiers + sables moyens / sables fins / limons + argiles (**fig. 81**).

-la teneur en carbonates nous a paru être un critère discriminant à prendre en compte, bien qu'avec précaution (associée à d'autres critères, tels que décomptes à la loupe binoculaire, couleur, etc.), d'une part pour préciser la provenance des matériaux, d'autre part comme indice de pédogenèse (décalcification de certains horizons). Nous avons utilisé ce critère dans deux diagrammes binaires pour le corrélérer respectivement à la taille des particules (teneur en carbonates / médiane, **fig. 85**) et au classement de celles-ci (teneur en carbonates / *sorting index*, **fig. 86**)



Fig. 69 : Brig-Glis/Holzji, août 1995 : chenal d'écoulement de la coulée en V avec levées.

VII. 1.2) les faciès actuels : référentiel comparatif (20 échantillons)

VII. 1.2.1) un exemple de comparaison : une lave torrentielle actuelle

Une importante coulée de boue s'est déposée le 22 août 1995 (fig. 69, 70, 71 et 72), à l'occasion d'un violent orage, à l'ouest du hameau de Holzji, à 500 m au sud du centre de Glis, et à environ un kilomètre à l'est du site de Gamsen (coordonnées : 641'350 / 128'340). Le contexte morphologique est le suivant : un talweg bien marqué a été creusé par un torrent épisodique à la limite des matériaux de la masse tassée et de la masse glissée, sur les pentes raides de l'ubac du Glishorn (ravin de Holzgrabe) (fig. 3) ; à la terminaison aval de ce talweg, à l'apex du cône torrentiel de Holzji (point coté 842), le lit du torrent a été récemment dévié et canalisé sur le flanc ouest du cône, afin d'éviter, lors de



Fig. 70 : Brig-Glis/Holzji, août 1995 : levée de boue dans la partie rectiligne du chenal.

ses débordements, les pentes du cône actuellement très habitées entre Holzji, Glis et Brig. Les matériaux mobilisés lors de la coulée (roches meubles hétérométriques à forte proportion de fractions sablo-limoneuses issues du démantèlement des calcschistes) sont du même type que ceux constituant le bassin d'accumulation en amont du site de Gamsen.

Du point de vue morphologique, les dépôts de coulée se présentaient à l'amont sous forme de levées de matériaux hétérométriques de part et d'autre d'un chenal en forme de V (fig. 69 et 70). A l'endroit où le chenal fait une légère inflexion vers l'ouest, la masse de matériaux a débordé du flanc est, et s'est épanchée en une large nappe (longueur : environ 50 m ; largeur : environ 40 m ; épaisseur : environ 0,50 m) à bordures nettes, assez abruptes (fig. 71 et 72). La surface herbeuse recouverte

n'a pas été incisée ; l'herbe et les petits arbustes ont seulement été couchés.

Deux échantillons sédimentologiques ont été prélevés, le premier sur la levée bordant le chenal, le second dans la nappe de sédiment déposé en aval ; les courbes granulométriques cumulatives des fractions inférieures à 2 mm sont presque droites entre 10 µm et 2 mm, (fig. 73), traduisant le très mauvais classement des particules (le *sorting index* est égal à 1). Les taux de carbonates sont proches de 50 % ; la matière organique est présente en faible quantité (respectivement 2 % et 1 %).

Trois ans après le dépôt de la coulée, les modifications concernant son aspect sont faibles : on peut noter, d'une part, une érosion sensible du front initialement abrupt, d'autre part un lessivage superficiel des particules fines se traduisant par une concentration des éléments grossiers (cailloux, petits blocs) en surface. Quasiment aucune végétation n'a colonisé cette surface depuis le dépôt de la coulée.



Fig. 71 et 72 : extension de la coulée dans sa partie aval.



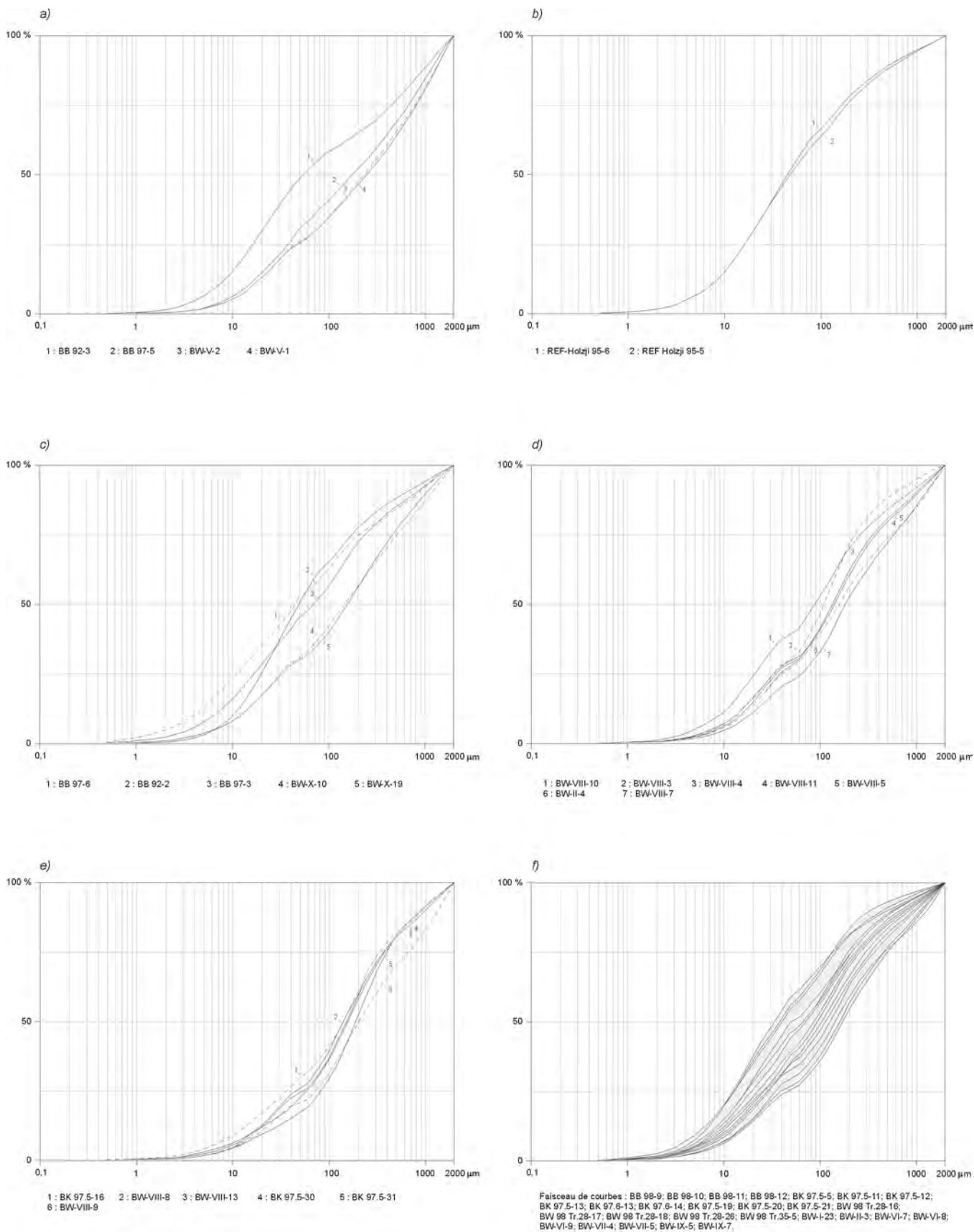


Fig. 73 : Courbes granulométriques du sédiment inférieur à 2 mm : *a)* éboulement *b)* coulée boueuse : lave torrentielle Glis-Holzji *c)* coulées boueuses : contexte périglaciaire *d)* coulées boueuses : contexte holocène *e)* coulées de débris, séquence médiane *f)* colluvions gris-beige, grossières à moyennes.

VII. 1.2.2) les alluvions actuelles du Rhône

Une série restreinte d'échantillons a été prélevée sur les berges du lit mineur du Rhône à Naters, à proximité du pont de la route entre Brig et Naters. Du point de vue granulométrique, ces dépôts peuvent être définis pour trois d'entre eux comme des sables fins grisâtres et pour le dernier comme un limon gris clair (**fig. 77**). Un échantillon a été prélevé dans la zone basse du site lors de la crue du 24 septembre 1993.

VII. 1.2.3) les alluvions de la Gamsa

Trois échantillons de sable ont été prélevés dans le lit de la Gamsa, au débouché des gorges, juste en amont du village de Gamsen ; ces sables (**fig. 76**) correspondent à la population de grains déplacée par saltation.

VII. 1.2.4) les ruissellements localisés sur le site

Quelques échantillons ont été prélevés sur le site sur des dépôts provenant de ruissellements localisés en relation avec des activités épisodiques de bisses (BW Exp 1, 2, 3, 4, 5, 6).

VII. 1.2.5) les sédiments du pont Napoléon et de Riedbei-Brig

Ces échantillons ont été prélevés sur la rive gauche du Rhône, dans le but de les comparer avec des sédiments exogènes utilisés par les habitants du site protohistorique pour leurs besoins domestiques (placages, soles de fours et de foyers, bourrelets le long des parois, etc.). D'après Aubert (AUBERT 1980), ces faciès présents sur les premiers contreforts de la rive gauche du Rhône et décrits sous l'appellation de « niveau gris intermédiaire » correspondraient à des moraines. Ce sont des sédiments sablo-limoneux à cailloux, hétérométriques, compacts, de teinte gris-bleu, présentant des similitudes macroscopiques avec les sédiments exogènes rencontrés dans les structures d'habitat et décrits comme « placages d'argile gris-bleu à gris-vert ». Ces sédiments se caractérisent par leur médiane assez basse (10 μm à 30 μm) ainsi que par l'assez mauvais classement des particules (courbes assez linéaires) pour deux des échantillons, et le très mauvais classement pour le troisième (**fig. 78**) ; les teneurs en carbonates varient de 0 à 23 %.

VII. 1.3) les données du site de Gamsen considérées avec le référentiel actuel

Parmi les dépôts rencontrés sur le site de Gamsen, nous avons différencié des dépôts témoignant d'apports allochtones (alluvions du Rhône et de la Gamsa, dépôts fluvio-glaciaires et glacio-lacustres) et des dépôts d'origine plus locale, provenant du versant du Glishorn. Au sein des dépôts issus du flanc du Glishorn, nous avons

distingué les matériaux mis en place par dynamique gravitaire (matériaux d'éboulement, laves torrentielles, colluvions) et les matériaux mis en place par hydrodynamisme (alluvions torrentielles, ruissellements et dépôts de débordement de bisses).

VII. 1.3.1) les dépôts de gravité à fort déplacement issus du flanc du Glishorn

-les matériaux d'éboulement :

Comme nous l'avons mentionné plus haut (**fig. 3**), le flanc nord du Glishorn a été affecté par des phénomènes d'éboulement et de tassement, probablement peu après le retrait glaciaire. Les matériaux d'éboulement ont été échantillonnés à Waldmatte-est et à Bildacker ; ils correspondent aux dépôts les plus anciens reconnus sur le site. Il s'agit d'une formation très hétérométrique (diamictes) constituée de gros blocs de calcschistes (parfois plurimétriques) et de cailloux emballés dans une matrice gris-acier. Les fragments de schistes gris-acier constituent 80 % des sables grossiers. Ils se caractérisent par des courbes granulométriques quasiment rectilignes entre 10 μm et 2 mm (**fig. 73**) et par un *sorting index* élevé (**fig. 82** et **84**), traduisant l'absence totale de tri des particules. Les teneurs en carbonates sont comprises entre 20 % et 30 % (**fig. 85** et **86**).

-les laves torrentielles : En reprenant la définition de Coussot (COUSSOT 1996), nous dirons que « *les laves torrentielles sont des mélanges de boue et de roches, a priori extrêmement complexes et variés qui s'écoulent dans les torrents de montagne* » lors de conditions météorologiques exceptionnelles ; les matériaux sont transportés sous l'action de la gravité. Egaleme nt définies sous la terminologie française de coulée de boue et de coulées de débris, anglaise de *mud flow* et *debris flow* et allemande de *Murgang*, cette notion englobe des matériaux en transit sous forme de fluide à forte viscosité, de quelques milliers ou dizaines de milliers de mètres cube, de composition variable selon les proportions respectives de sédiment fin, de débris de roche et d'eau, et donc de comportement variable. Il convient de rappeler ici que, lors d'études de terrain comme la nôtre, les observations portent sur des coulées qui se sont stabilisées à la fin de leur phase de transit. Nous reviendrons plus longuement sur l'aspect dynamique des laves torrentielles (VIII. 2.1.3).

Dans notre étude, nous avons distingué :

1) **-les coulées boueuses du contexte péri-glaciaires**, observées dans les séquences des domaines morpho-sédimentaires A et F sont décrites comme des diamictes à matrice sablo-limoneuse gris-bleu et cailloux et blocs, sans structure sédimentaire ; elles comblent dans certains cas des chenaux à bords abrupts (STG 578) et sont impliquées, à Bildacker comme à Waldmatte-ouest, dans des figures de charge qui affectent les dépôts glacio-lacustres (II. 2.1) ;

2) **-les laves torrentielles de la séquence holocène** sont bien représentées dans les séquences sédimentaires constitutives du cône est et du cône ouest de Waldmatte (domaines C et D), où elles ont pu être observées en coupes longitudinales et transversales, et, dans certains cas, cartographiées en extension planimétrique ; elles sont également présentes dans les séquences sédimentaires de l'Holocène ancien, antérieures à la mise en place distincte des deux cônes ; elles se caractérisent du point de vue macroscopique par l'abondance de la matrice sablo-limoneuse gris-beige, dans laquelle sont inclus des blocs et des cailloux, sans structure sédimentaire ;

3) **-les coulées de débris** ont été rencontrées de façon assez abondante dans les séquences holocènes antérieures aux habitats protohistoriques, où elles se présentent parfois en nappes superposées ; nous avons regroupé sous ce faciès des dépôts qui présentent macroscopiquement une matrice plus sableuse (voire sablo-gravillonneuse) que dans le faciès précédent, tout en gardant une forte hétérométrie.

Nous avons également comparé les données de ces trois faciès distincts avec celles de la lave torrentielle actuelle de Glis-Holzji (**fig. 73**). Les laves torrentielles se caractérisent par leurs courbes granulométriques cumulatives inférieures à 2 mm très peu redressées (**fig. 73**), traduisant le très mauvais tri des particules. Celles du contexte périglaciaire présentent des courbes presque droites entre 5 µm et 2 mm ; les coulées de débris montrent un tri des particules un peu meilleur dans les fractions sableuses, avec des valeurs de la médiane plus élevées (**fig. 82 et 83**). Les teneurs en carbonates des laves torrentielles sont parmi les plus élevées du site (**fig. 85 et 86**), traduisant bien le fait que les matériaux qui les constituent sont des calcschistes du Glishorn n'ayant pas subi de décarbonatation d'origine pédogénétique ; ces valeurs sont les suivantes : entre 30 % et 40 % pour les laves boueuses et les coulées de débris holocènes, de 25 % à 50 % pour les laves boueuses du contexte périglaciaire (avec des valeurs nettement plus élevées à Bildacker qu'à Waldmatte-ouest) et près de 50 % pour le référentiel actuel de Glis-Holzji. Nous aborderons plus loin les conditions de déclenchement et la dynamique de mise en place des laves torrentielles (VIII. 2.1.3).

VII. 1.3.2) les dépôts de gravité à faible déplacement : les colluvions

Les colluvions sont des matériaux détritiques n'ayant généralement subi, à la différence des alluvions, qu'un transport limité (LOZET et MATHIEU 1997) ; elles se caractérisent par leur forte hétérométrie, la relativement grande proportion de matrice fine et l'absence de structure sédimentaire nette (CAMPY et MACAIRE 1989) ; leur mise en place fait intervenir des processus complexes et variés (BERTRAN et TEXIER 1995), sur lesquels nous

reviendrons plus loin (VIII. 2.2). Sur le site de Gamsen, plusieurs faciès ont été distingués parmi les colluvions, répartis en deux groupes : un premier groupe comprend les colluvions issues uniquement du remaniement de matériaux provenant du flanc du Glishorn. Ce sont les plus fréquentes ; celles-ci comprennent trois faciès distincts :

1) **-les colluvions moyennes à grossières, gris-beige** : ce sont les plus ubiquistes sur le site de Gamsen : elles se rencontrent, à Bildacker, Breitenweg, Waldmatte et Kridenfluh, aussi bien dans les zones de piémont à sédimentation condensée que sur les cônes à sédimentation dilatée, intercalées aux occupations archéologiques ou en dehors des zones habitées ; du point de vue chronostratigraphique, elles sont principalement représentées dans les séquences sédimentaires contemporaines ou postérieures aux premiers habitats protohistoriques ; elles se caractérisent macroscopiquement par l'abondance des cailloux et des petits blocs, dans une matrice sablo-limoneuse ;

2) **-les colluvions fines gris-beige** : elles sont beaucoup moins fréquentes que les précédentes, se caractérisent par une matrice largement dominante, sablo-limoneuse, l'absence de petits blocs et la rareté des cailloux et granules ; c'est un faciès caractéristique des zones aval du site, et qui semble surtout bien représenté en sommet de séquence, les limons de débordement « modernes » de bisses ayant probablement leur part dans la dynamique de mise en place de ce type de dépôt ;

3) **-les colluvions brun-rougeâtre ou panachées gris/rougeâtre** : elles sont essentiellement présentes, du point de vue stratigraphique, soit en intercalation avec les colluvions ayant subi une pédogénèse (sols enfouis sur substrat colluvial), soit dans la séquence sédimentaire postérieure aux sols enfouis brun-rouge les plus récents et antérieure aux premiers habitats de l'âge du Fer, et, plus rarement, intercalées entre les premières occupations ; du point de vue de leur répartition spatiale, on les observe aussi bien à Bildacker qu'à Waldmatte-est et Waldmatte-ouest. Nous avons classé sous ce vocable les colluvions qui, d'une part, présentaient une teinte différente de celle correspondant aux matériaux frais ou considérés comme tels, et d'autre part n'avaient pas les caractéristiques macroscopiques et micromorphologiques (d'après les analyses de Guélat et Rentzel) des sols *in situ*. Nous avons observé à plusieurs reprises, et en particulier dans le profil BW I (**Annexe IV**), qu'il existait un gradient colorimétrique général du bas vers le haut de la séquence allant de la protohistoire à l'actuel, consistant à une atténuation progressive de la teinte brun-rouge et à un passage graduel à des teintes grises dans les séquences de colluvions les plus récentes, en corrélation avec une hausse progressive de la teneur en carbonates.

