



UNIL | Université de Lausanne
Faculté des géosciences
et de l'environnement

Master of Science in Geography

Cartographie géomorphologique de la dynamique sédimentaire et torrentielle de haute montagne. Le cas du bassin-versant des Aiguilles Rouges d'Arolla, Val d'Hérens (VS)

Kummert Mario

Sous la direction du Prof. E. Reynard
Expert: Dr. C. Lambiel



Maîtrise universitaire ès sciences en géographie | Août - 2012



Institut de géographie, Université de Lausanne | www.unil.ch/igul

Illustration de couverture : La partie centrale du bassin-versant des Aiguilles Rouges d'Arolla observée en montant vers la cabane des Aiguilles Rouges.

Sauf mention contraire, toutes les illustrations sont de l'auteur.

Remerciements

La réalisation d'un mémoire est un processus long et qui nécessite l'intervention d'un grand nombre de personnes en plus de son auteur. C'est pourquoi il me semble important ici de remercier ces différentes personnes qui ont permis l'achèvement de ce dossier qui marque pour moi la fin de mon heureux séjour en Suisse.

Je pense particulièrement :

À mon directeur de mémoire E. Reynard, et à mon expert C. Lambiel ;

Aux chercheurs de l'IGUL Simon Martin, Benoît Maillard et Jean-Michel Fallot ;

À mes amis suisses (et assimilés) du Géomorphocrew : Jean-Baptiste, Lucien, Benoît et Stephan ;

À mes parents, à Nora et à toute ma famille ;

Et enfin à mes amis de Belgique, Fred, François et Sev.

Résumé

Le but de ce travail de mémoire est d'analyser et de comprendre la dynamique sédimentaire contemporaine d'un bassin-versant de haute montagne.

L'intérêt de l'étude de ce type d'environnement vient du fait que ces dynamiques sédimentaires sont responsables de l'évolution de la forme de la surface de la terre. Elles se caractérisent par l'intervention d'un grand nombre de processus géomorphologiques que les fortes dénivellations et l'altitude rendent souvent intenses. Ces processus peuvent prendre diverses formes et certains sont étroitement liés aux problématiques des dangers naturels. C'est le cas notamment des laves torrentielles, qui sont à la fois un agent de transport des sédiments important, mais aussi un aléa naturel particulièrement intense. C'est notamment ce lien avec les risques naturels, associé à un contexte actuel de changement climatique qui tend à modifier ces processus, qui rend les études sur les dynamiques sédimentaires contemporaines importantes.

Le bassin-versant des Aiguilles Rouges d'Arolla a été choisi pour cette étude. Il se situe en rive gauche du Val d'Arolla (Val d'Hérens (VS) entre 1800 m et 3646 m. Ce bassin-versant a subi de profondes modifications environnementales depuis la fin de la dernière glaciation, en passant d'un système à dominance glaciaire à un système actuellement plus tempéré. Ces modifications ont entraîné la production de grandes quantités de matériaux sédimentaires, disponibles pour les transferts amont-aval.

Pour comprendre le fonctionnement du bassin en terme de dynamique sédimentaire, nous nous sommes appuyés sur la cartographie géomorphologique. Différentes cartes ont ainsi été produites pour le terrain d'étude. Elles concernent la morphogenèse et l'activité sédimentaire, et notamment torrentielle. Elles ont permis de mettre en évidence à la fois sa richesse géomorphologique et sa faiblesse du point de vue de l'évacuation des sédiments. Le retrait glaciaire a semble-t-il entraîné de grosses déconnexions sédimentaires entre les parties aval du bassin, et les parties amont.

Table des Matières

Remerciements	3
Résumé.....	5
Table des Matières	6
Chapitre I : Introduction et problématique	9
1.1. Introduction générale	11
1.2. Etat de la recherche	11
1.2.1. Les transferts sédimentaires	11
1.2.2. Le rôle et les caractéristiques des transferts torrentiels	13
1.2.3. Les méthodes qualitatives et la cartographie géomorphologique	13
1.2.4. Les recherches à l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne.....	14
1.3. Problématique et objectifs	15
1.4. Organisation du travail.....	16
Chapitre II : Cadre théorique	17
2.1. Introduction	19
2.2. Cascade sédimentaire et dynamique de transfert.....	19
2.3. Les bassins-versants torrentiels et la torrentialité	23
2.3.1. Morphologie générale	24
2.3.2. Les événements torrentiels intenses.....	25
2.3.3. Les déclenchements d'événements torrentiels intenses.....	31
Chapitre III : Méthodes	37
3.1. Introduction	39
3.2. La cartographie géomorphologique : concepts généraux	39
3.2.1. Historique.....	40
3.2.2. Domaines d'application	40
3.2.3. Les principaux types de cartes	40
3.2.4. Les systèmes de légende.....	42
3.2.5. L'utilisation des SIG	46
3.3. Cartographie des transferts sédimentaires	48
3.3.1. Cartographie morphogénétique.....	48
3.3.2. Cartographie géosystémique de la cascade sédimentaire.....	50
3.3.3. Cartographie de la dynamique torrentielle.....	51
Chapitre IV : Terrain d'étude	55
4.1. Cadre géographique	57
4.2. Cadre géologique	59
4.3. Cadre climatique.....	63
4.4. Cadre hydrologique	67
4.5. Cadre anthropique	71