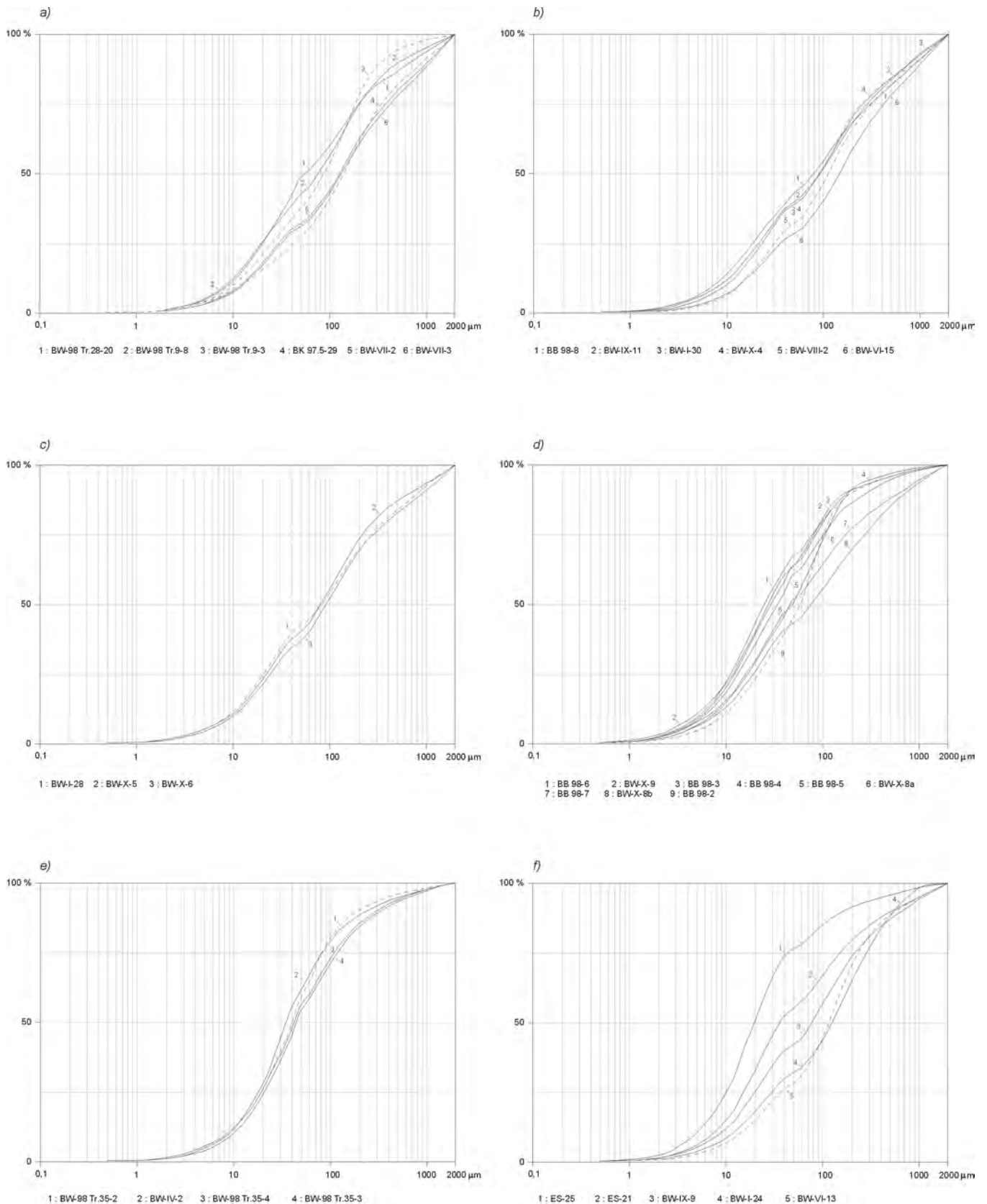


Fig. 74 : Courbes granulométriques du sédiment inférieur à 2 mm : *a)* colluvions fines gris-beige *b)* colluvions rougeâtres ou panachées *c)* colluvions ayant subi une pédogenèse *d)* colluvions fines remaniant des sables glacio-lacustres *e)* colluvions fines remaniant des limons du Rhône *f)* dépôts de ruissellement.

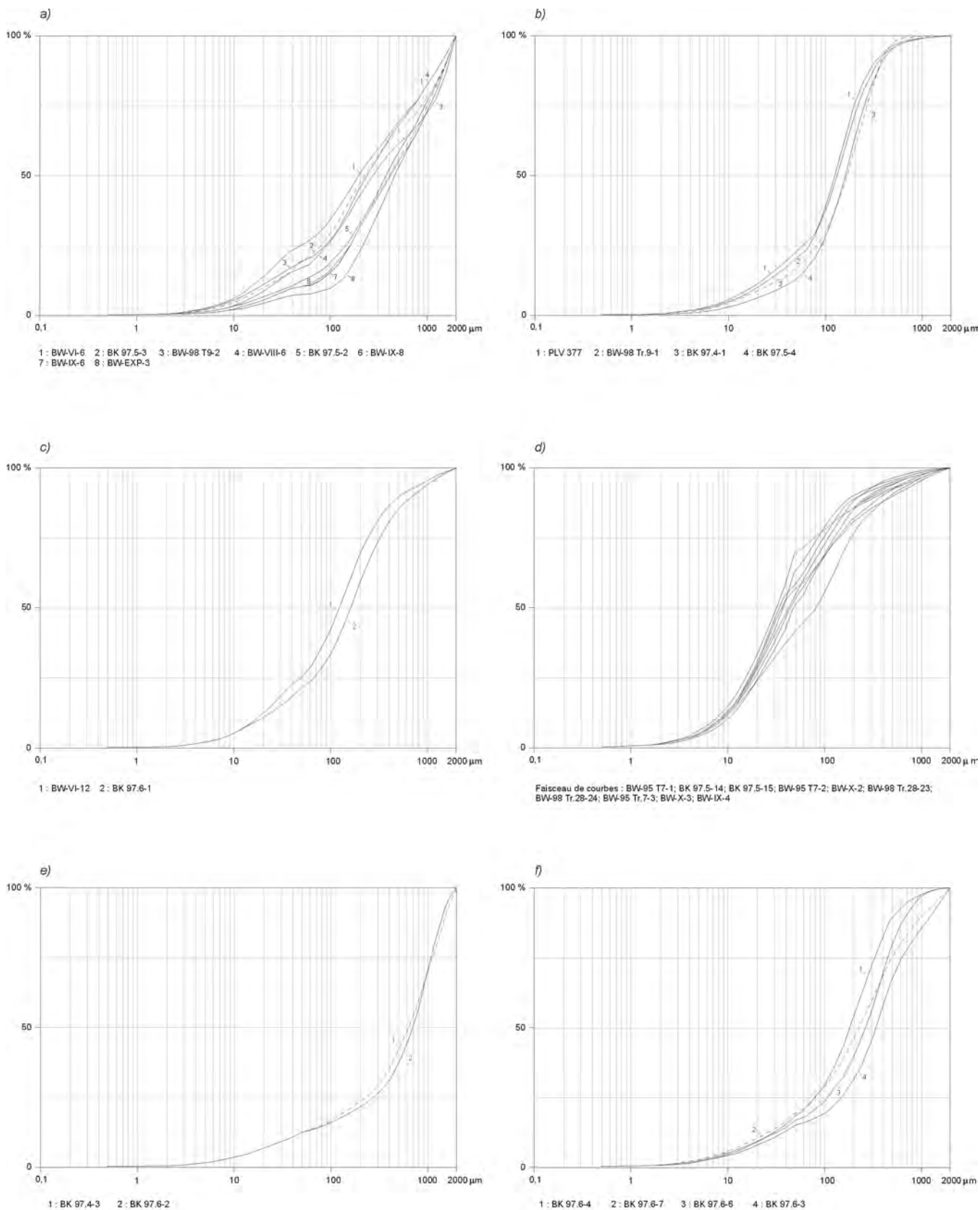


Fig. 75 : Courbes granulométriques du sédiment inférieur à 2 mm : *a)* alluvions torrentielles de versant du Glishorn (faciès trié dans les sables grossiers) *b)* idem (faciès bien trié dans les sables moyens) *c)* idem (faciès peu trié dans les sables moyens) *d)* dépôts de débordement de bisses *e)* alluvions grossières de la Gamsa (faciès trié dans les sables grossiers) *f)* idem (faciès bien trié dans les sables moyens).

Un second groupe de colluvions comprend celles qui remanient d'autres matériaux que ceux issus du versant du Glishorn en proportion variable :

4) -les colluvions fines remaniant des limons de débordement du Rhône, rencontrées dans la partie basse du site, uniquement dans la partie sommitale des profils.

Les courbes granulométriques des fractions inférieures à 2 mm des colluvions se caractérisent par leur portion quasiment rectiligne entre 10-20 μm et 100-200 μm (**fig. 74**) ; les colluvions fines remaniant les alluvions rhodaniennes, ainsi que certaines colluvions fines remaniant des dépôts glacio-lacustres se distinguent par un meilleur tri des particules (inflexion des courbes mieux marquée, médiane et *sorting index* plus bas, **fig. 82**). La fraction inférieure à 2 mm des colluvions moyennes et grossières (à cailloux abondants) gris-beige et celle des colluvions fines (pauvres en cailloux) gris-beige sont assez similaires. Il convient d'autre part de noter que les colluvions gris-beige, les colluvions d'altérites et les colluvions ayant subi une pédogenèse présentent des caractéristiques granulométriques assez similaires (**fig. 74**).

La teneur en carbonates des colluvions reste toujours nettement plus basse que celles des alluvions et des laves torrentielles issues du flanc du Glishorn. Les colluvions fines gris-beige montrent les teneurs en carbonates les plus élevées, avoisinant 20%-30 % ; les colluvions ayant subi une pédogenèse présentent des teneurs basses (2 % à 6 %), de même que les colluvions d'altérites (0 % à 14 %) et que les colluvions remaniant des dépôts glacio-lacustres et ayant subi une pédogenèse (0 % à 4 %). Les colluvions moyennes et grossières gris-beige présentent des teneurs en carbonates fortement étalées puisqu'elles vont de 1 % à 32 % (**fig. 85**), traduisant vraisemblablement des degrés de décarbonatation plus ou moins avancée du sédiment selon les échantillons.

L'existence de colluvions gris-beige présentant des taux de carbonates très bas (1 à 5%), surtout dans la partie supérieure de la séquence sédimentaire de Gamsen (contemporaine ou postérieure aux occupations protohistoriques) montre le fait que la décarbonatation des dépôts n'est pas toujours en corrélation avec une teinte brun-rouge du sédiment, probablement par le fait d'un degré d'altération moins poussé. Si les colluvions ayant acquis une teinte marquée brun-rouge (colluvions ayant subi une pédogenèse, les colluvions fines remaniant des dépôts fins glacio-lacustres et ayant subi ultérieurement une pédogenèse, colluvions brun-rougeâtre ou panachées gris / rougeâtre) présentent de façon systématique des teneurs en carbonates très basses, voire nulles, les colluvions décarbonatées de séquences sédimentaires plus récentes, et peut-être à taux de sédimentation plus élevé, qui n'ont pas acquis

cette coloration soulèvent la question de la durée nécessaire aux phénomènes de rubéfaction ; cette question, abordée de façon plus détaillée par l'approche micro-morphologique (GUÉLAT et RENTZEL, 2.2, à paraître), sera reprise plus loin. Duchaufour (DUCHAUFOUR 1977 : 408-412) mentionne que les processus de décarbonatation sous climat sec, à saison sèche marquée, entraînent la formation d'un horizon calcique en profondeur, alors qu'en climat humide, la plus grande partie des carbonates est éliminée par drainage profond. Il précise que la décarbonatation est ralentie si les précipitations sont faibles, mais accélérée si le matériau est filtrant. Il décrit également les processus de rubéfaction, précisant que pour un substrat calcaire, la rubéfaction n'intervient que si la décarbonatation est totale, mais que « *parmi les matériaux silicatés, seuls les plus filtrants et les plus riches en calcium et les minéraux altérables se rubéfient aussi facilement que les matériaux calcaires, mais dans ce cas l'élimination préalable du calcaire n'est pas nécessaire. Les roches schisteuses riches en fer sont favorables à la rubéfaction dans la mesure où elles donnent un matériau bien aéré, ce qui accentue les contrastes saisonniers d'humectation et de dessiccation* ». Une grande partie des colluvions moyennes à grossières gris-beige est en fait à considérer comme des colluvions d'altérites, bien qu'elles n'aient pas la teinte rougeâtre acquise par d'autres colluvions d'altérites plus nettement identifiables macroscopiquement.

VII. 1.3.3) les dépôts issus du flanc du Glishorn liés à l'hydrodynamisme

les alluvions torrentielles du versant : à la différence des colluvions, les alluvions sont des formations déplacées et redéposées par l'eau, après un transport plus ou moins long (LOZET et MATHIEU 1997). En ce qui concerne les dépôts issus du versant du Glishorn, deux faciès macroscopiques ont été distingués sur le terrain : les alluvions torrentielles grossières (gravier et blocs à matrice sableuse, en remplissage de chenaux ou en nappes de plus ou moins grande extension et épaisseur) et des alluvions plus fines, fréquemment stratifiées (sables, sables limoneux et sables gravillonneux), présents dans la partie distale des cônes ou en épandage sur les flancs de ceux-ci, en nappe de débordements latéraux des chenaux. A l'analyse des courbes granulométriques des fractions inférieures à 2 mm, nous avons regroupé les sédiments sans tenir compte de ces deux faciès de terrain mais selon les critères granulométriques suivants : 1) sédiments présentant des courbes redressées dans les fractions sableuses grossières ; 2) sédiments bien triés dans les sables moyens ; 3) sédiments peu triés dans les sables moyens. Les sédiments dont les courbes sont redressées dans les fractions sableuses grossières et moyennes sont des sédiments assez grossiers, sablo-gravillonneux dont les courbes des fractions inférieures à 2 mm ont été tronquées ; ils correspondent à des dépôts hydrodynamiques de forte énergie. Les sédiments bien ou peu triés dans les sables

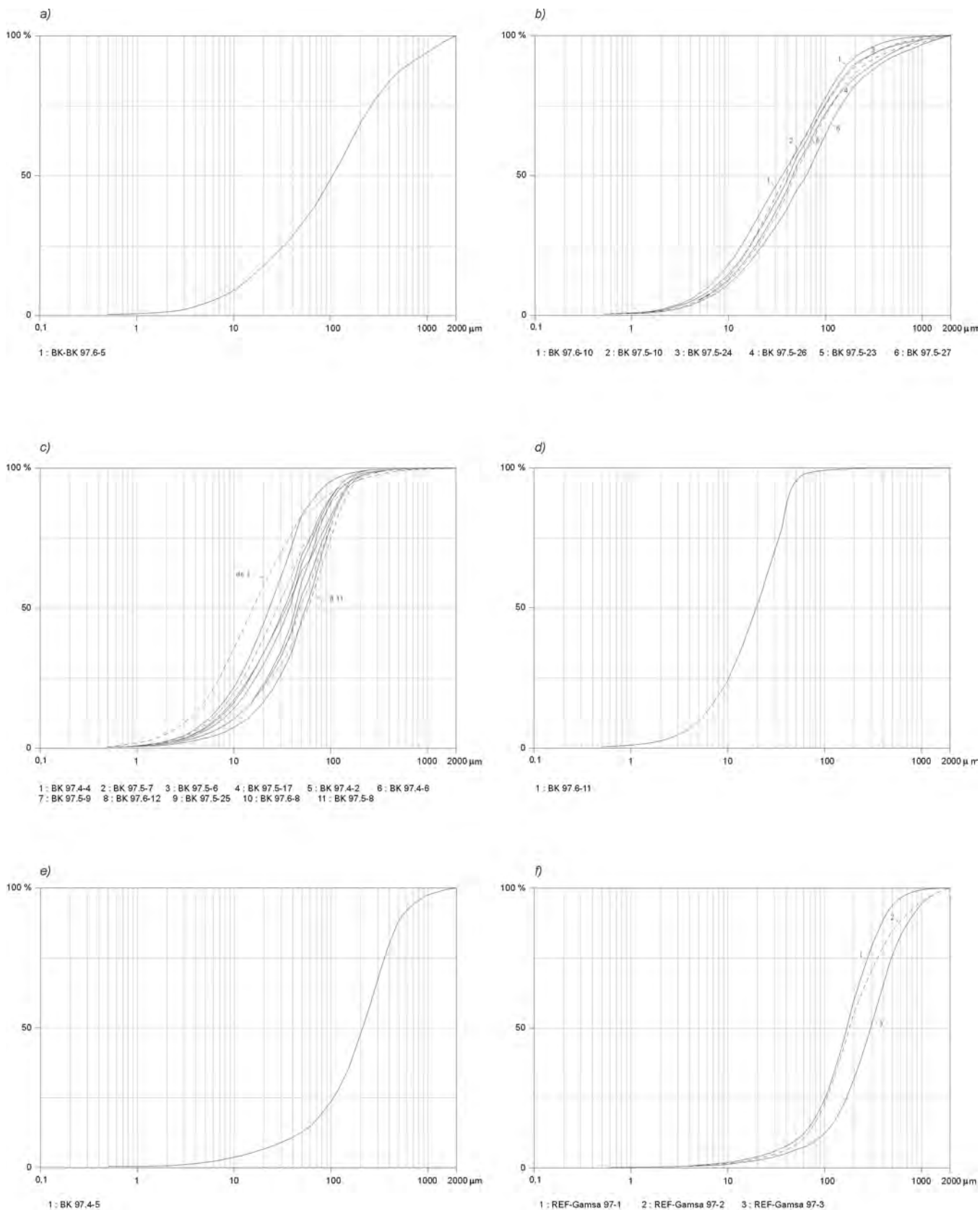


Fig. 76 : Courbes granulométriques du sédiment inférieur à 2 mm : a) alluvions grossières de la Gamsa (faciès peu trié dans les sables moyens) b) alluvions fines de la Gamsa : sables limoneux c) alluvions fines de la Gamsa : limons sableux d) alluvions fines de la Gamsa : sables fins e) alluvions fines de la Gamsa : limon f) sables actuels de la Gamsa.