Chapitre V : Géomorphologie et dynamique sédimentaire	75
5.1. Morphogenèse et géomorphologie générale.....	77
5.1.1. Introduction	77
5.1.2. Morphologie actuelle du bassin-versant	77
5.1.2.1. Morphologie générale	77
5.1.2.2. Morphologie glaciaire.....	79
5.1.2.3. Morphologie périglaciaire	101
5.1.2.4. Morphologie gravitaire	113
5.1.2.5. Morphologie fluviale	117
5.1.2.6. Formes anthropiques.....	122
5.1.2.7. Autres formes particulières.....	122
5.1.3. Morphogenèse.....	124
5.2. Dynamique sédimentaire contemporaine.....	126
5.2.1. Cascade sédimentaire générale.....	126
5.2.1.1. Répartition spatiale des zones de transfert.....	126
5.2.1.2. Le rôle des différents processus dans la cascade sédimentaire.....	130
5.2.1.3. Exemples de toposéquences	134
5.2.1.4. Synthèse sur la cascade sédimentaire générale.....	138
5.2.2. Activité torrentielle	139
5.2.2.1. Introduction	139
5.2.2.2. Indices de torrencialité.....	139
5.2.2.3. Activité torrentielle du bassin-versant.....	140
5.2.3. Synthèse des dynamiques sédimentaires et torrentielles du bassin-versant.....	150
Chapitre VI : Conclusions.....	153
6.1. Synthèse.....	155
6.2. Discussion	158
6.3. Conclusion et perspectives.....	161
Références bibliographiques	163
Annexes.....	173

Chapitre I : Introduction et problématique

1.1. Introduction générale

Dans le contexte actuel de changement climatique, les processus qui régissent l'altération des chaînes orogéniques sont amenés à subir des modifications dans leurs modes de fonctionnement. En effet, en région de montagne, les conditions climatiques ont un impact direct sur l'activité des processus et sur la dynamique sédimentaire. L'augmentation des précipitations avec l'altitude et les grandes variabilités journalières et saisonnières des températures jouent un rôle amplificateur pour ces processus géomorphologiques. Ainsi, si on accepte que ces conditions climatiques puissent changer, il est probable qu'une modification des dynamiques des versants survienne.

La compréhension et l'étude de ces dynamiques sédimentaires de montagne sont donc fondamentales. En effet, une grande partie de ces processus de transfert, qui provoquent des modifications du modelé du paysage, ont une influence sur les sociétés. C'est d'autant plus vrai dans une chaîne de montagne comme les Alpes, où les sociétés humaines, pour de nombreuses raisons, ont colonisé une grande part de l'espace, notamment à haute altitude (au-dessus de 2000 m). Que ce soit pour la production d'énergie, le tourisme, l'agriculture, etc, les infrastructures humaines sont omniprésentes dans les Alpes. De ce fait, les processus géomorphologiques de montagne, qui tendent à modifier l'environnement direct de ces infrastructures, parfois par le biais d'événements intenses, ont un impact sur celles-ci. Les phénomènes d'érosion ou de transport peuvent même être un vecteur de risque pour les sociétés.

Les transferts sédimentaires sont un domaine étroitement lié à ces problématiques des risques environnementaux de montagne, et jouent un rôle notamment sur l'aménagement du territoire. Les processus torrentiels, qui représentent un chaînon important de la cascade sédimentaire en sont l'exemple le plus emblématique. Il est nécessaire de les étudier pour mieux comprendre leur fonctionnement, notamment spatial.

C'est ce que nous allons tenter de faire par le biais de ce travail ; étudier le comportement sédimentaire d'un bassin-versant du point de vue géomorphologique en mettant l'accent (par l'utilisation de la cartographie) sur l'organisation spatiale des formes et des processus. Ce travail approchera également le rôle des processus torrentiels dans ces dynamiques.

1.2. Etat de la recherche

La partie qui suit a pour objectif de présenter les différents axes et domaines de recherches liés aux problématiques abordées dans ce mémoire, à savoir les transferts sédimentaires, l'activité torrentielle et l'utilisation des méthodes cartographiques. Elle permet de passer en revue la littérature existante sur ces sujets et plus particulièrement dans les Alpes, ainsi que les recherches déjà menées par l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne. Cette partie se contente donc de présenter les principales publications, sans entrer dans les précisions théoriques, qui seront abordées dans le chapitre 2.

1.2.1. Les transferts sédimentaires

La recherche portant sur les transferts sédimentaires dans les Alpes est étroitement liée à la problématique des risques naturels et s'amplifie dans ce contexte des changements climatiques.

De manière générale, les travaux menés sur ce sujet semblent démontrer que l'augmentation globale des températures se traduira par une augmentation des volumes de sédiments disponibles pour le transfert (Chiarle et al. 2007). En effet, le réchauffement conduira, et conduit déjà, à une fonte progressive des glaciers et du pergélisol, libérant ainsi une grande quantité de matériaux détritiques non consolidés et disponibles pour alimenter d'autres processus de transfert amont-aval (Lambiel et al. 2008).

De plus, il semble que d'après les modèles prévisionnels, la fréquence des pluies très intenses va également augmenter (IPCC 2007) Or, lors de ce type d'événement, l'apport en eau à court terme est très important et provoque un ruissellement de surface conséquent, ce qui participe activement à l'érosion et au déclenchement de processus de transferts sédimentaires de type lave torrentielle (Bardou 2002).

Les prévisions semblent globalement indiquer que les conséquences du réchauffement climatique sur les transferts sédimentaires seront l'augmentation des quantités de matériaux mobilisables et l'augmentation des processus de transferts intenses liés aux événements pluvieux (Kääb et al. 2007 a, b). L'étude des transferts sédimentaires dans le contexte actuel est donc très importante pour mettre au point les méthodes et les concepts qui permettront de mieux modéliser les processus contemporains et d'anticiper les évolutions futures et leurs conséquences (Beylich et al. 2006).

Dans ce contexte, de nombreux travaux de recherche visent à comprendre, conceptualiser, schématiser et quantifier des dynamiques sédimentaires dans les environnements alpins. Dans ce domaine, la notion d'échelle est importante car elle conditionne souvent la méthodologie utilisée par les chercheurs. Il existe des travaux réalisés dans ces domaines à diverses échelles, les plus intéressantes concernant l'échelle des bassins-versants car ceux-ci constituent des unités de base au niveau de la production sédimentaire (Schrott et al. 2003).

Parallèlement à cela, les études précises au niveau de la dynamique qui affecte un processus ou une forme particulière participent indirectement aux axes de recherches concernant la chaîne des transferts sédimentaires. En effet, les données récoltées pour ces études peuvent constituer des sources d'informations importantes à des travaux plus généraux et globaux. Notons par exemple celles traitant des mouvements affectant les sols gelés (p. ex : Lambiel 2011), des écroulements (p. ex : Ravanel 2011), des laves torrentielles (p. ex : Zimmermann et al. 1997),

Au niveau des transferts sédimentaires globaux, la plupart des publications se basent sur le modèle de cascade sédimentaire, qui est décrit et utilisé depuis les années 1970 (p. ex : Caine 1974). Chorley et Kennedy (1971) décrivent les cascades comme des systèmes dynamiques constitués de différents sous-systèmes et dans lesquels les outputs d'un sous-système deviennent les inputs d'un autre sous-système.

En région de montagne, ces systèmes en cascades peuvent être décrits comme « hydro-gravitaires » (Ballandras 2003), c'est-à-dire qu'ils se développent parallèlement aux pentes des versants, suivant les directions principales des écoulements.

Le modèle de cascade sédimentaire permet de conceptualiser l'espace et synthétiser celui-ci en différents sous-systèmes qu'il est possible d'étudier individuellement ou de manière globale et intégrée. Il permet donc la réalisation de budgets sédimentaires (Johnson et Warburton 2006 ; Bartsch et al. 2009).

Par le biais de cette notion de budget, ou de bilan sédimentaire, les scientifiques désignent la quantification des volumes de sédiments stockés et transférés dans un système en cascade (Otto 2006).

Les études de budget sédimentaire se basent notamment sur des méthodes quantitatives, nécessaires pour calculer des volumes de sédiments. Ces méthodes utilisées pour calculer et définir ces volumes de sédiments, et ainsi obtenir des valeurs de taux d'érosion et de budget sédimentaire sont diverses (géophysique, méthodes empiriques, piégeage de sédiments, ...). Mais de manière générale, ces calculs et ces mesures quantitatives restent aléatoires. En effet, en fonction de la méthode utilisée, les résultats peuvent être très variables (Theler 2010).

C'est pourquoi ces mesures quantitatives sont souvent couplées à une analyse qualitative des dynamiques sédimentaires. Dans ce travail, nous allons justement nous concentrer sur l'utilisation de méthodes plutôt qualitatives et nous appuyer principalement sur la cartographie géomorphologique (voir chapitre 3).

1.2.2. Le rôle et les caractéristiques des transferts torrentiels

Les systèmes torrentiels alpins occupent une place de choix dans ces problématiques de transferts sédimentaires. Les processus torrentiels et fluviatiles sont en effet un élément important de la cascade car dans la majorité des versants, les transferts sont orientés suivant le réseau hydrographique. Les processus fluviatiles sont également essentiels car ils tiennent un rôle de remobilisateur des matériaux meubles accumulés par d'autres processus (Otto 2006). De plus, certains processus de transferts fluviatiles tels que les laves torrentielles sont des facteurs de risque pour les sociétés et les infrastructures humaines établies en montagne. Cet enjeu de risque naturel a favorisé les nombreuses recherches concernant les processus torrentiels, notamment depuis l'année 1987, théâtre de grandes crues dans les Alpes (Theler 2010).

Une lave torrentielle constitue un événement de transfert sédimentaire lors duquel un mélange boueux et rocailleux saturé en eau se déplace tel un fluide dans le lit d'un torrent (Bonnet-Staub 2001). La recherche dans ce domaine s'est surtout concentrée sur l'étude de la dynamique hydrologique du transport, la propagation et la caractérisation des événements torrentiels, ainsi que l'étude de la sédimentologie des dépôts (Johnson et Warburton 2006).

Nombre de ces études ont donc pour but d'étudier directement les écoulements en tant que phénomènes hydrologiques, et de les quantifier (fréquence, durée, volumes,...) (p. ex : Zimmermann et al. 1997 ; Berger et al. 2010). D'autres se concentrent sur la définition et la caractérisation de ces processus, ainsi que la compréhension de leur déclenchement (p. ex : Bonnet-Staub 2001 ; Bardou 2002 ; Veyrat-Charvillon 2005).

Le rôle de la géomorphologie des bassins de réception dans les déclenchements d'événements semble être primordial. En effet, le déclenchement d'une lave torrentielle nécessite la présence d'eau et d'accumulations sédimentaires non-consolidées (Bardou 2002).

Une meilleure connaissance de la répartition spatiale et des caractéristiques morphogénétiques de ces sédiments est donc très importante pour mieux comprendre et prévoir les événements torrentiels et les processus de transferts sédimentaires en général. Il est également important d'étudier leur stabilité et leur connectivité avec les chenaux d'écoulements principaux (Borselli et al. 2008).