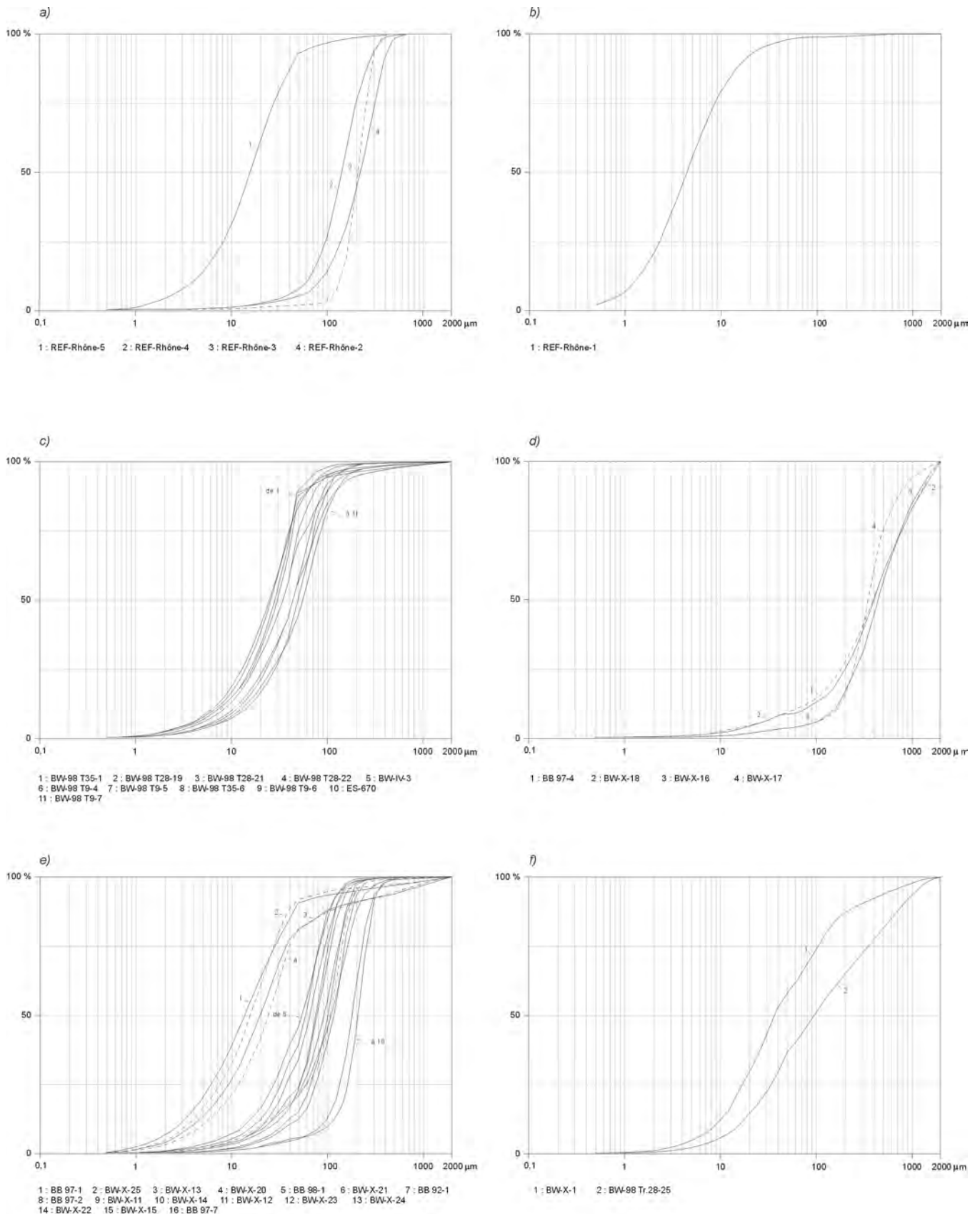


Fig. 77 : Courbes granulométriques du sédiment inférieur à 2 mm : *a)* alluvions actuelles des berges du Rhône (lit mineur) *b)* alluvions actuelles du Rhône (limons de débordement, plaine alluviale) *c)* alluvions du Rhône (limons de débordement, plaine alluviale) *d)* graviers et sables gravillonneux fluvio-glaciaires *e)* sables et limons glacio-lacustres *f)* humus actuel.

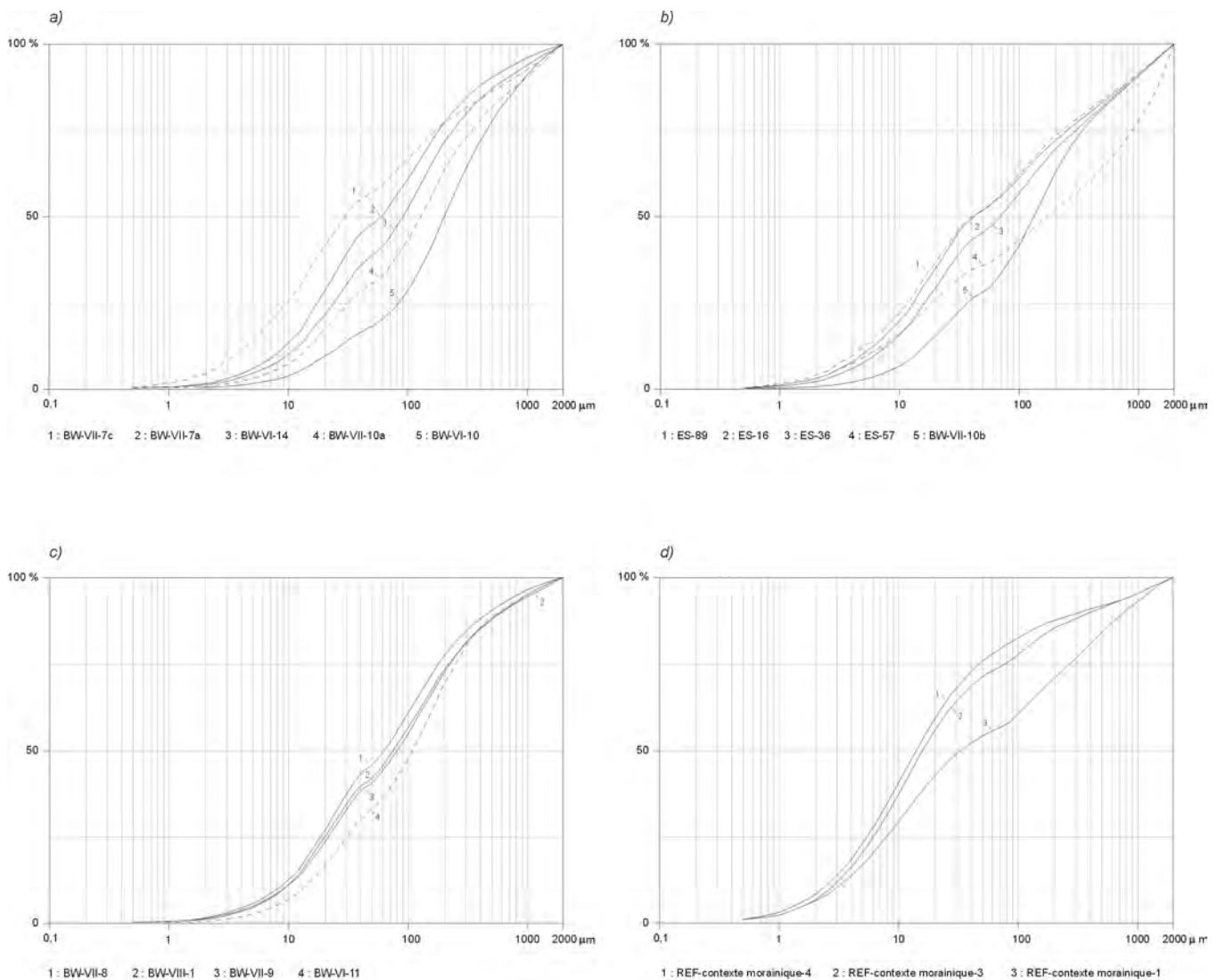


Fig. 78 : Courbes granulométriques du sédiment inférieur à 2 mm : *a)* sols d'occupation *b)* placages, bourrelets et soles "d'argile bleue ou verte" *c)* remblais *d)* dépôts morainiques de Brig / Napoléonsbrücke et Ried-bei-Brig.

moyens ont une médiane comprise entre 100 µm et 200 µm ; ils correspondent à des dépôts hydrodynamiques de moyenne énergie. Les teneurs en carbonates sont parmi les plus élevées du site (entre 25 % et 50 %), proches de celles des laves torrentielles et reflètent bien la composition des calcschistes non altérés du Glishorn.

les dépôts de bisses

Ceux-ci se caractérisent par leur texture assez fine (médiane entre 30 µm et 50 µm) et des courbes cumulatives assez redressées entre 10 µm et 150 µm (fig. 75). Ils présentent des teneurs en carbonates assez faibles, comprises entre 9 % et 15 %, conséquence du fait

qu'une grande partie des matériaux fins apportés provient des bassins versants de la Saltina et de la Gamsa au-delà de la zone des calcschistes, dans les nappes de socle.

Les dépôts de ruissellements : ces dépôts se caractérisent macroscopiquement par leur texture assez fine, sablo-limoneuse à limoneuse gris-beige clair, homogènes ou à laminations diffuses ; les granules sont absents. Ces dépôts constituent des nappes, parfois d'assez grande extension ; ils sont fréquents sur les surfaces horizontalisées par terrassement, à la base des couches d'occupation. Ils se rencontrent d'autre part en rem-

plissage des fossés arrières des bâtiments (caniveaux, gouttières). Ils ont également été observés dans plusieurs cas à la base des coulées boueuses. Les courbes granulométriques cumulatives présentent un faisceau assez large, allant de sables un peu limoneux assez triés dans les fractions sableuses moyennes et grossières (médiane vers 80 - 150 μm) jusqu'à des limons (médiane à 20 - 40 μm).

VII. 1.3.4) les alluvions de la Gamsa

Les alluvions de la Gamsa ont été échantillonnées dans le domaine morpho-sédimentaire G ; des faciès grossiers (graviers à matrice sableuse dans des chenaux) contrastent nettement avec des dépôts fins (limons, limons sableux et sables limoneux homogènes ocre-jaune et vert-olive ou à laminations colorimétriques ; sables plus rares en remplissage de petits chenaux).

les alluvions grossières : les fractions inférieures à 2 mm des faciès grossiers ont été regroupées en trois faciès distincts : les faciès les plus grossiers montrent des courbes fortement redressées au-dessus de 300 μm (**fig. 76**) ; les deux autres faciès présentent des matrices sableuses, assez bien classées pour l'un d'eux, avec des courbes cumulatives redressées entre 100 μm et 500 μm (**fig. 76**), nettement moins bien classée pour l'autre, avec une composante limoneuse non négligeable (**fig. 76**).

les alluvions fines : elles ont été regroupées en quatre faciès différents : les sables limoneux, les limons sableux, les sables fins et les limons. Les limons sableux sont les plus abondants ; ils présentent des courbes redressées entre 5-10 μm et 100-150 μm , avec des médianes comprises en général entre 15 μm et 60 μm (**fig. 76**) ; les sables limoneux présentent des courbes cumulatives moins redressées entre 10 μm et 200 μm ; les limons et les sables constituent des exceptions. Les teneurs en carbonates varient de 0 % à 15 % dans les dépôts de la Gamsa ; le bassin versant de ce cours d'eau, situé en grande partie dans les nappes de socle du domaine pennique, essentiellement silicatées (gneiss, amphibolites, etc.), traverse plus en aval, au niveau des gorges situées juste en amont de son cône alluvial, des zones plus carbonatées (dolomites et calcschistes des nappes de couverture).

VII. 1.3.5) les alluvions du Rhône

Les alluvions du Rhône ont été reconnues dans les parties aval de plusieurs coupes du site (Tr.3, Tr.9, Tr.28, Tr.35 ; domaine morpho-sédimentaire H) ; elles se caractérisent macroscopiquement par leur texture fine, homogène et leur teinte jaune clair qui contraste assez nettement avec celle des colluvions grises ou gris-beige qu'elles recouvrent. Nous avons comparé leurs caractéristiques granulométriques avec celles des alluvions actuelles du Rhône provenant de son lit mineur (échan-

tillonnées à Naters) et du dépôt de crue actuel (**fig. 77**). Les alluvions rhodaniennes provenant du site montrent des courbes redressées entre 10 μm et 100 μm , avec des médianes comprises entre 25 μm et 55 μm ; le faisceau de courbes se situe entre les faciès limoneux (médiane à 15 μm) et sableux (médianes à 150 μm - 250 μm) échantillonnés sur les berges actuelles du Rhône à Naters, alors que le limon de crue déposé sur le site le 24 septembre 1993 se caractérise par sa texture très fine : avec une médiane à 4,5 μm , il est le sédiment le plus fin reconnu sur le site. Les alluvions actuelles du Rhône sont pauvres en carbonates : de 0 % à 5 % pour les sédiments des berges actuelles, 10 % pour le limon de crue ; pour la majeure partie des échantillons provenant du site, les valeurs avoisinent également les 10 % (**fig. 85** et **86**).

VII. 1.3.6) les dépôts des contextes paraglaciers, les faciès fluvio-glaciaires et glacio-lacustres

Provenant des domaines morpho-sédimentaires A et F, les faciès des contextes paraglaciers comprennent des sables et des limons glacio-lacustres ainsi que des graviers et des sables gravillonneux fluvio-glaciaires. Leur géométrie et leurs contextes stratigraphique et géomorphologique ont été décrits dans le détail en II. 2.1. Les données du profil BW X, dont la moitié inférieure concerne ces faciès, sont d'autre part présentées en annexe.

les faciès glacio-lacustres : les limons glacio-lacustres présentent des courbes assez redressées entre 2 μm et 50 μm , avec des médianes autour de 20 μm (**fig. 77**) ; il est à noter que les courbes granulométriques ont été effectuées sur sédiments non décarbonatés et qu'une grande partie des grains des fractions les plus grossières des deux échantillons provenant du profil BW X (éch. 13 et 20) est d'origine postsédimentaire (manchons racinaires carbonatés d'origine pédogénétique). Les sables et les sables limoneux présentent des courbes fortement redressées entre 20 μm et 300 μm , avec des médianes comprises entre 50 μm et 200 μm (**fig. 77**). Dans le diagramme So1 / Md, les sédiments glacio-lacustres sont situés sur un alignement légèrement oblique qui correspond au domaine lacustre défini par Selmer Olsen. Les teneurs en carbonates varient assez fortement d'un échantillon à l'autre, conséquence, pour les sables (de 0 % à 22 %), des fortes variations dans la composition minéralogique des constituants selon les échantillons (essentiellement : quartz, micas et calcite ; cf. **Annexe V**) ; pour les limons, ces variations (de 11 % à 26 %) sont probablement à mettre, pour une part du moins, en relation avec la présence des carbonates d'origine pédogénétique.

les faciès fluvio-glaciaires : les courbes des fractions inférieures à 2 mm des graviers sableux fluvio-glaciaires sont redressées au-dessus de 100 μm (**fig. 77**).

VII. 1.3.7) Les sols enfouis affectant d'anciennes séquences colluviales

-les colluvions ayant subi une pédogenèse : elles peuvent être qualifiées de « **sols tronqués sur substrat colluvial** » (GUÉLAT et RENTZEL, à paraître). L'étude micromorphologique menée en parallèle permet d'en définir certaines caractéristiques. Ces colluvions ont acquis une teinte brun-rougeâtre caractéristique, généralement de façon graduelle depuis la base, de teinte vert olive, vers le sommet ;

-les colluvions fines rougeâtres remaniant des dépôts fins glacio-lacustres et ayant subi une pédogenèse : elles sont rencontrées à Bildacker et à Waldmatte-ouest dans des séquences qui surmontent les séquences tardiglaciaires glacio-lacustres. La matrice, fortement dominante, est sablo-limoneuse à limono-sableuse, héritée des faciès glacio-lacustres ; les granules sont présents mais rares. L'altération qu'elles ont subie leur confère une teinte ocre-rouge bien marquée.

VII. 1.3.7) les dépôts anthropogènes

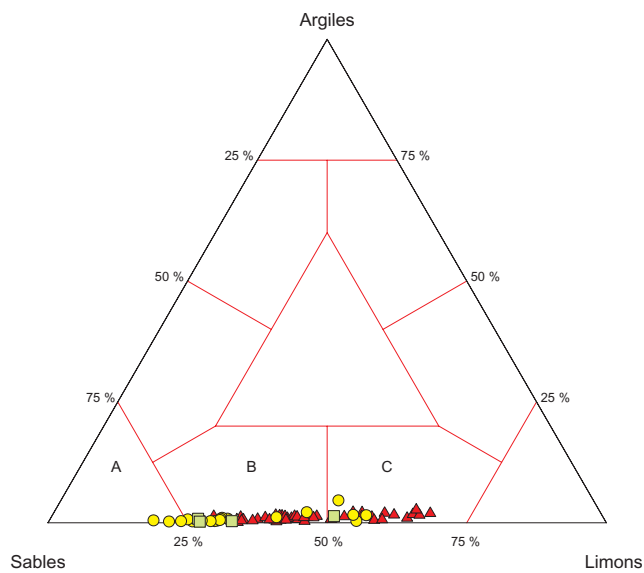
Les dépôts analysés ont été regroupés selon les faciès suivants : 1) sols d'occupation ; 2) placages, bourrelets et soles de foyer en « argile » bleue ou verte ; 3) remblais. Ces trois faciès ne constituent de loin pas la palette complète des couches liées aux occupations humaines.