En effet, il existe de nombreux facteurs caractérisant les accumulations sédimentaires et favorisant (ou non) le déclenchement des événements. Les plus importants sont la pente, la présence de végétation, le type de matériaux (till morainique, éboulis, ...), la connectivité des stocks sédimentaires, le type de processus d'érosion (ravinement, chute de blocs, glissement, ...), mais aussi l'orientation du système sédimentaire par rapport au chenal principal (Gertsch, 2009). Une grande partie de ces facteurs découle donc de propriétés géomorphologiques.

Or, à ce niveau, assez peu de recherches scientifiques se focalisent sur la géomorphologie des bassins torrentiels, et sur l'interprétation de l'activité des accumulations sédimentaires en fonction de ces différents facteurs (Theler 2010 ; Theler et al. 2010).

1.2.3. Les méthodes qualitatives et la cartographie géomorphologique

Pour visualiser les différentes zones de stock de matériaux, ainsi que les voies de connexion et de transferts, la cartographie géomorphologique est particulièrement utile (Otto 2006).

Les cartes géomorphologiques représentent généralement des informations concernant les formes du relief sur un fond topographique. Elles existent depuis le début du 20^{ème} siècle, mais ont surtout connu un développement important après-guerre, particulièrement dans les années 1970 (Gustavsson et al. 2008). C'est dans les années 1970 et 1980 que de nombreuses recherches visèrent le développement de divers systèmes de légendes (Schoeneich 1993 a, b). En effet, les informations susceptibles d'être en lien avec la géomorphologie et donc de figurer sur ces cartes sont nombreuses et nécessitent de faire des choix de représentation (Gustavsson et al. 2006). Une carte contenant toutes les informations possibles risquerait d'être trop chargée et de devenir illisible.

De ce fait, il existe différents types de cartes géomorphologiques en fonction des objectifs de l'auteur et des données représentées. On dénombre des cartes morphogénétiques, morphométriques, morphodynamiques, etc (Dramis et al. 2011).

Actuellement, la cartographie géomorphologique retrouve une place importante dans les recherches en géomorphologie, grâce au développement de SIG de plus en plus performants (Vitek et al. 1996 ; Gustavsson et al. 2006). Ces nouvelles technologies SIG, qui permettent d'organiser l'information géomorphologique sous forme de bases de données et de coupler l'analyse géomorphologique à différentes analyses spatiales (calculs de surfaces, de pentes, ...), ont grandement progressé ces dernières années dans la représentation des données et dans la qualité visuelle des cartes produites, ce qui en fait des outils de cartographie très intéressants.

Pour en revenir aux transferts sédimentaires, la cartographie géomorphologique permet de définir spatialement les zones de stocks de sédiments et les voies de connexion. Elle constitue donc un bon outil pour conceptualiser la cascade sédimentaire d'un bassin-versant d'un point de vue qualitatif. Elle est d'ailleurs utilisée dans ce contexte dans plusieurs travaux dans les Alpes (p. ex : Schrott et al. 2003 ; Otto et Dikau 2004). Cela dit, elle n'offre pas de données quantitatives sur les volumes stockés ou les taux d'érosion (Theler 2010).

1.2.4. Les recherches à l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne.

La cartographie géomorphologique est un axe de recherche important au sein de l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne (IGUL). L'IGUL possède en effet son propre système de légende développé à la fin des années 1980 (Schoeneich 1993 a, b), et a produit de nombreux travaux de cartographie sous forme de thèses, de travaux de recherche ou de mémoires (Reynard 1992 ; Golaz 1995 ; Schoeneich 1998 ; Pierrehumbert 1998 ; Gertsch et Kaiser 2002 ; Fontana 2008 ; Bosson 2010 ; Vullioud 2011).

Avec le développement récent de logiciels SIG performants dans les tâches de cartographie, ceux-ci deviennent des outils intéressants dans cette optique. L'IGUL a donc suivi les courants actuels de recherche concernant l'utilisation de ces logiciels SIG pour la cartographie géomorphologique en adaptant sa légende géomorphologique au logiciel SIG « ArcGis » par le biais de différents travaux (Pellitero 2009 ; Vullioud 2011).

De plus, si les travaux de cartographie géomorphologique sont nombreux à l'IGUL, certains d'entre eux l'utilisent également dans des objectifs de compréhension des processus de transferts sédimentaires et de la cascade sédimentaire de versants (Vuilleumier 2011) ou de terrains plus vastes (Bosson 2010).

Enfin, ce travail va s'appuyer sur une méthode de cartographie dynamique appliquée aux systèmes torrentiels et développée à l'IGUL via les travaux de thèse de David Theler (Theler et al. 2008 ; Theler et Reynard 2008 ; Theler 2010 ; Theler et al. 2010). Cette thèse traite d'ailleurs largement de transferts sédimentaires et de l'utilisation de la cartographie géomorphologique dans ce contexte d'étude.

1.3. Problématique et objectifs

Les transferts sédimentaires jouent donc un rôle majeur dans l'évolution de la surface de la terre. Dans les Alpes, les processus responsables de ce transfert entrent en interaction avec les sociétés humaines, et dans certains cas ils sont même vecteurs de risque pour celle-ci. Il est donc important de mieux comprendre les mécanismes qui régissent l'évolution des bassins-versants alpins, pour mieux appréhender la répartition spatiale et l'activité des processus, et pouvoir ensuite mieux prévenir les populations contre les risques environnementaux. Il est également important de comprendre l'impact d'un changement climatique global sur ces dynamiques sédimentaires.