Les sols d'occupation : ce sont des accumulations peu épaisses de sédiment assez fin, pauvre en cailloux, présentant souvent des laminations colorimétriques (beige

clair / gris foncé) et / ou granulométriques (sables limoneux plus ou moins fins), s'étendant sur des surfaces subhorizontales, à l'intérieur des bâtiments. Les sols d'occupation présentent un large faisceau de courbes granulométriques peu redressées, dont les médianes sont comprises entre 30 et 200 μm , les faciès les plus grossiers (sables moyens à grossiers) constituant les dépôts les mieux triés (**fig. 78**).

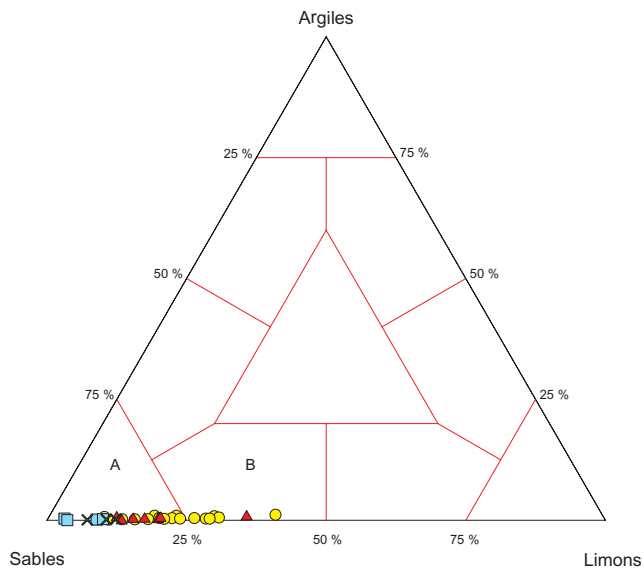
Les placages, bourrelets et soles de foyer en « argile » bleue ou verte : ce sont des « chapes » localisées dans certains espaces domestiques, parfois en soubassement de zones foyères, en bourrelets le long de parois ; le sédiment qui les constitue présente des caractères macroscopiques (couleur, texture, parfois concrétionnement et cimentation des éléments entre eux) qui laissent à penser que ce matériau est exogène au site. A l'exception d'un échantillon (BW VII-10b), ces matériaux présentent des courbes très peu redressées, caractéristiques de dépôts très mal triés (**fig. 78**).

Les remblais : du point de vue macroscopique, les remblais se caractérisent par leur forte hétérométrie et l'absence d'organisation du sédiment, caractères communs à plusieurs faciès naturels rencontrés sur le site (colluvions, laves torrentielles). Les courbes cumulatives sont assez rectilignes entre 10 μm et 400 μm et infléchies à leurs extrémités (**fig. 78**). Dans un contexte comme celui de Gamsen, les critères archéologiques sont quasiment indispensables pour établir la présence de remblais : accumulation « anormale » de sédiment à l'aval d'une surface terrassée ou d'une zone excavée, délimitant un talus aval à forte déclivité, souvent rectiligne.

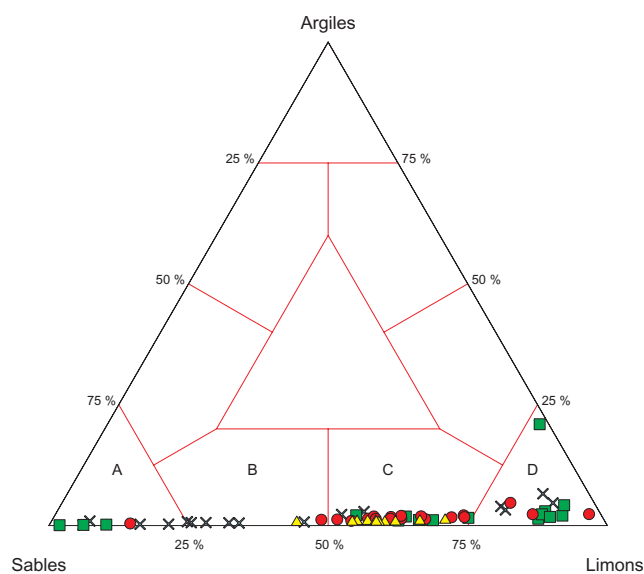


A : Sables
 B : Sables limoneux
 C : Limons sableux
 D : Limons

- Eboulement du flanc du Glishorn
- Coulées boueuses / Laves torrentielles
- ▲ Colluvions



- Alluvions torrentielles du Glishorn
- ▲ Alluvions torrentielles de la Gamsa
- × Alluvions actuelles de la Gamsa
- Dépôts fluvio-glaciaires



- Alluvions du Rhône
- × Sédimentation glacio-lacustre tardiglaciaire
- ▲ Sédiments de débordement de bisses
- Alluvions fines de la Gamsa

Fig. 79 : diagrammes triangulaires des textures, sables/limons/argiles : dépôts de gravité (en haut), alluvions grossières (au milieu) et alluvions fines et dépôts glacio-lacustres (en bas).

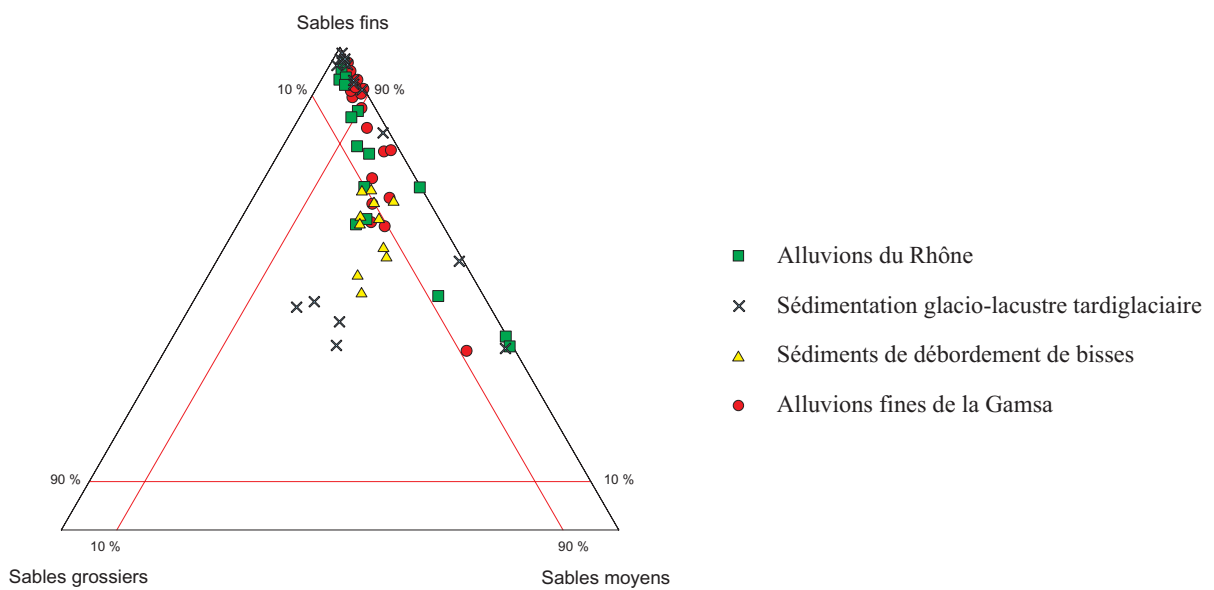
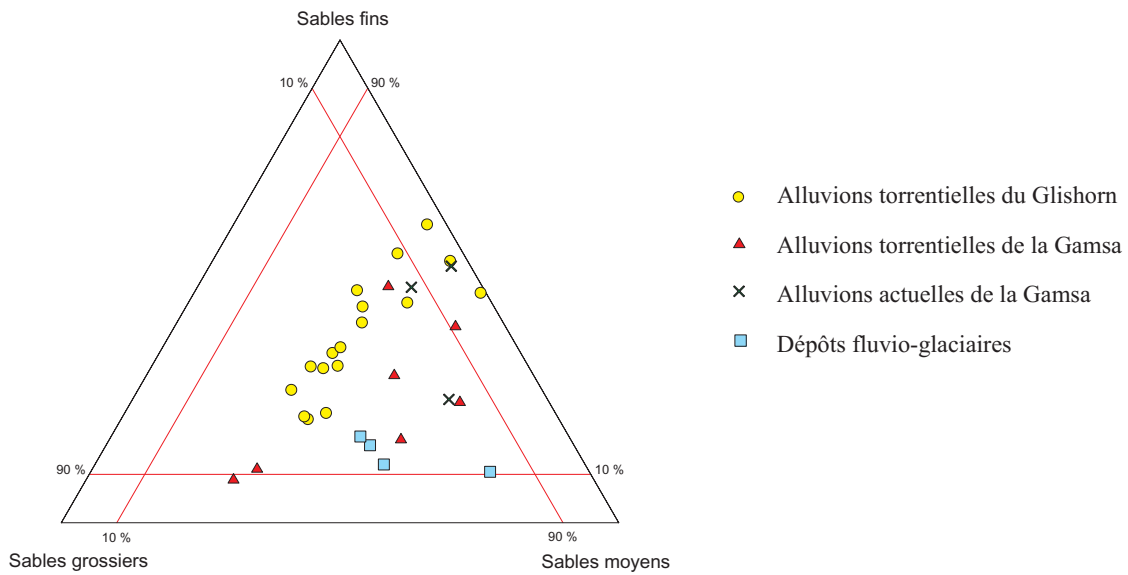
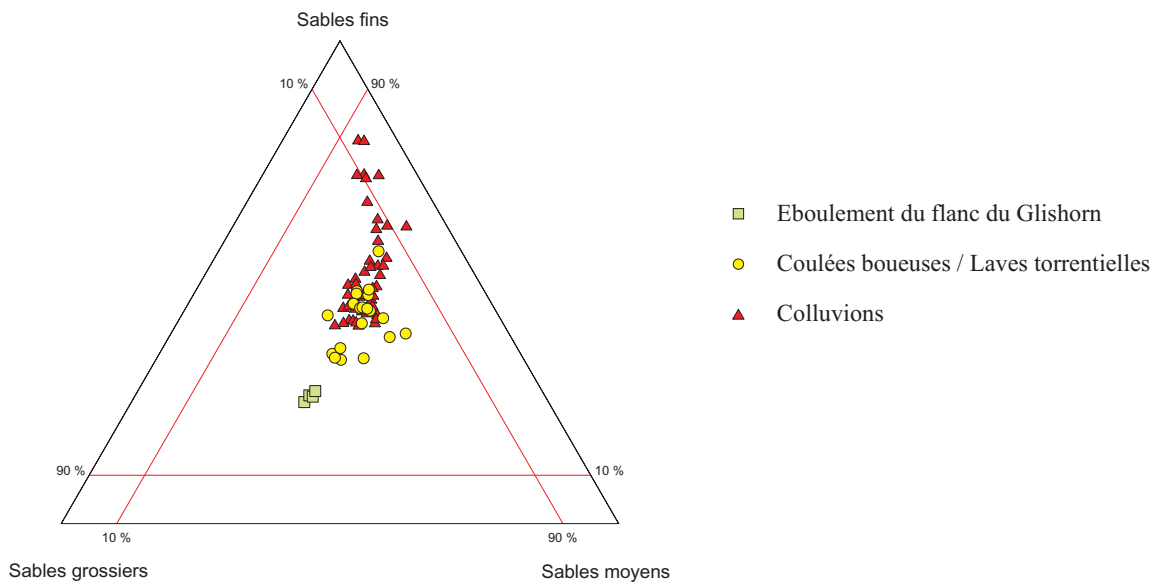


Fig. 80 : diagrammes triangulaires des textures, sables grossiers/sables moyens/sables fins : dépôts de gravité (en haut), alluvions grossières (au milieu) et alluvions fines et dépôts glacio-lacustres (en bas).

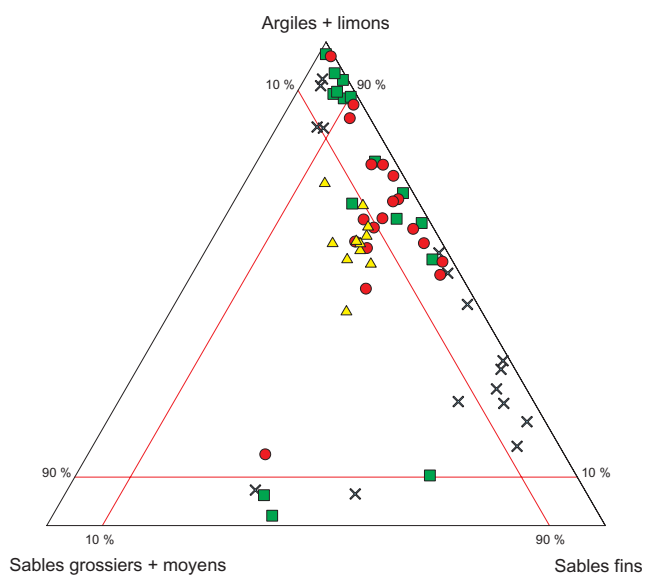
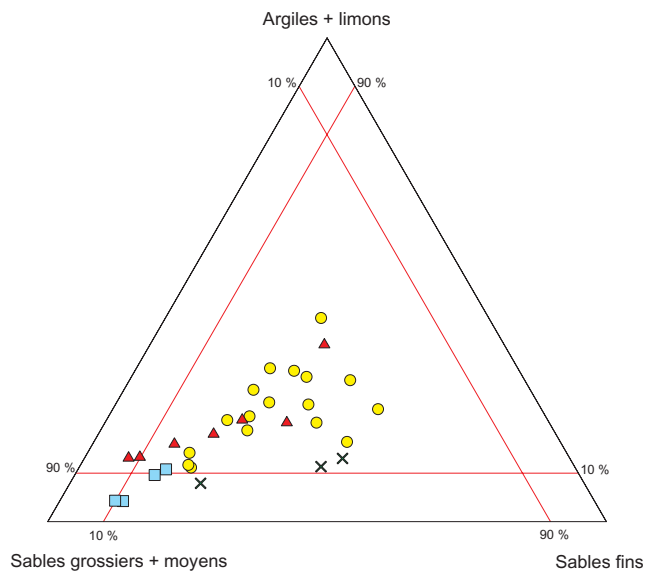
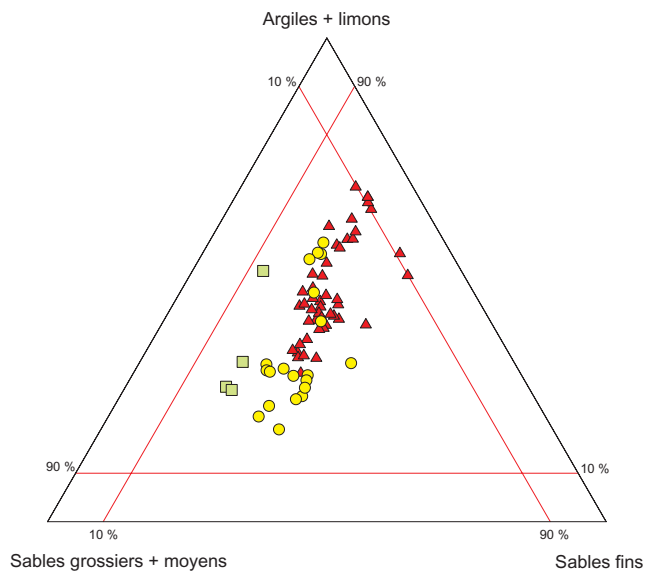


Fig. 81 : diagrammes triangulaires des textures, sables grossiers + sables moyens/sables fins/limons + argiles : dépôts de gravité (en haut), alluvions grossières (au milieu) et alluvions fines et dépôts glacio-lacustres (en

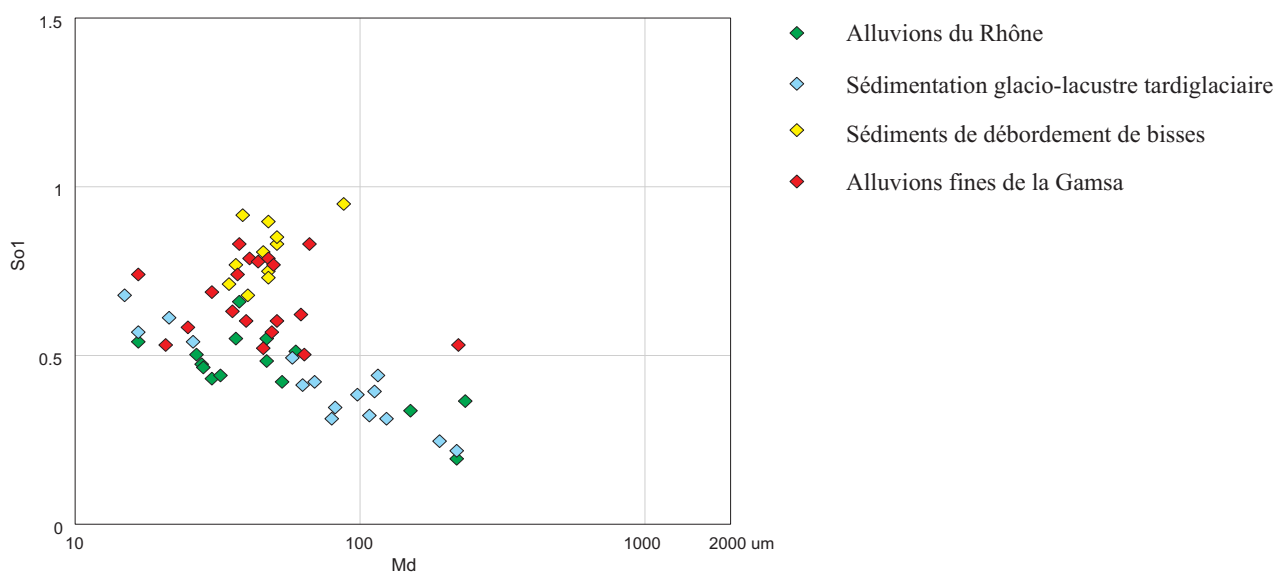
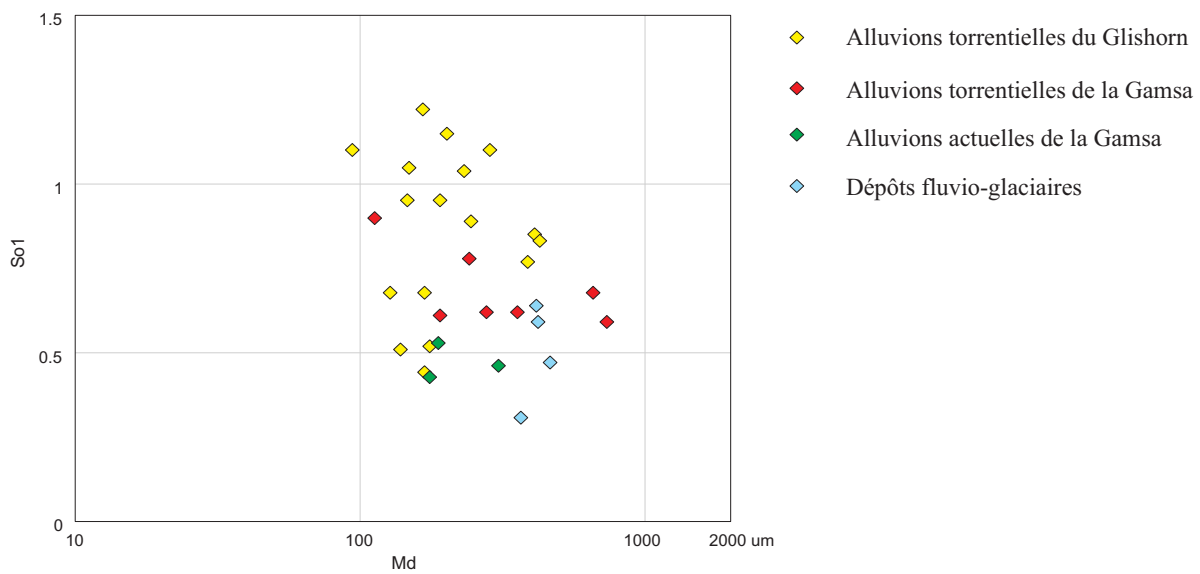
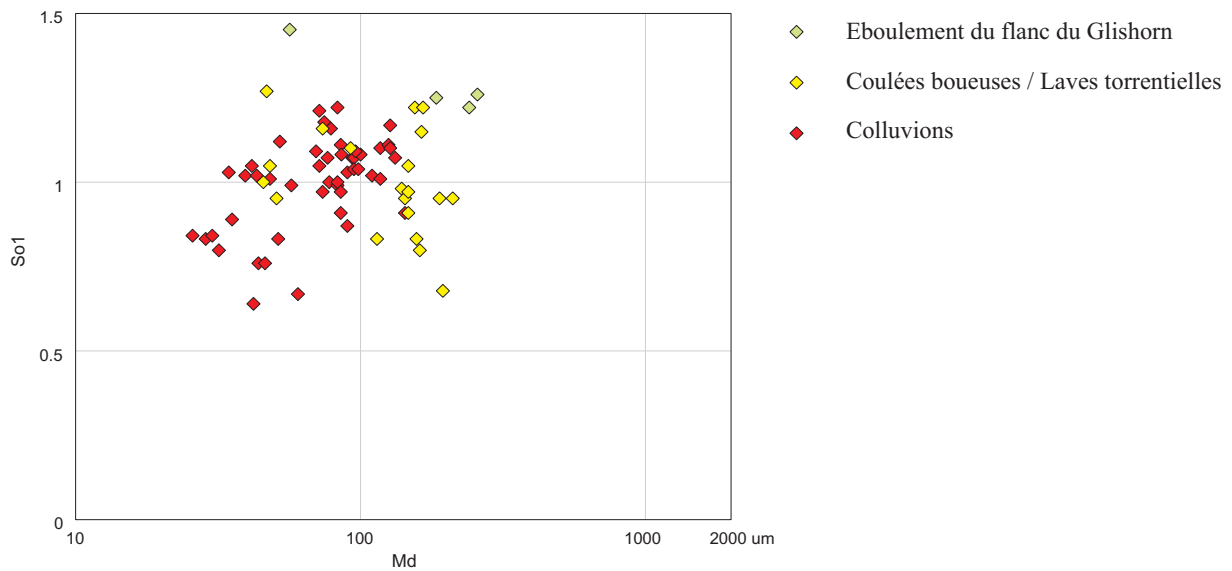


Fig. 82 : diagrammes binaires médiane / *sorting index* : dépôts de gravité (en haut), alluvions grossières (au milieu) et alluvions fines et dépôts glacio-lacustres (en bas).

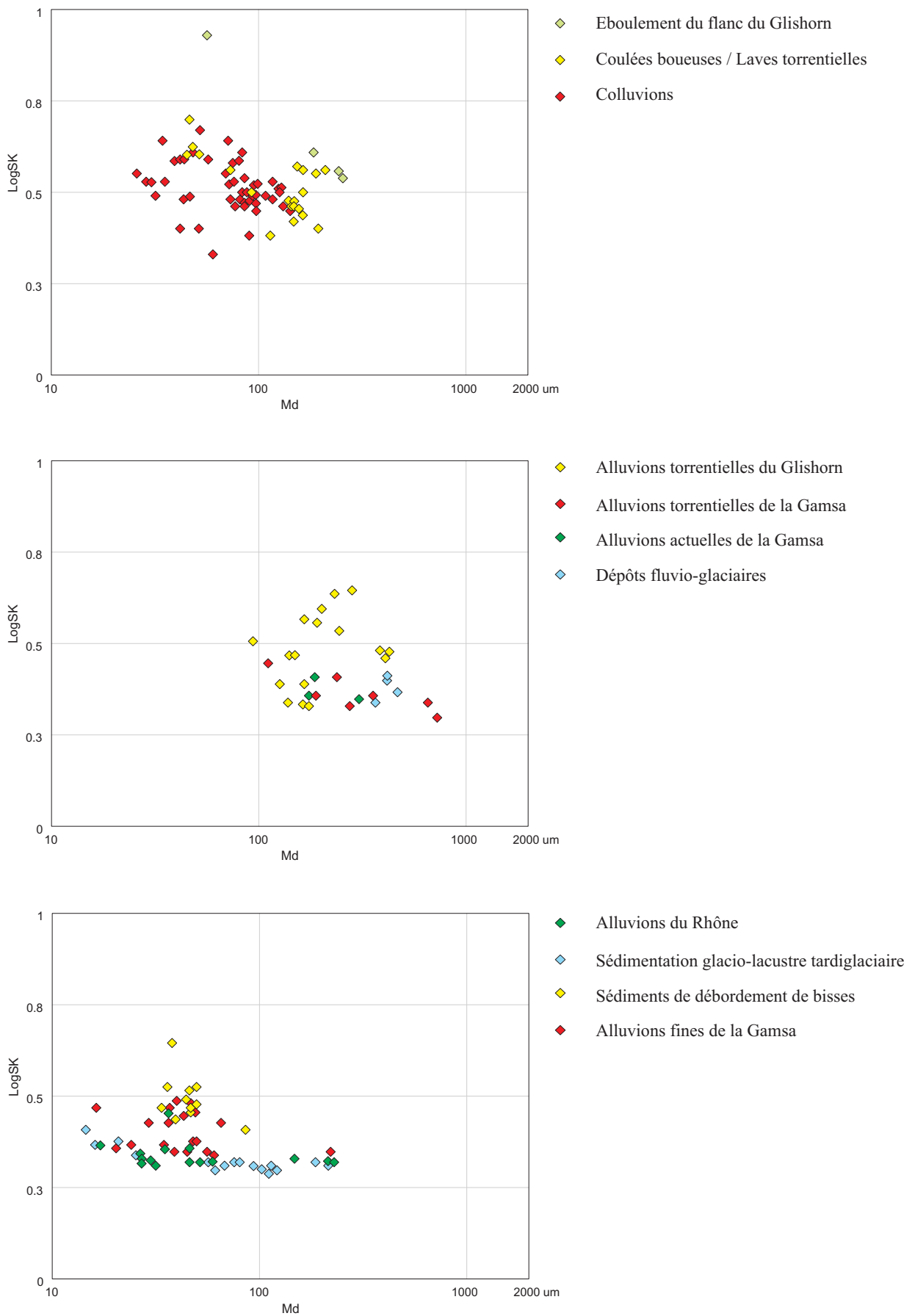


Fig. 83 : diagrammes binaires médiane / asymétrie : dépôts de gravité (en haut), alluvions grossières (au milieu) et alluvions fines et dépôts glacio-lacustres (en bas).

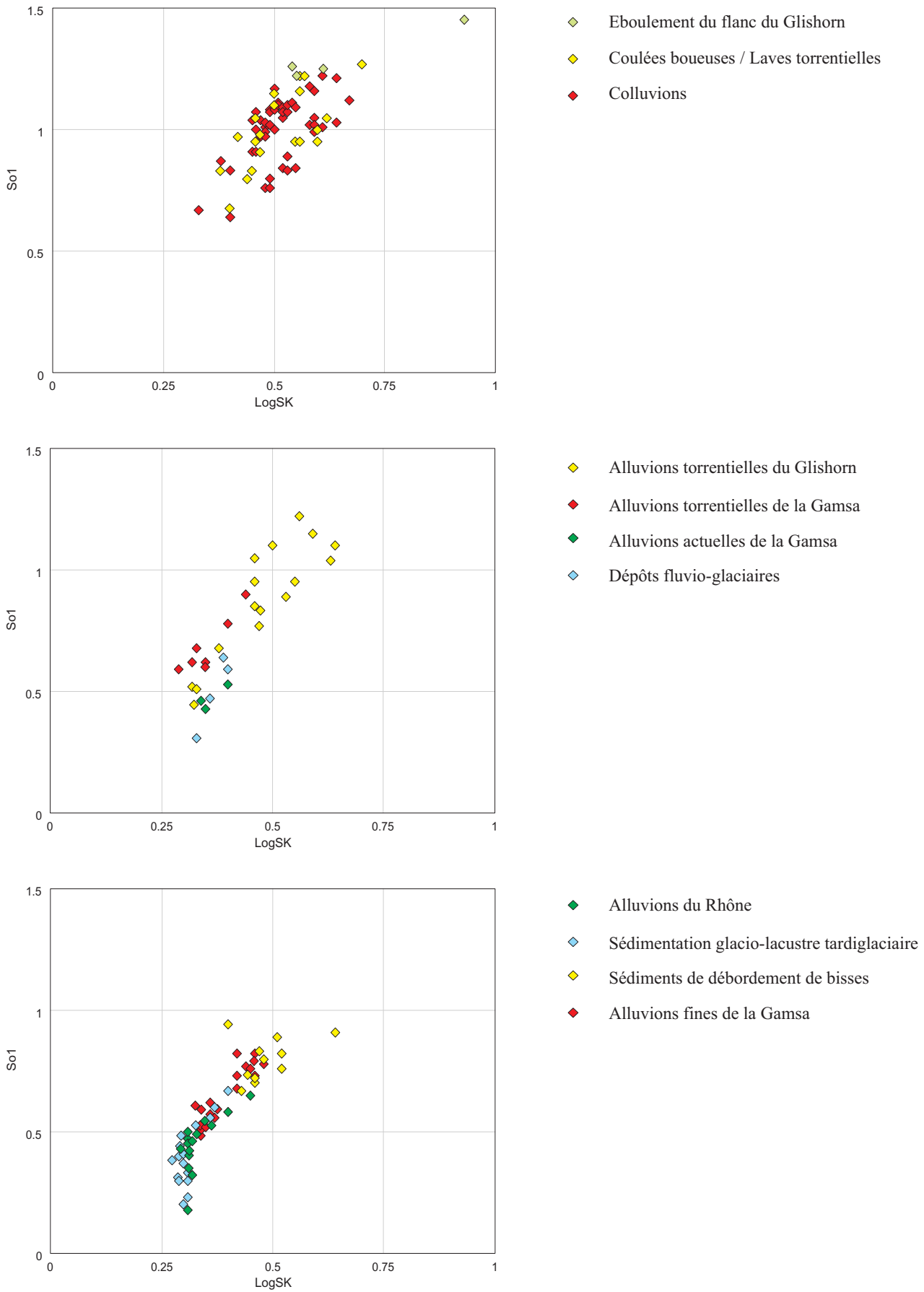


Fig. 84 : diagrammes binaires asymétrie / *sorting index* : dépôts de gravité (en haut), alluvions grossières (au milieu) et alluvions fines et dépôts glacio-lacustres (en bas).

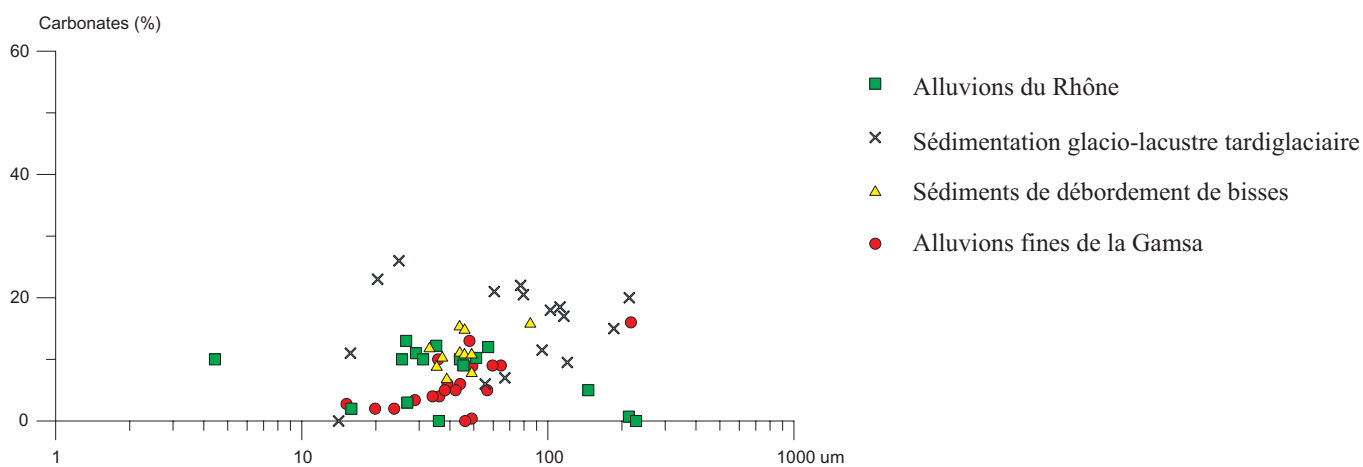
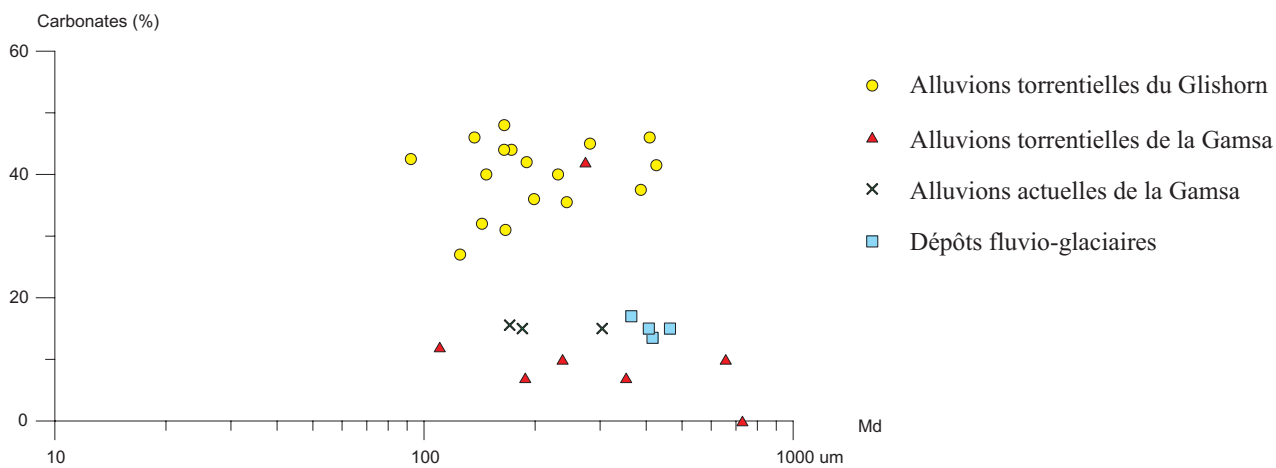
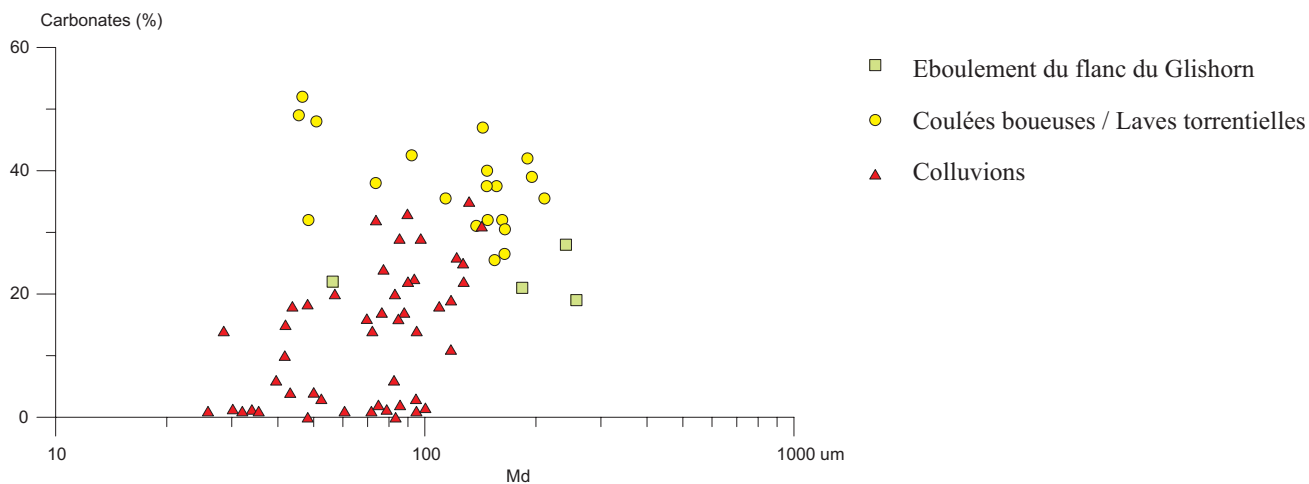


Fig. 85 : diagrammes binaires médiane / carbonates : dépôts de gravité (en haut), alluvions grossières (au milieu) et alluvions fines et dépôts glacio-lacustres (en bas).