Au sein de ces dynamiques de transfert, les processus d'érosion et de transport fluviaux sont de grande importance par leur capacité à remobiliser des sédiments stockés à haute altitude. Le rôle de la géomorphologie dans la dynamique sédimentaire, et notamment dans les phénomènes torrentiels, est parfois négligé et pourtant primordial. La répartition spatiale, l'origine et la morphologie des dépôts sédimentaires présents dans le bassin de réception sont des données très importantes pour prédire l'activité torrentielle du bassin, mais aussi pour en déduire un budget sédimentaire.

Si les recherches concernant des processus particuliers correspondant à des maillons de cette chaîne de transfert sédimentaire sont nombreuses, les études plus globales à l'échelle du bassin-versant et mettant l'accent sur la géomorphologie de celui-ci sont plus rares.

Ce travail de mémoire s'inscrit modestement dans ces problématiques en proposant une étude de ces phénomènes par une approche qualitative, essentiellement basée sur des analyses de terrain et sur de la cartographie géomorphologique.

En effet, comme évoqué dans la partie précédente consacrée à l'état de la recherche, les calculs quantitatifs de budgets sédimentaires sont souvent difficiles à réaliser et s'appuient sur des méthodes pas toujours très fiables, coûteuses et qui demandent du temps. Les méthodes plus qualitatives présentent donc certes des lacunes au niveau des calculs de volumes ou de taux d'érosion, mais permettent de mettre en avant un certain nombre d'éléments sur la dynamique des bassins-versants.

Les méthodes utilisées pour la réalisation de ce travail, ainsi qu'une discussion quant aux limites de celles-ci sont développées respectivement dans les chapitres 3 et 6.

Les objectifs de ce mémoire seront divisés en trois groupes, chacun s'appuyant notamment sur la réalisation d'une carte :

- Réaliser une étude de la géomorphologie d'un bassin-versant de haute montagne, en mettant en évidence l'origine et la répartition spatiale des formes par le biais d'une carte géomorphologique morphogénétique.
- Conceptualiser la cascade sédimentaire du bassin-versant, en mettant en avant les zones de stocks sédimentaires, et les voies et processus de transferts. Cette cascade sédimentaire sera illustrée par une carte dite « géosystémique » (Ballandras 2003) représentant les stocks sédimentaires, leur type (morphogénétique) et les voies de transfert. Le but sera de définir le rôle des différents processus en termes de participation à la production et à l'évacuation de la charge sédimentaire au sein de cette cascade.
- Mettre en évidence le rôle des processus torrentiels dans ces dynamiques de transfert et définir les zones de stocks sédimentaires les plus actives d'un point de vue torrentiel. Pour ce faire, une carte morphodynamique sera réalisée suivant la méthode développée par David Theler dans sa thèse de doctorat (Theler 2010). Les principes de cette méthode sont développés dans le chapitre 3.

Il s'agira donc de réaliser une analyse générale de la géomorphologie d'un bassin-versant de haute montagne pour ensuite se focaliser sur l'organisation spatiale et la dynamique des processus, et notamment la dynamique torrentielle, qui présente un potentiel plus important du point de vue des risques naturels.

De manière plus globale et générale, les questions sous-jacentes à ce travail seront :

- Quelles formes géomorphologiques retrouve-t-on sur la zone d'étude ?
- Quelle est leur répartition spatiale ?
- Comment évoluent ces formes, lesquelles sont actives et lesquelles sont fossiles ?

- Comment se traduisent concrètement les transferts amont-aval dans le bassin-versant ?
- Quelle est la cascade sédimentaire de ce bassin ?
- Quel est le rôle des différents processus actifs dans ces transferts ?

- Quel est le rôle des processus torrentiels en particulier ?
- Quels sont les indices morphologiques d'activité torrentielle ?
- Quelles zones du bassin sont les plus susceptibles d'être des zones de déclenchement de laves torrentielles ?
- Quelle est l'activité torrentielle générale du bassin-versant ?

- La cartographie géomorphologique peut-elle être utilisée comme un outil pertinent dans l'analyse des dynamiques géomorphologiques ?

On retrouve donc une certaine continuité entre ces trois sous-parties du travail.

Suite à un premier travail axé sur une analyse des formes et de leur origine, qui permet notamment de situer les zones de stocks sédimentaires, de mettre en évidence l'activité des processus et de repérer les indices d'activité torrentielle, une étude sur l'ensemble des transferts sédimentaires du bassin-versant sera réalisée et aura pour but de conceptualiser ces transferts en précisant les zones de stock et d'érosion actives ou non, ainsi que les voies et les processus de transfert. Enfin, le travail ciblera ensuite les processus torrentiels en produisant une carte de la susceptibilité des stocks sédimentaires au déclenchement et à l'alimentation des événements torrentiels intenses.

1.4. Organisation du travail

Ce travail va s'organiser comme suit ;

Après un premier chapitre synthétisant les différentes notions théoriques liées aux transferts sédimentaires et à la dynamique torrentielle (Chapitre 2), nous présenterons les méthodes cartographiques utilisées pour mener à bien les objectifs de recherche (Chapitre 3).

Ensuite, un chapitre sera dévolu à la présentation du terrain d'étude, et ses caractéristiques majeures (Chapitre 4). Le cinquième chapitre rentrera dans le vif du sujet en proposant les différents résultats, ainsi qu'une analyse de ceux-ci.