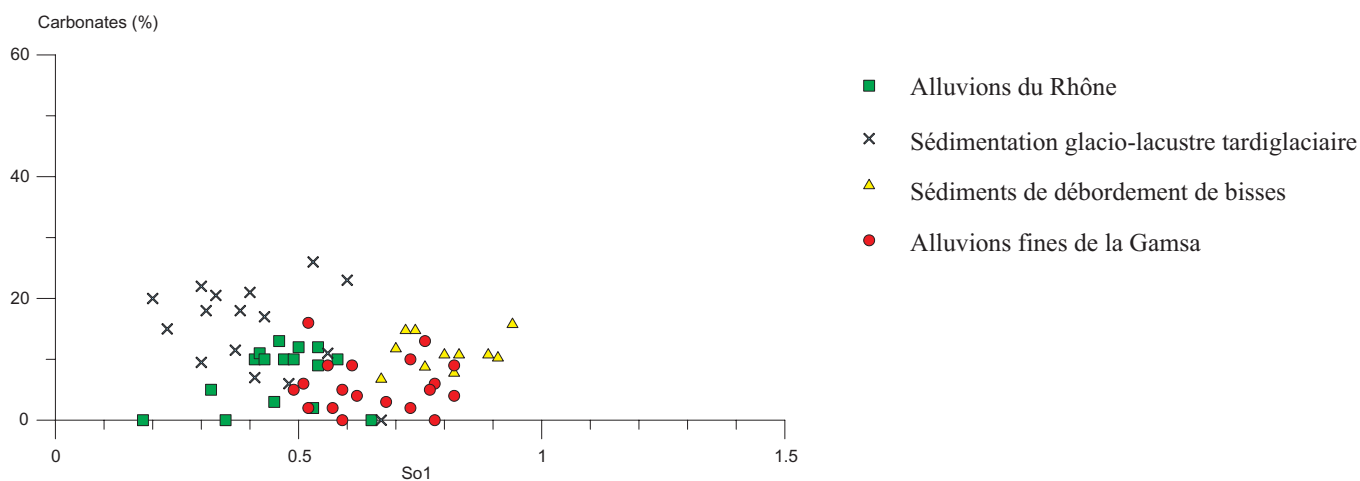
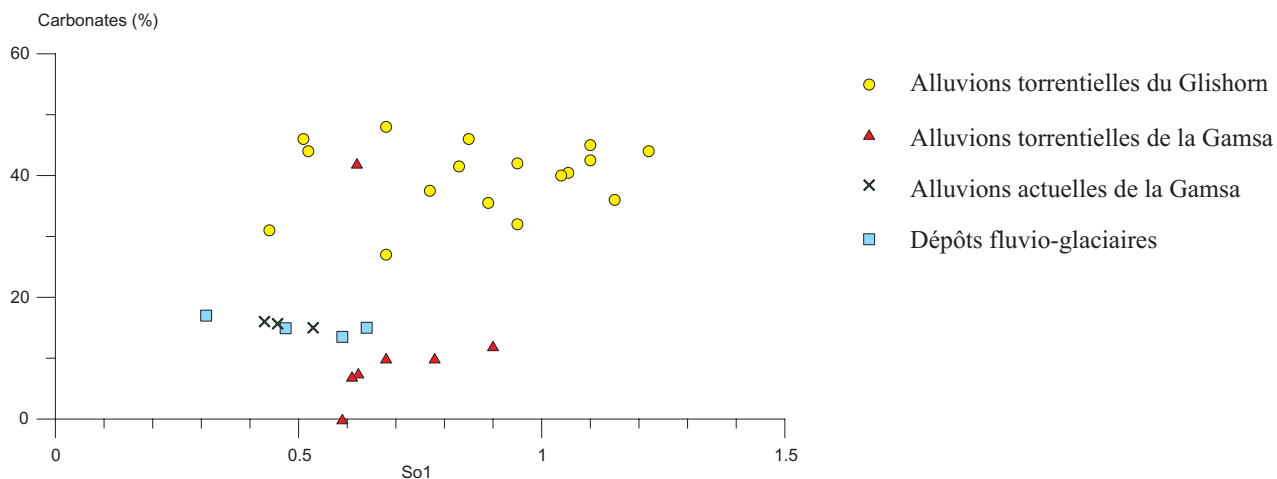
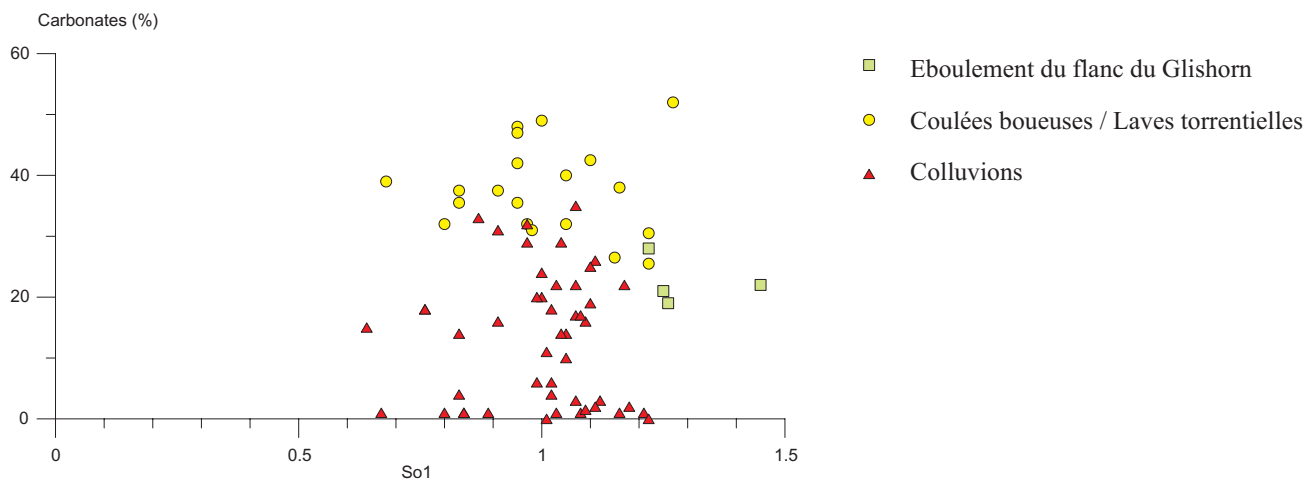


Fig. 86 : diagrammes binaires *sorting index* / carbonates : dépôts de gravité (en haut), alluvions grossières (au milieu) et alluvions fines et dépôts glacio-lacustres (en bas).

VII. 2) LA DYNAMIQUE DE TRANSPORT DES MATERIAUX : RHEOLOGIE / HYDRODYNAMIQUE / DYNAMIQUE GRAVITAIRE

quelques aspects théoriques et leurs applications au cas de Gamsen

Dans un contexte de versant comme celui de Gamsen, où la pente est forte, les mécanismes de transport des matériaux sont fortement influencés par la gravité, l'eau jouant un rôle plus ou moins marqué selon les mécanismes mis en jeu. Les faciès rencontrés, qui vont des matériaux d'éboulement et d'écroulement rocheux aux alluvions torrentielles plus ou moins triées, en passant par les laves torrentielles, sont caractéristiques de mécanismes de transport et de dépôts fort différents les uns des autres. Nous passerons en revue ci-après les différents cas de figure.

VII. 2.1) modèles rhéologiques et dynamique des fluides

Comme le souligne P. Tissières, le sédimentologue, confronté aux mécanismes de dépôts dans l'eau, est tenté de recourir aux lois de l'hydraulique (TISSIERES 1989). Pourtant, les champs d'application des deux domaines d'étude coïncident avec difficulté car l'hydraulicien étudie les transits de matériaux dans des conditions d'équilibre, alors que les observations du géologue portent essentiellement sur des états de déséquilibre, soit par excès de charge (dépôts), soit par excès de turbulence (érosion).

Pour appréhender l'ensemble des déplacements de matériaux rencontrés sur le site, il est nécessaire de faire un rappel théorique concernant la dynamique des grands types d'écoulement. Pour cela nous nous reporterons aux travaux de BLATT, MIDDLETON et MURRAY 1980, LEEDER 1982, PIERSON et COSTA 1987, COSTA 1988, FRANCOU 1988 et ANCEY 1997, 1999. Si l'on tente d'appréhender du point de vue théorique la question du comportement d'un flux constitué d'un mélange *sédiment + eau*, il conviendra de prendre en considération les différents cas de figure, depuis le cas où la concentration de sédiment est égale à 0 % (eau pure), jusqu'au cas où cette concentration atteint 100 % (sédiment sec) (PIERSON et COSTA 1987).

Costa différencie quatre grands types d'écoulement d'après leurs comportements rhéologiques : 1) *water floods (streamflow)*, 2) *hyperconcentrated (stream flows)*, 3) *debris flows* et 4) *granular flows* (COSTA 1988).

1) *water floods ou streamflow* (écoulement torrentiel normal) : en régime torrentiel normal, l'eau transporte une charge assez réduite en matériaux, la concentration des particules reste suffisamment faible pour n'affecter le comportement du fluide que de manière négligeable ; étant donnée la distance qui sépare les particules, les interactions entre grains restent très faibles. Ces écoulements de type *water flood* se caractérisent par un écoulement turbulent (structures tourbillonnaires), la charge en matériaux transportés est relativement faible (moins de 40 % en poids - le pourcentage d'eau libre est compris entre 100 % et 33 %), la viscosité est faible ; le comportement du fluide est celui d'un liquide ; la turbulence est le facteur principal de support des particules dans le fluide. Pour prendre des exemples actualistes, nous sommes dans le cas de la Saltina en régime normal ou du transit dans les bisses.

2) *hyperconcentrated flow* (écoulement hyperconcentré) : dans les flux hyperconcentrés, quand la charge en particules transportées augmente, il arrive un moment où il commence à y avoir une interaction entre les particules transportées ; cette interaction peut être d'ordre électrochimique pour les particules argileuses ou d'ordre physique (collision entre grains) ; le comportement du fluide s'en trouve modifié : le flux passe progressivement de turbulent à laminaire à mesure que la charge augmente, du fait de la collision des particules entre elles ; la viscosité augmente fortement ; le comportement devient plastique. Dans ces flux hyperconcentrés, la charge est plus élevée que dans les écoulements torrentiels en régime normal : elle varie entre 40 % et 70 % en poids (le pourcentage d'eau libre varie de 33 % à 0 %). Les mécanismes de support des sédiments sont principalement la flottation et la turbulence. Si la vitesse du fluide décroît, les particules les plus grossières se déposent. Nous sommes dans le cas de la Saltina lors de la crue du 24 septembre 1993 ou lors de crues plus mineures.

3) *debris flow, mud flow* (lave torrentielle, coulée de débris, coulée boueuse) : dans les coulées de débris, la charge en matériaux transportés augmente encore ; à partir d'un certain seuil, le comportement du flux change à nouveau : les particules sont en contact permanent et les interactions entre les grains sont très fortes ; l'eau et les particules solides se déplacent ensemble et à la même vitesse comme un seul et même corps et ne peuvent pas être séparées (écoulement monophasique), alors que dans les flux normaux et hyperconcentrés, l'eau et les particules solides restent des composantes séparées dans le fluide, avec la possibilité de se déposer séparément si la vitesse du flux diminue (COSTA 1988). Dans le cas des laves torrentielles, l'écoulement est de type laminaire ; la charge en matériaux est forte : la charge solide varie entre 70 % et 90 % en poids (0 % d'eau libre). Dans les laves torrentielles, la densité de la masse en mouvement est comprise entre 1,80 et 2,30 g/cm³, alors que la densité d'un

flux d'eau transportant du sédiment (régime torrentiel normal) est comprise entre 1,01 et 1,33 g/cm³ et que celle d'un écoulement hyperconcentré est comprise entre 1,33 et 1,80g/cm³ ; du fait de la faible différence de densité entre les éléments supportés dans la coulée et le fluide lui-même, la force de flottation joue un grand rôle lors du transport des sédiments dans les coulées de débris et les coulées de boue ; à celle-ci s'ajoutent les forces d'interaction entre les grains liées aux chocs des particules entre elles. Le comportement du flux est dit "visco-plastique". En général, dans une lave torrentielle, la concentration solide du mélange décroît depuis le front de la coulée vers l'arrière, et, à partir d'un certain point, l'écoulement n'est plus monophasique mais passe à un écoulement hyperconcentré (COUSSOT 1996). Comme exemple actuel de lave torrentielle, nous citons le cas de la coulée de Glis-Holzji en août 1995, documentée et échantillonnée quelques jours après son dépôt.

Dans un système de lave torrentielle, on peut généralement distinguer, du point de vue morphologique (FRANCOU 1988, JOHNSON et RODINE 1984), de l'amont vers l'aval : un chenal d'écoulement fortement incisé, un chenal non incisé, bordé de levées à fronts externes raides puis à l'aval une coulée lobée qui perturbe en général peu le substrat qu'elle recouvre ; l'écoulement s'effectue par vagues successives. Le front de la coulée renferme une plus grande concentration de blocs que le reste de la coulée où les éléments grossiers incorporés sont fréquemment redressés.

L'aspect théorique, développé par Coussot (COUSSOT 1996), avait été abordé précédemment par Johnson (JOHNSON et RODINE 1984). Ce dernier a proposé un modèle rhéologique pour expliquer le comportement des matériaux dans les coulées de débris : c'est le *Coulomb-viscous model* : la coulée est constituée d'une masse centrale (le "radeau") qui se déplace de manière rigide à vitesse constante sur un soubassement à écoulement laminaire où la vitesse décroît de façon parabolique vers la bordure. La vitesse est nulle à la base et sur les bords de la coulée, expliquant le fait que les éléments recouverts par la coulée ne sont en général pas perturbés, les cisaillements ayant lieu entre la masse centrale à comportement rigide et la couronne périphérique à écoulement laminaire. Lorsque la pente décroît, la vitesse de la coulée diminue ; la couronne périphérique à écoulement laminaire diminue d'épaisseur. Quand cette couronne périphérique n'existe plus, suite à une trop forte diminution de la pente en aval, la coulée s'immobilise. Une coulée constituée de 80 % à 90 % de particules solides s'arrête sur des pentes de 5-10°. De façon théorique, il est possible de définir une relation entre « l'épaisseur critique » et « l'inclinaison critique » de la coulée, seuils à partir desquels la masse de matériaux se met en mouvement ou se stabilise.

D'après les derniers auteurs cités, les mécanismes d'initiation des coulées sont de deux types : 1- glissement de terrain incorporant progressivement de l'eau dans la masse de débris ; 2 – « effet de tuyau d'arrosage » ("*fire hose effect*") : un courant d'eau se déplaçant à grande vitesse rencontre une masse de débris dans laquelle il dissipe son énergie en la dispersant dans la masse.

La vitesse de déplacement des laves torrentielles varie selon la pente, de plusieurs mètres par seconde dans les parties amont des bassins où la pente est forte (0,5 à 10 m/s dans la partie principale de l'écoulement), à des vitesses nulles sur les cônes de déjection, de pente beaucoup plus faible (COUSSOT 1996 et 1997).

Les laves torrentielles se forment lorsqu'un ensemble de conditions critiques est composé : celles-ci dépendent de plusieurs facteurs : la pente, la forme et les dimensions de l'impluvium, la lithologie, l'état de couverture du terrain, la pluviométrie, etc. (FRANCOU 1988, TRICART 1961).

-pédrographie du substrat : la présence d'importantes quantités de matériaux facilement mobilisables (moraines, matériaux d'anciens glissements de terrain, alluvions, marnes) lors des forts ruissellements est un facteur propice au déclenchement des coulées de débris.

-relief : forts dénivelés dans les parties amont de l'impluvium.

-état de couverture du terrain : rareté du couvert végétal, impact anthropique (défrichage).

-contexte climatique : les périodes de réchauffement climatique sont en général propices aux déclenchements des coulées de boue si la partie amont des impluviums est dans la frange de limite altitudinale du pergélisol, le recul du pergélisol favorisant alors le dégagement de grandes masses de matériaux instables dans les couloirs (cas de Poschiavo aux Grisons, du Münstigtal et du Gerental dans la haute vallée de Conches en 1987, HAEBERLI et NAEF 1988). La formation de retenues temporaires d'eau et de matériaux solides sur le cours du torrent et la rupture brutale de celles-ci (HAEBERLI et NAEF 1988, COUSSOT 1997) constituent souvent une étape intermédiaire entre la mobilisation progressive des matériaux et le déclenchement de la coulée proprement dite.

-pluviométrie : Les laves torrentielles sont en règle générale déclenchées par des précipitations avec fortes intensités horaires (RAPP et STRÖMQUIST 1976, FRANCOU 1988). Le seuil horaire d'intensité minimal de déclenchement est fonction du contexte: en milieu périglaciaire (présence de pergélisol), il sera beaucoup plus bas (de l'ordre de 2 mm) qu'en milieu tempéré (de l'ordre de 8 à 10 mm). D'autre part, il faut mentionner le jeu combiné de précipitations pluvieuses et de fontes de neige tardives en altitude dues à des enneigements exceptionnels, entraînant une saturation en eau des matériaux (GEX 1924, TRICART 1961, HAEBERLI et NAEF 1988).

Pour expliquer le processus de mobilisation d'une lave torrentielle, certains auteurs (CREALP, p.1 et suivantes) mettent l'accent sur le fait qu'il faut dissocier, d'une part les prédispositions du bassin versant (prédispositions de base + prédispositions variables), d'autre part les événements déstabilisants (précipitations exceptionnelles, fonte des neiges) ; c'est la conjonction des deux variables (prédispositions variables et événements déstabilisants) qui créera le déclenchement du processus.

4) granular flow ou grain flow (écoulement granulaire) : il s'agit d'un flux de particules sans cohésion. Le comportement fluidal de la masse en mouvement n'est plus dû dans ce cas à la présence d'eau (qui ne joue plus qu'un rôle très marginal) mais à la transmission de l'énergie cinétique par les impacts répétés des grains entre eux durant l'écoulement (FRANCOU 1988) ; ces flux granulaires peuvent se produire aussi bien en milieu subaquatique, chenaux sous-marins par exemple (MIDDLETON et HAMPTON 1976, SELLEY 1988) qu'en milieu subaérien (PIERSON et COSTA 1987) ; ce sont par exemple les avalanches de débris, les éboulements à fort déplacement et les écroulements rocheux, pouvant se déplacer à grandes vitesses et sur de longues distances (LHENAFF 1996). Les coulées sèches sont d'extension géographique plus modeste (pieds de corniches, etc.).