Enfin le dernier chapitre regroupera une synthèse qui reviendra sur les objectifs du travail, une discussion concernant les limites des méthodes présentées et terminera par la conclusion générale (Chapitre 6).

Chapitre II : Cadre théorique

2.1. Introduction

Le terme de transfert sédimentaire désigne le procédé par lequel des matériaux sédimentaires sont transportés depuis leur source vers la sortie du système par divers processus (Beylich 2011). En général dans les régions à relief vigoureux comme cela est le cas dans les Alpes, ces dynamiques d'érosion et de transport sont accentuées par les fortes dénivellations. En effet, ces procédés sont liés à l'activité de processus géomorphologiques dont l'intensité dépend notamment de la gravité. Les conditions climatiques influencent également grandement l'action des processus.

Le contexte actuel des changements climatiques constitue donc un agent perturbateur des dynamiques sédimentaires dans les Alpes. Comme nous l'évoquons dans le premier chapitre de ce travail, les études menées sur le sujet prévoient comme conséquence de ces changements globaux une augmentation des volumes sédimentaires mobilisables ainsi qu'une croissance des événements de transfert intense (Chiarle et al. 2007 ; Kääb et al. 2007 a, b ; Lambiel et al. 2008).

Parmi ces événements de transfert intense, on retrouve le phénomène de laves torrentielles. Il s'agit là de l'écoulement torrentiel le plus intense et le plus efficace en terme de charge solide transportée. Les laves torrentielles sont également un important vecteur de risque car elles peuvent selon les cas atteindre les fonds de vallée et les zones habitées.

Par le biais de ces changements climatiques, les processus de transferts sédimentaires sont donc amenés à subir d'éventuelles modifications. De ce fait, ce sont à la fois les recherches visant à développer des méthodes d'analyses performantes et celles vouées à la compréhension du fonctionnement du système actuel qui sont primordiales. En effet, elles permettront ensuite de modéliser et éventuellement d'anticiper les évolutions futures de ces dynamiques sédimentaires (Schrott et al. 2003). Les recherches sont également rendues importantes par cette composante de risque naturel qui est liée à certains de ces processus de transfert, et notamment les événements torrentiels.

2.2. Cascade sédimentaire et dynamique de transfert

Comme nous l'évoquons ci-dessus, les processus géomorphologiques sont particulièrement actifs en région de montagne. Ce sont principalement les fortes dénivellations qui entraînent cette forte activité, en maximisant l'énergie potentielle des particules. Dans les Alpes, cette activité particulièrement intense des processus d'érosion du relief provoque une destruction relativement rapide (à l'échelle de temps géologique) et continue de la roche en place. Il en résulte la production de matériaux sédimentaires meubles et désolidarisés qui s'accumulent sur les versants. Une fois produits, ces dépôts sédimentaires peuvent être remobilisés ou remaniés.

Dans ce contexte, un des principaux objectifs est de comprendre comment fonctionnent et s'organisent les transferts de ces dépôts sédimentaires.

Ballandras (2003) définit les environnements de montagne comme un emboîtement de deux systèmes : le système étagé, caractérisé par la présence d'étages altitudinaux liés principalement à la température, et le système hydrogravitaire.

Ce dernier est caractérisé par une certaine dominance des étages supérieurs sur les étages situés à l'aval. Cette dominance provient de l'importance de la force gravitaire qui constitue le moteur principal des mouvements qui se développent d'ailleurs parallèlement aux pentes.

Dans ce système, l'intervention de l'eau est essentielle car c'est elle qui entraîne en grande partie la production de sédiments qui pourront ensuite être transportés selon la pente. En effet, en montagne, les sédiments sont principalement produits par érosion glaciaire, fluviale ou par l'intervention de

l'alternance de gel-dégel. L'eau joue aussi le rôle d'agent de transport (glissement de terrain, glaciers, torrents, fluage périglaciaire,...).

Cette description des environnements alpins en systèmes hydrogravitaires est intéressante car elle explique par ce biais l'organisation des processus de transferts sédimentaires, qui se produisent généralement parallèlement aux pentes et dont le moteur principal reste la gravité, alors que l'agent d'érosion et de transport principal est l'eau.

Dans ces systèmes où la gravité joue un grand rôle, les processus s'organisent dans les versants sous forme de toposéquences (Otto et al. 2009). Une toposéquence peut se définir comme une succession de différentes formes du relief orientées dans le sens de la pente et entre lesquelles il existe un lien sédimentaire (Otto et al. 2009). En effet, l'ensemble de ces formes est composé de matériaux provenant d'une source unique et qui ont été transférés d'une forme à l'autre par la suite.

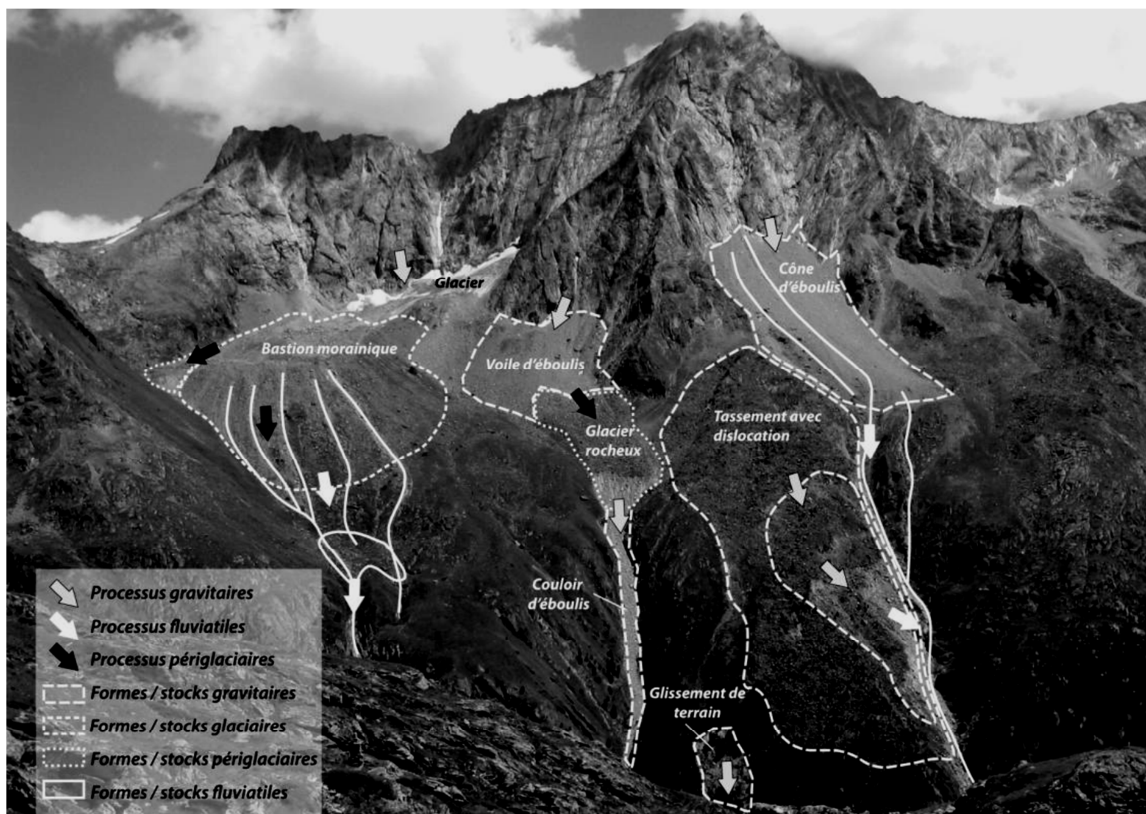


Figure 2.1 : Cascade sédimentaire de versant simplifiée et appliquée en rive droite du Val d'Arolla. Source : Lambiel in : Theler 2010.

Sur la Figure 2.1, on retrouve plusieurs toposéquences très représentatives du milieu alpin. Ces toposéquences sont par exemple :

- Parois rocheuses → érosion glaciaire → bastion morainique → ravinement → dépôt fluviatile de versant → ravinement → cône de déjection.
- Parois rocheuses → météorisation → voile d'éboulis → fluage périglaciaire → glacier rocheux → ébouilisation du front → couloir d'éboulis → remobilisation torrentielle → cône de déjection.
- Etc.

Ces toposéquences illustrent l'organisation des processus de transferts sédimentaires selon une chaîne constituée de stocks de sédiments et de liens entre ceux-ci, correspondant aux voies de transport. L'ensemble de cette chaîne, caractérisée par l'intervention successive de processus

d'érosion et de dépôt, constitue un système hydrogravitaire emboîté appelé « cascade sédimentaire » (Caine 1974).

Le terme de système en cascade dans le milieu des sciences environnementales a commencé à être utilisé principalement dans les années septante. En 1971, Chorley et Kennedy décrivent les cascades comme : «Les systèmes dynamiques les plus importants en géographie physique. Ils se définissent comme des structures dans lesquelles les outputs d'un sous-système deviennent les inputs d'un autre sous-système et pour lesquelles des régulateurs déterminent le fait qu'une partie des inputs sont stockés temporairement (donc dans ce cas les outputs du sous-système sont inférieurs aux inputs)» (traduit de l'anglais par l'auteur).

Cette définition ne se cantonne pas aux cascades sédimentaires mais s'applique à d'autres phénomènes comme le rayonnement et l'énergie solaire, par exemple. Ce concept permet également de schématiser l'organisation du système en différentes unités de stockage connectées (Figure 2.2).





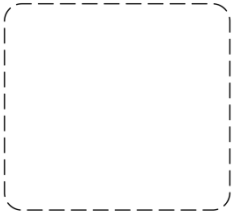
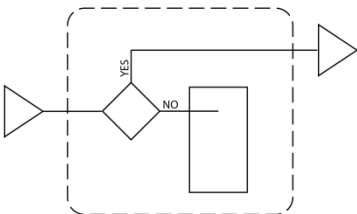
CASCADE COMPONENT	SYMBOL
INPUT	
OUTPUT	
REGULATOR	
STORE	
SUBSYSTEM	
CANONICAL STRUCTURE	

Figure 2.2 : Symbologie utilisée pour représenter les systèmes en cascade par Chorley et Kennedy 1971 (modifié).

Ce principe de système en cascade a été utilisé pour la première fois dans le cadre d'études sur les comportements sédimentaires des environnements alpins par Caine en 1974 (Theler 2010). Par la suite, ce principe a été de nombreuses fois repris par différents auteurs (Schrott et al. 2003 ; Otto et Dikau 2004 ; Johnson et Warburton 2006 ; Beylich 2011) car il permet de conceptualiser le système de production et de transport sédimentaire en isolant les différentes composantes du système, ainsi que les liens qui les unissent.

En effet, les sédiments produits en altitude ne sont que très rarement transférés en une seule fois depuis les sommets jusqu'au fond des vallées (Johnson et Warburton 2006). Ils passent très souvent par un ou plusieurs stades de stockage dans les versants.