VII. 2.2) les mouvements lents de colluvionnements et les déplacements superficiels de matériaux sur de faibles distances

Les déplacements de matériaux sur de faibles distances jouent une part importante dans l'évolution morphologique du terrain sur le site de Gamsen, principalement dans certains contextes morphosédimentaires, tels que les cônes (domaines B, C et D) et les anciennes berges de la Gamsa (domaine G) où les colluvions prennent une place importante dans les processus de déplacement et d'accumulation de matériaux, principalement aux périodes contemporaines et postérieures aux habitats protohistoriques et historiques. Ces mouvements de déplacement des matériaux sous l'action de la gravité sont la conséquence de la conjonction de plusieurs facteurs tels que la variation des conditions d'ensoleillement et de température tout au long de l'année, les précipitations (à forte ou faible intensité horaire), l'amplitude thermique journalière, les cycles journaliers de gel / dégel, mais également tels que les modifications de la quantité et de la qualité de matériaux facilement mobilisables liées aussi bien à des phénomènes naturels (nappes d'épandage et lave torrentielles) ou anthropiques (déblais de talus), les modifications de la pente et de la qualité du couvert végétal, conséquences également soit de phénomènes naturels (front de coulées de débris), soit d'activités humaines (terrassements). La mise en place des colluvions peut faire intervenir

des mouvements lents qui s'opèrent au cours de cycles répétés (cryoreptation, formation de *pipkrakes*, etc.) et des mouvements plus rapides, mais occasionnels et restreints quant à leur amplitude spatiale, entraînant des déplacements de petites quantités de matériaux sur quelques mètres au maximum (ruissellements). Dans le contexte du site de Gamsen, on pourra retenir les processus potentiels suivants :

-la cryoreptation (ou gélireptation, BIROT 1981) : celle-ci est la conséquence du gonflement cryogénique de l'eau interstitielle contenue dans le sol en surface ; ce gonflement correspond à une expansion de 9 % du volume d'eau. Le gonflement sera donc proportionnel à la quantité d'eau que renferme le sédiment. L'expansion se fait perpendiculairement à la surface lors des cycles de gel ; pendant les cycles de dégel, la cohésion se relâche et les particules se rabaissent selon la verticale. Comme dans le cas des *pipkrakes*, le déplacement est donc fonction de la pente. D'après Birot (BIROT 1981), c'est la classe granulométrique des limons qui est la plus favorable à ce type de mouvement alors que la formation des *pipkrakes* est favorisée dans les sédiments de texture à dominante sableuse.

-la formation de *pipkrakes* : les mouvements de particules à la surface du sol liés au phénomène des *pipkrakes* se produisent lors des cycles journaliers gel/dégel sur des sols gorgés d'eau, même dans les régions tempérées (BIROT 1981, VAN VLIET-LANOË 1988). Sur le site de Gamsen, situé à l'ubac, ces cycles sont fréquents principalement au début du printemps et à la fin de l'automne quand le nombre d'heures d'ensoleillement est restreint sur le site, et la présence de *pipkrakes* y a été observée à maintes reprises. Quand le sol est humide (automne, printemps avec la fonte des neiges), des aiguilles de glace de ségrégation, alimentées par des phénomènes de capillarité, soulèvent de quelques millimètres à plusieurs centimètres des petites pierres perpendiculairement à la surface du sol ; lors de la fonte de ces aiguilles de glace, ces éléments retombent plus en aval en fonction des lois de la gravité : en cas de dégel très rapide, la chute de la particule lui confère une énergie certaine cinétique et elle retombe, non pas à la verticale, mais plus en aval. Le déplacement est fonction de la pente du terrain (il sera d'autant plus grand que la pente est raide), de la longueur des aiguilles de glace de ségrégation et du nombre de cycles de gel/dégel. S'il y a répétition d'un grand nombre de cycles journaliers de gel/dégel, le déplacement superficiel de matériaux peut devenir conséquent. D'après B. Van Vliet-Lanoë (*ibid.*), les mouvements sensibles vers l'aval des particules soulevées se font sentir surtout pour des pentes supérieures à 20 degrés. Notons que sur le site de Gamsen, et en particulier dans la zone d'habitat protohistorique et historique, des aires localisées de pente assez forte (de l'ordre de 26 à 28 degrés) se rencontrent, en particulier à l'emplacement des talus amont de terrasse.

-la saltation pluviale : la saltation pluviale (mécanisme du *splash*) se produit par l'impact des gouttes de pluie sur les particules fines d'un sol dénudé, principalement sur terrain sableux ; les particules sont éjectées radialement autour de l'impact. Sur un terrain en pente, il se produit un déplacement des particules vers l'aval dû au fait que la proportion de grains éjectés vers l'aval est plus grande que celle de grains éjectés vers l'amont (avec un maximum pour des pentes avoisinant 26 degrés) et que la trajectoire des premiers est plus grande que celle des seconds (BIROT 1981).

-le ruissellement : celui-ci se produit au cours des averses lorsque la perméabilité du terrain ne lui permet plus de recevoir toutes les précipitations ; les eaux pluviales se rassemblent en petites rigoles aux trajectoires qui peuvent se modifier à chaque précipitation ou peuvent, durant de courts laps de temps, constituer des nappes (écoulement en nappe) . Les particules de la taille des limons seront susceptibles d'être mises en suspension par une tranche d'eau de quelques millimètres seulement (BIROT 1981) et déplacées sur des distances plus ou moins grandes. Les conditions de transport des particules sont complexes : mélange de particules en suspension et d'éléments de taille plus forte en salutation et tractés sur le fond (BERTRAN et TEXIER 1997).

-le fauchage : le fauchage est une déformation superficielle du sol liée à la gravité (déversement de la partie superficielle du terrain vers l'aval). Quelques exemples ont pu être observés sur le site (déversement vers l'aval des trous de piquet et des calages de poteau). Le fauchage peut résulter de mouvements lents de déplacement en masse dûs au gel.

-l'impact anthropogène : l'activité humaine directe et indirecte (déplacement des personnes, piétinement par les troupeaux, dénudation du sol lors de terrassements et d'aménagements divers) entraîne des déplacements aléatoires de matériaux de différentes tailles qu'il est difficile d'évaluer.

Tous les processus de mouvement lent qui viennent d'être décrits sont susceptibles de créer de sensibles perturbations de la position initiale du matériel archéologique, d'autant plus qu'une partie des processus mentionnés (*pipkrake*, cryoreptation) s'applique particulièrement bien à des éléments plats comme des tessons de céramique ou certains fragments osseux.

VII. 2.3) dynamique de déplacement des matériaux à Gamsen

Sur le site étudié, la dynamique de déplacement et de dépôt des matériaux s'opère principalement selon les trois types suivants : *water flood*, *hyperconcentrated flow* et *debris flow*. Sur les cônes, lors des phases d'excès de turbulence, les seuls témoins de l'activité torrentielle seront des chenaux ; les phases de dynamique de transit dans des conditions d'équilibre ne laisseront aucune trace enregistrée dans les séquences sédimentaires. Ce ne sera que lors des phases de baisse d'énergie que la sédimentation sur les cônes pourra se produire, soit dans les chenaux, soit à l'extérieur de ceux-ci. Les écoulements de type *waterflood* et *hyperconcentrated flow* donneront naissance à des dépôts présentant un certain classement granulométrique, la diminution d'énergie du flux entraînant progressivement le dépôt des particules de taille décroissante : à chaque niveau d'énergie correspondra un éventail restreint de taille de grains. Les débordements latéraux de chenaux pourront déposer des nappes plus ou moins grandes de sédiments sableux ou sablo-gravillonneux alors que des spectres granulométriques plus grossiers seront de préférence accumulés dans les chenaux, bien que ne soit pas une règle absolue (existence de nappes de dépôts grossiers en épandage sur les flancs des cônes). On notera également la granulométrie décroissante des dépôts sédimentés à l'aval du cône ouest (extrémité nord de la tranchée Tr.12), où l'on passe progressivement sur une distance assez courte de faciès grossiers à des faciès sableux lités.

Les dépôts de laves torrentielles (*debris flow* et *mud flow*) se produiront quand la vitesse des coulées diminuera en dessous du seuil de contrainte, le mélange liquide / sédiment fin / sédiment grossier ne subissant aucune séparation au moment de la stabilisation de la coulée. Les coulées seront fréquemment répandues en larges nappes moulant les irrégularités du relief mais constitueront également une part non négligeable du comblement des chenaux torrentiels.

Les dépôts d'éboulement, tels que ceux constituant le substrat du terrain de la partie est de Waldmatte, se rapportent au quatrième type mentionné (*granular flow*).

Lors des phases de colluvionnement et de ruissellement sur de petites distances, des processus similaires pourront être mis en jeu à une échelle plus réduite, et d'autres processus (cryoreptation, formation de *pipkrakes*, fauchage, impact anthropogène) pourront s'y adjoindre également.

VII. 2.4) diachronisme et ubiquité des phénomènes gravitaires

Des cinq grands types de sédimentation qui ont contribué au relief actuel du site de Gamsen (sédimentation glacio-lacustre et fluvio-glaciaire, dépôts de gravité, sédimentation torrentielle du versant, sédimentation torrentielle de la Gamsa et sédimentation alluviale rhodanienne), quatre d'entre eux ont eu une influence limitée si l'on considère le paramètre spatial et le paramètre temporel : sédimentation glacio-lacustre et fluvio-glaciaire durant le Tardiglaciaire aux extrémités orientale et occidentale du site, sédimentation torrentielle principalement à l'Holocène récent dans la zone centrale étant à l'origine de l'édification des deux cônes mineurs de Waldmatte-est et Waldmatte-centre (et de façon plus accessoire encore, de Breitenweg-est), sédimentation alluviale rhodanienne à l'époque moderne dans la partie aval du site, sédimentation de la Gamsa à l'ouest du site à des périodes récentes. Par contre, les phénomènes gravitaires paraissent avoir eu une importance tout au long de la période concernée et dans chaque domaine morphosédimentaire, présentant toutefois des faciès variés : glissements de terrain de grande ampleur et éboulements, coulées boueuses, colluvions à faible déplacement. Ceci tient à la convergence de plusieurs facteurs : déstabilisation des versants après le retrait glaciaire, environnement périglaciaire puis à faible couvert végétal durant le Tardiglaciaire (SULEBAK 1969, NIEUWENHUIJEN et VAN STEIJN 1990) ayant pu favoriser les coulées de solifluxion de

matériaux facilement mobilisables (placages morainiques, masses de terrain mal stabilisées des glissements et des tassements), forte déclivité du versant et qualité médiocre du substrat rocheux (calcschistes assez friables) et enfin contexte climatique, du fait que le site 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 remontant du sud se trouvent bloqués contre le versant sud des Alpes, entraînant des précipitations à très fortes intensités horaires (KUNZ et REY 1995).

Si les dépôts de colluvions consistent généralement en une succession de petites nappes localisées, souvent interstratifiées avec d'autres dépôts (sols enfouis, alluvions torrentielles, niveaux anthropogènes), les sédiments de coulées boueuses peuvent occuper des surfaces de beaucoup plus grande extension et leur rôle dans la morphologie du relief du piémont tel que nous le percevons aujourd'hui est loin d'être négligeable.

Cailleux et Tricart soulignent bien l'importance des laves torrentielles en climat tempéré et méditerranéen dans le façonnement du modelé (CAILLEUX ET TRICARD 1950).

Pour les périodes récentes (de l'âge de Fer à l'actuel), le facteur anthropique ne doit pas être négligé dans les causes de déclenchement des laves torrentielles, les déboisements pouvant entraîner des déstabilisations du terrain dans le petit bassin d'accumulation.

VII. 3) SEDIMENTATION ET DEFORMATION

VII. 3.1) classification et relation temporelle entre les processus de sédimentation et de déformation

En ce qui concerne la relation chronologique entre processus sédimentaires et déformations, les exemples rencontrés sur le site de Gamsen (fig. 20a, 20b, 60 et 61) peuvent être classés, en se basant sur la classification de Nagtegaal (NAGTEGAAL 1965), en trois groupes distincts. Une partie des déformations est à classer parmi les structures **syndépendimentaires** au sens strict : sédimentation et déformation sont contemporaines ; une seconde partie est à classer parmi les structures **métasédimentaires** : les déformations sont dues à la surimposition d'une strate sur une autre, dans un laps de temps court ; enfin, une dernière partie est à classer parmi les structures **postsédimentaires** : les déformations interviennent longtemps après la fin des processus sédimentaires.

-déformations syndépendimentaires 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) sont des déformations qui 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 par, d'une part leur large spectre granulométrique (médiane et *sorting index* élevés) induisant une assez forte densité ainsi qu'une faible porosité (les vides interstitiels entre les particules d'une taille donnée sont occupés par des particules de taille inférieure), d'autre part leur mise en place rapide sur des sédiments de granulométrie plus

fine, présentant un meilleur classement granulométrique et saturés en eau. Ces conditions sont favorables à la formation de figure de charge.

-déformations postsédimentaires : glace morte (thermokarst) 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) enfouis. 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).

La disparition de lentilles de glace morte : la disparition de lentilles de glace morte à l'aval des glaciers 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.

Le karst du gypse : rappelons le processus de mise en solution du gypse et de l'anhydrite : les eaux météoriques dissolvent les sulfates (SO₄) et le calcium (Ca) sans intervention du gaz carbonique. Un litre d'eau pure peut dissoudre environ 2,2 grammes de gypse ou d'anhydrite à 0° C et environ 2,5 grammes à 20° C ; ces roches sont donc 20 fois plus solubles que la calcite à 0° C. Les données relatives à la dissolution dans les karsts à gypse en milieu alpin (ROVÉRA 1993, NICOD 1993, CHARDON 1996, DELANNOY et CHARDON 1996) montrent que la vitesse de dissolution est maximale dans le fond des dolines et des petites ravines où elle est alors de l'ordre du millimètre par an. Des données obtenues dans la région du Galibier (Oisans) montrent qu'une doline de dimension moyenne se forme sur une durée de l'ordre du millénaire alors qu'une petite doline peut prendre naissance en l'espace d'un siècle (CHARDON 1996).

-déformations postsédimentaires : les cryoturba-tions : 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.

VII. 4) LES DONNEES DE GAMSEN DANS LEUR CADRE REGIONAL

VII. 4.1) la séquence glacio-lacustre de Gamsen replacée dans le contexte de la chronologie du retrait glaciaire en haute vallée du Rhône et dans les vallées latérales.

Les différents travaux effectués dans les Alpes ont permis de mettre en évidence la succession de stades de retrait glaciaire qui est la suivante : le stade des moraines externes, le stade des moraines (internes) basses, le stade des moraines (internes) intermédiaires et le stade des moraines hautes (WINISTÖRFER 1977). Le calage chronologique des différents stades est encore sujet à discussion. Plusieurs hypothèses ont été proposées, allant de l'hypothèse d'une déglaciation tardive (stade des moraines externes = Dryas récent ; stade des moraines intermédiaires = Préboréal) à celle d'une déglaciation précoce (stade des moraines externes = Dryas ancien inférieur ; stade des moraines intermédiaires = Dryas récent).

Les auteurs ayant travaillé en Haut-Valais ont reconnu trois stades : le stade des moraines hautes, le stade des moraines intermédiaires et le stade des moraines basses. Dans la région de Brig (AUBERT 1980 : 127-133), le stade des moraines basses a laissé de nombreux témoins, principalement au-dessus de Ried-bei-Brig et 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). Le plateau de Ried-Brig / Termen aurait alors été occupé par la langue terminale du glacier d'Aletsch jusqu'à l'altitude d'environ 1200m -1300m et le front du Glacier d'Aletsch se serait situé entre Gamsen et Brigerbad. Le stade des moraines intermédiaires a laissé des traces complexes dans la région de Naters (*ibid.* : 119-121).

La chronologie des stades de retrait du Tardiglaciaire ancien est encore mal connue en Valais alors qu'une chronologie assez détaillée a pu être proposée récemment pour les Préalpes vaudoises (SCHOENEICH 1998, SCHOENEICH et al. 1998). Seul le stade d'Egesen (Dryas récent) est bien positionné (BURRI 1987, WOHLFARTH et al. 1994). Il convient aussi de préciser que dans l'aire géographique concernée par le présent travail, il existe un fort contraste entre les grands glaciers du massif d'Aletsch (glaciers de Fiesch et d'Aletsch) dont les langues atteignaient encore la vallée du Rhône (SCHOENEICH et al. 1998, fig. 4), lors de la récurrence attribuée au stade d'Egesen (Dryas récent), et ceux du massif du Monte Leone-Hübschhorn, dont le retrait avait déjà permis la déglaciation de la région du col du Simplon dès le Bölling, permettant une sédimentation lacustre dans le Hobschensee avant 12000 B.P., à plus de 2000 m d'altitude, et où la détérioration climatique du Dryas

récent (11000-10000 B.P.) est bien marquée par l'enregistrement pollinique (LANG et TOBOLSKI 1985, MARCI-
NIAK 1988). Replacés dans ce contexte, les sédiments glacio-lacustres tardiglaciaires du site de Gamsen, attribués avec une certaine probabilité par l'étude palynologique au Dryas récent, pourraient être liés à un petit lac proglaciaire situé en aval du Grand Glacier d'Aletsch lors des phases de retrait de ce dernier durant le stade d'Egesen.

VII. 4.2) le site de Gamsen durant l'Holocène

La question des « terres rouges » a été à nouveau à l'ordre du jour après la mise en évidence de ces strates fortement rubéfiées sur le site de Gamsen, sous les niveaux d'occupation protohistoriques. Il a été possible de détailler, sur le site étudié, une histoire pédosédimentaire complexe entre 6400-6000 BC et 2450-2050 BC grâce aux travaux menés conjointement par la micromorphologie (GUÉLAT et RENTZEL, à paraître), la chronostratigraphie et la sédimentologie, permettant ainsi de préciser la genèse et la chronologie de ces sols bruns rubéfiés et de les replacer dans un contexte plus général (JAYET et SAUTER 1953 ; GUÉLAT, HONEGGER et RENTZEL 1995 ; GUÉLAT, MOULIN et RENTZEL 1997) afin de mieux connaître la genèse de ces différents cas de « terres rouges » valaisannes.

La question de la torrentialité alpine holocène a été fréquemment débattue. A partir de travaux initiés dans les Alpes du Sud (JORDA 1985), des études plus générales ont été entreprises (JORDA 1992, JORDA et ROSIQUE 1994, BALLANDRAS 2002, JORDA et al. 2002), des études ont été effectuées à partir d'enregistrement sédimentaires de sites fluviaux (BRAVARD et al. 1992, SALVADOR et al. 2002) et des corrélations ont été proposées entre torrentialité alpine et dynamique fluviale, du moins pour une partie de l'Holocène (MAGNY et RICHARD 1992). En Valais, les travaux archéologiques menés en ville de Sion ont montré l'importance et la complexité des accumulations détritiques de la Sionne au cours de l'Holocène (GALLAY 1984, BAUDAIS et al. 1989-90, MOULIN 2000a, 2000b), bien qu'aucune synthèse des données n'ait encore été tentée actuellement.

Les données du site de Gamsen peuvent-elles apporter une contribution à la question de l'enregistrement des modifications climatiques par les dépôts torrentiels ? Il convient tout d'abord de rappeler le contexte local du piémont du Glishorn : la taille réduite du bassin-versant (quelques hectares) alimentant les cônes de Gamsen et le caractère « versatile » de l'enregistrement sédimentaire dans l'espace et dans le temps. On essaiera toutefois de dégager quelques constantes. Au cours du Tar-

diglaciale, les premières coulées boueuses sont mises en évidence alors que de rares dépôts fluvio-glaciaires, montrant un spectre pétrographique dénotant une provenance des massifs cristallins de l'Aar, viennent sceller les séquences glacio-lacustres. Les séquences mal datées du début de l'Holocène, antérieures aux premiers sols bruns rubéfiés (6400-6000 BC), montrent d'importantes accumulations sédimentaires issues du versant, dans lesquelles alternent d'épaisses nappes de diamictes à blocs peu émoussés et des intercalations lenticulaires de dépôts triés sur une superficie qui englobait vraisemblablement une aire plus large que les cônes est et ouest réunis. Une dynamique assez active, à tendance rhéxistatique, a du avoir lieu à cette période, sur le versant nord du Glishorn encore mal stabilisé. On pourra faire ressortir une période à tendance biotasiatique, comprise entre 2500-2000 BC et 650 BC, caractérisée par une séquence colluviale très condensée et une absence d'indice d'activité torrentielle à l'emplacement des cônes est et ouest.

Cette période de relative stabilité du versant s'inscrit entre la séquence où alternent les formations de sols bruns rubéfiés et les phases d'activité de versant (6400-6000 BC) et les premières occupations du Hallstatt (vers 650 BC). A partir de 650 BC, l'étude détaillée des interactions complexes entre occupations et sédimentation sur les flancs des cônes est et ouest laisse à penser que l'impact anthropique local sur le bassin-versant a été un paramètre suffisamment fort à partir du premier âge du Fer pour oblitérer en grande partie ou en totalité le paramètre climatique durant la fin de l'Holocène. Durant l'histoire récente du site, le manque de jalons chronologiques au cours du dernier millénaire nous empêche de proposer un scénario précis. Il aurait été très intéressant de connaître la date des premières installations de bisses sur le site. Aucun dépôt torrentiel ne vient recouper les limons formés par les lents et réguliers débordements des bisses, dénotant une absence totale d'activité torrentielle du versant du Glishorn depuis leur mise en fonction.

CONCLUSIONS GENERALES

VIII. 1) L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE, LE SPATIAL ET LE TEMPOREL SUR LE SITE DE GAMSEN

VIII. 1.1) évolution respective de chacun des domaines morphosédimentaires du Tardiglaciaire à l'actuel

La stratigraphie est basée sur « l'agencement dans l'espace et dans le temps, des terrains et des événements qu'ils représentent » (RAT 1980). Le site de Brig-Glis/Gamsen (sens large) est, comme nous l'avons vu, constitué de plusieurs stations (ou sites au sens strict), occupées chacune différemment au cours des périodes protohistoriques et historiques. Les domaines morphosédimentaires ont été définis, quant à eux, comme des entités spatiales, des microcosmes qui ont évolué chacun à leur façon au cours du temps en fonction de leur position dans le contexte morphogénétique du site : le type des faciès sédimentaires, mais aussi la spécificité des temps enregistrés par la sédimentation donne une particularité à chacun d'eux. Le tableau de synthèse de la figure **fig. 87** montre la disparité dans la façon dont les événements ont été enregistrés dans les différents domaines morpho-sédimentaires du site de Gamsen (**fig. 87** : datations radiocarbone : **1** (-1409/-1133); **2** (-2470/-2040); **3** (-2890/-2490); **4** (-3340/-3035); **5** (-6090/-5740); **6** (-6430/-6000); **7** (890/1160); **8** (780/1000); **9** (760/970); **10** (685/955); **11** (640/780); **12** (570/890); **13** (560/700); **14** (1044/1268); **15** (912/1175); **16** (785/1007); **17** (628/848); **18** (-116/160); **19** (-192/62); **20** (-1228/-926).

L'événement le plus ancien enregistré sur le site est l'éboulement du flanc du Glishorn. Il a été reconnu dans le domaine A, mais aussi dans les domaines C et D. Si nos propositions de chronologie sont justes (dépôts glacio-lacustres correspondant à la dernière récurrence du glacier d'Aletsch à l'Egesen, cf. VII. 4.1), cet éboulement-tassement du flanc nord du Glishorn serait antérieur au Dryas récent. Il pourrait correspondre à la déstabilisation des versants de la vallée après la disparition du glacier du Rhône durant le Tardiglaciaire, entre le

Dryas ancien et le Dryas récent.

Durant le Dryas récent, dans les domaines morphosédimentaires A et F, les dépôts glacio-lacustres enregistrent des phénomènes de déformations plastiques qui se sont vraisemblablement produits à plusieurs reprises. Ces déformations sont liées en grande partie à des coulées de débris recouvrant des sédiments glacio-lacustres, les coulées pouvant être liées à l'instabilité du versant au moment de la disparition progressive du pergélisol.

La transition du Tardiglaciaire à l'Holocène ne se marque pas de façon significative sur le site de Gamsen : elle n'est ni mise en évidence par un changement notable dans la lithostratigraphie, ni cernée de façon précise dans la chronostratigraphie. Les premiers dépôts qui sont attribués à l'Holocène sont des colluvions fines jaunâtres (domaine morphosédimentaire F), attribuées au Boréal et affectées dans leur partie supérieure par une pédogenèse. La séquence pédo-sédimentaire de Waldmatte-est dans le domaine C (alternance de phases de sédimentation et de pédogenèse) se place chronologiquement entre 6400-6000 BC et 2450-2050 BC. Vers 2000 BC et déjà avant, la présence de souches carbonisées nous incite à voir des incendies volontaires qui pourraient correspondre à la première emprise des néolithiques sur le territoire. La période qui lui succède (2000 BC - 700/650 BC) correspond sur le site étudié, d'une manière assez généralisée, à une relative stabilité dans la dynamique sédimentaire puisqu'elle correspond à la mise en place d'une séquence colluviale assez condensée, remaniant en partie les sols enfouis antérieurs. Deux dates radiocarbone (une à Bildacker et une à Kriedenfluh, domaine G), souligne durant l'âge du Bronze une présence humaine encore discrète sur le territoire.

Durant la fourchette de temps qui va de 650 av. J.-C. à 200 apr. J.-C. l'activité du cône est de Waldmatte-est est bien marquée. L'enregistrement sédimentaire exceptionnel résulte de la convergence de plusieurs facteurs principalement liés à l'activité anthropique : 1) l'occupation dense du territoire à partir du premier âge du Fer a une incidence non négligeable sur le

bassin-versant (probables déboisements intensifs pour les constructions, etc.). Cette occupation induit, avec une certaine inertie, une dynamique torrentielle active liée à une nouvelle fragilisation superficielle du versant constitué de matériaux déjà mal stabilisés (masse éboulée et tassée du flanc nord du Glishorn) : les crues torrentielles avec incisions de chenaux et épandages de nappes de débordement latérales, de même que les laves torrentielles sont fréquentes ; 2) l'habitat sur le cône entraîne des modifications dans sa morphologie : aménagement de terrasses, modification de son profil d'équilibre, créant par là-même de nouvelles conditions de taphonomie : les sédiments sont piégés sur les replats des terrasses. Le cône ouest, occupé également dès l'âge du Fer dans sa partie aval et médiane, montre une activité torrentielle assez réduite durant la protohistoire. Un canal de dérivation, construit à la fin de l'âge du Fer et entretenu jusqu'à l'époque romaine, permet d'éviter les crues destructrices dans la partie centrale du cône densément occupée. Puis le cône reprend une forte activité : laves torrentielles et chenaux fortement incisés avec nappes de débordements constituent une épaisse séquence postérieure aux dernières occupations romaines et antérieure aux dépôts de bisses.

Dans le domaine morpho-sédimentaire E, une dynamique spécifique liée au karst du gypse est enregistrée dans la séquence sédimentaire avec les excellents jalons chronologiques que sont les occupations romaines antérieures à l'effondrement de la doline, et l'activité artisanale des fours à plâtre qui est postérieure à l'effondrement principal.

Les anciennes berges de la Gamsa (domaine morpho-sédimentaire G) sont occupées dès la protohistoire et jusqu'au cours de la période romaine. La séquence sédimentaire nous montre une histoire naturelle où alternent les apports d'un bras de la Gamsa, des apports torrentiels du versant du Glishorn et des séquences colluviales.

VIII. 1.2) le temps sérié

La question de la sériation du temps est continuellement au coeur des préoccupations du stratigraphe, du géomorphologue comme de l'archéologue, depuis le terrain jusqu'au traitement des données (RAT 1980, MACAIRE 1990, AMOROS et PETTS 1993, NICLOUD et CURDY 1994, LE COEUR et al. 1997, BERTRAND et BERTRAND 1997, FAIVRE et al. 1997, VAN DER LEEUW 1997, COHEN et al. 1997, BEECHING et BROCHIER, à paraître). Nous voudrions souligner à nouveau l'extrême degré d'hétérogénéité des enregistrements sédimentaires à l'échelle du site étudié et sur la période chronologique représentée, celle-ci couvrant une partie du Tardiglaciaire et tout l'Holocène, de même que l'hétérogénéité de la fréquence

des référentiels temporels. Durant la période de près de dix millénaires qui couvrent la séquence qui va 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 alors que durant le millénaire suivant les jalons sont nombreux et permettent une sériation détaillée. Cette hétérogénéité existe encore, bien qu'à un degré moindre, dans la séquence sédimentaire du cône est où la sériation chronologique établie par l'archéologie permet de descendre au quart de siècle, voire à la décennie (NICLOUD et CURDY 1994) dans certaines parties de la séquence, alors que pour les quinze derniers siècles de notre ère les jalons chronologiques sont à nouveau rares.

Il convient également de noter que même au sein des entités spatio-temporelles où le degré de finesse est le plus grand, des hétérogénéités persistent quant à la sériation chronologique des phénomènes puisqu'en augmentant la focale et le « pouvoir de résolution », l'analyse chronostratigraphique de certaines zones du site a permis de mettre en évidence des événements naturels (creusements de chenaux, alluvionnements, dépôts de laves torrentielles) qui se sont de toute évidence passés dans un laps de temps très court à l'intérieur des bornes temporelles qui les délimitent.

Considérant « l'échelle de temps optimale pour étudier les mécanismes à processus-réponse », AMOROS et PETTS (AMOROS et PETTS 1993) 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). Dans la séquence étudiée à Gamsen, nous sommes dans le **moyen terme** lorsque nous mettons en 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 le cône est 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 ; il conviendrait d'ailleurs ici de définir, dans cette terminologie, une catégorie supplémentaire dans l'instantané pour classer les processus qui ne nécessitent que quelques jours, voire quelques heures pour leur mise en place. Sur le terrain, ces différents enregistrements du temps écoulé se côtoient et se superposent, et il n'est pas toujours aisé de faire la part des uns et des autres. Il s'ensuit des phénomènes de biaisages et de distorsions (MACAIRE 1990, BROCHIER 1999, BEECHING et BROCHIER, à paraître) dans les 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.

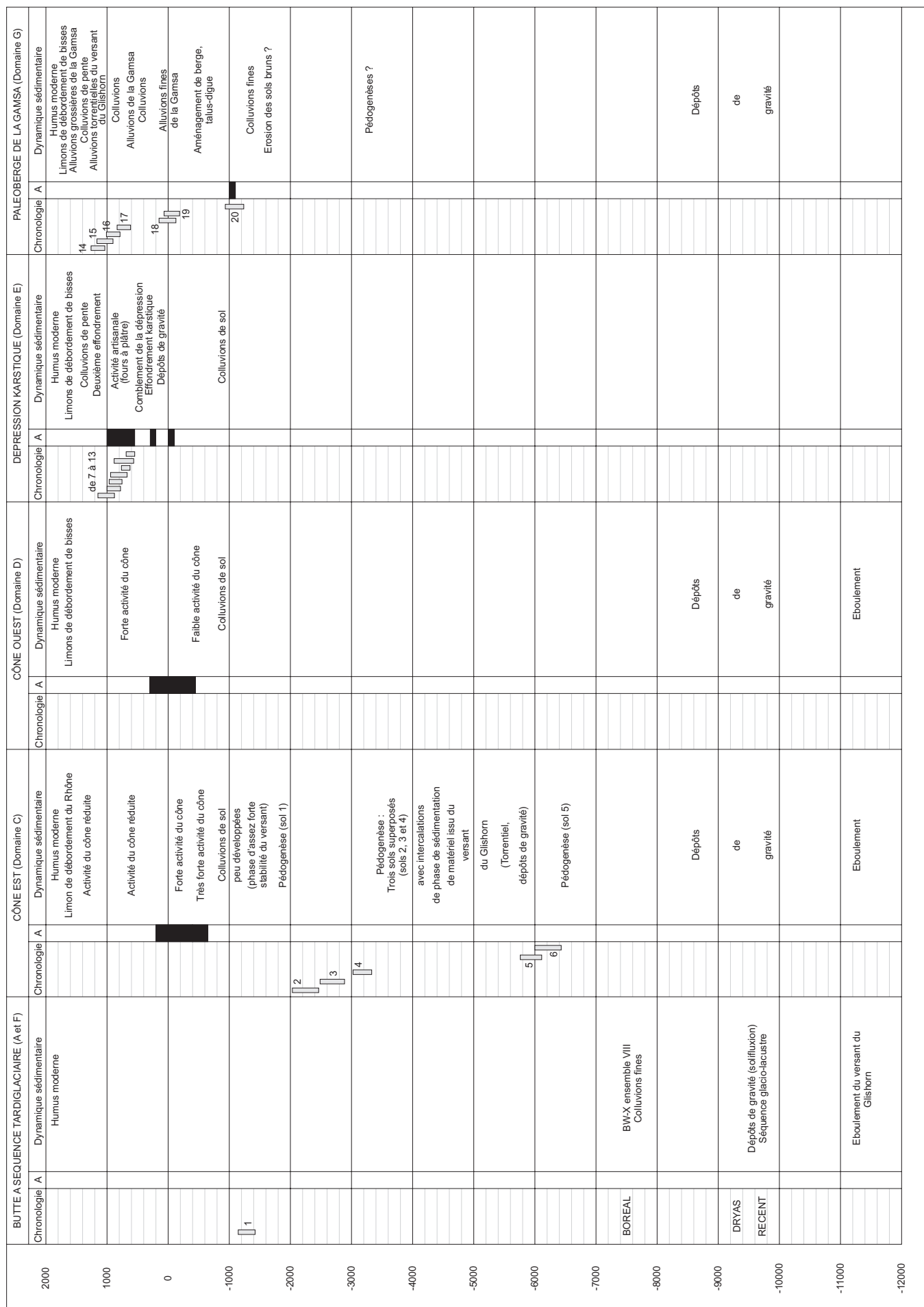


Fig. 87 : tableau de synthèse : essai de corrélation entre domaines morphosédimentaires.

VIII. 1.3) 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 (constructions domestiques et industrielles dans des zones à risques, etc.), des modifications de l'environnement liées au réchauffement climatique (disparition progressive du permafrost en altitude, augmentation de la fréquence des événements « catastrophiques » (BEATY 1974 et 1990, HAEBERLI et NAEF 1988, JERGEN et *al.* 1992, KUNZ et REY 1995, LHENAFF 1996), 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 localement durant une dizaine de millénaires, depuis le retrait glaciaire consécutif à la dernière déglaciation. Certains de ces événements étaient liés à des phénomènes d'ampleur globale (le réchauffement climatique tardiglaciaire et holocène, avec ses crises internes -le Dryas récent par exemple-), d'autres étaient liés à des circonstances locales (la formation de la doline du gypse et le piège sédimentaire qu'elle a constitué). Gageons que d'autres recherches valaisannes, liées ou non à des travaux archéologiques, permettront de valider les premières interprétations effectuées ici et permettront des corrélations à l'échelle régionale.

D'autres événements, enfin, sont déjà les stigmates de l'emprise d'une population sur son territoire : on aura remarqué comment l'activité torrentielle augmente sur le cône est, avec une inertie de l'ordre d'un siècle, avec l'installation des habitants du premier, puis du second 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. Les archéologues peuvent nous montrer en parallèle ce que les crues ont réellement détruit et à quel moment, par rapport à la durée de fonctionnement des bâtiments et à leur abandon, comment les habitants ont réagi à ces destructions rapides, aux modifications à plus long terme de la topographie des cônes torrentiels ; ils peuvent nous expliciter les déplacements de l'habitat qui en résultent, les travaux de dérivations des axes des chenaux torrentiels, de canalisations, de constructions de digues protectrices, etc. et nous avons là, en synthétisant les données de l'humain et celles du naturel, une esquisse évolutive d'une histoire millénaire des premières interactions de l'homme avec son milieu par un exemple extrêmement bien cerné dans l'espace et dans le temps.

Bernard Moulin, décembre 2003