De plus, dans les vallées alpines, la chaîne de transfert sédimentaire comprend très souvent un grand nombre de maillons interconnectés qu'il est parfois assez complexe d'appréhender en fonction de l'échelle à laquelle on travaille.

En effet, il est possible d'étudier les flux de sédiment au sein d'une forme précise, et dans ce cas on ne se préoccupe pas vraiment de l'ensemble de la cascade, mais dès qu'on passe au niveau du versant, de la vallée ou même du bassin-versant fluvial, les choses se complexifient par la multiplication des processus et des formes.

Les chercheurs utilisent donc fréquemment ce concept de cascade sédimentaire dans le but de simplifier, synthétiser et structurer cet enchaînement complexe de formes et de processus. Ils se basent également sur ce modèle pour réaliser des budgets sédimentaires à différentes échelles. La réalisation d'un budget sédimentaire correspond principalement à la quantification des volumes sédimentaires stockés et transférés au sein de cette chaîne, et également des taux auxquels le relief s'érode (Otto 2006).

La notion d'échelle est importante dans ce domaine car elle conditionne souvent la méthodologie utilisée par les chercheurs. Parmi les différents travaux, on distingue ceux se focalisant à l'échelle :

- locale, qui correspond à des études de transferts sédimentaires au niveau de petits bassins-versants de surface restreinte (<40 km²) (p. ex : Johnson et Warburton 2006 ; Bartsch et al. 2009) ;
- intermédiaire, comme les vallées secondaires alpines (p. ex : Otto et Dikau 2004 ; Schrott et al. 2003) ;
- globale, sur l'ensemble d'une large vallée fluviale (p. ex : Hinderer 2001).

Les études de budgets sédimentaires se basent souvent sur des méthodes quantitatives, nécessaires pour calculer des volumes chiffrés de sédiments, mais également sur des méthodes qualitatives, utilisées pour synthétiser et représenter la cascade sédimentaire et définir les zones de source de sédiments, les voies de transfert et les zones de stockage intermédiaire (Beylich 2011). Ces méthodes qualitatives passent généralement par la réalisation de cartes ou de schémas systémiques.

Parallèlement, diverses méthodes quantitatives existent pour calculer et caractériser ces volumes de sédiments et ainsi obtenir des valeurs de taux d'érosion et de budget sédimentaire. Selon Brown et al. (2006), les principales méthodes quantitatives sont:

- les méthodes de sondage géophysique (sismique réfraction, géoélectrique, radar), qui peuvent être utilisées pour déterminer l'épaisseur de la couverture sédimentaire superficielle (Otto et al. 2009). Ces méthodes se basent sur le fait que les dépôts sédimentaires possèdent des propriétés physiques qui influencent la propagation des ondes, de l'électricité, etc., et qui diffèrent généralement de celles du bedrock ;
- le creusement de forages, qui donne également des valeurs d'épaisseur de la couverture sédimentaire. Ces données permettent d'estimer la surface du bedrock. Il est ensuite possible de la comparer avec des modèles numériques de terrain (MNT) précis représentant la surface du terrain pour connaître le volume de cette couverture sédimentaire (Brown et al. 2006) ;
- la méthode des radionuclides cosmogéniques permet d'obtenir des durées d'exposition à l'air libre des sédiments. Ces données de temps d'exposition peuvent être ensuite utilisées pour estimer des taux de dénudation, et donc d'érosion (Vanacker et al. 2007) ;
- dans certaines plaines alluviales, il est possible d'utiliser les varves pour obtenir des estimations de la quantité de sédiments déposée par an (Brown et al. 2006) ;

- certaines formules empiriques sont également utilisées dans ce contexte pour quantifier l'érosion (Otto et al. 2009).

Il existe également des méthodes que nous pourrions qualifier de semi-quantitatives, puisqu'elles ne donnent pas de résultat de volumes sédimentaires chiffrés, mais elles rendent possible des estimations de la dénudation. Ce sont par exemple :

- l'utilisation de filets de piégeage de sédiments. Cela permet d'estimer les taux de dénudation et d'érosion des parois rocheuses par exemple (Johnson et Warburton 2006) ;
- la mise en place sur le terrain de piquets gradués permettant d'estimer les mouvements du terrain vers l'aval (Theler 2010).

Ces méthodes quantitatives (et semi-quantitatives) sont donc relativement nombreuses. Cela dit, elles n'en restent pas moins délicates à utiliser. En effet, chaque méthode nécessite certaines simplifications, ne serait-ce que pour délimiter les stocks sédimentaires et pour interpoler les données ponctuelles obtenues. De ce fait, il est probable que l'utilisation de plusieurs méthodes sur un même site donne un panel de résultats assez large. Ces quantifications sont donc souvent accompagnées d'erreurs. Elles restent néanmoins intéressantes, notamment les mesures sismiques, car elles représentent les seules manières d'apporter des chiffres de volumes de sédiments et de taux d'érosion (Theler 2010).

2.3. Les bassins-versants torrentiels et la torrentialité

Les bassins-versants torrentiels, très présents dans les environnements alpins, occupent une place importante dans les transferts sédimentaires. L'érosion et le transport fluvial font partie intégrante de la cascade sédimentaire, participant à remobiliser des matériaux non consolidés produits par d'autres processus (gravitaires, glaciaires, ...). On remarque en effet dans les toposéquences décrites au point précédent que l'érosion fluviale agit souvent en bout de chaîne.

Cette transition entre les processus dominants de transferts sédimentaires peut s'expliquer notamment par les conditions climatiques liées à l'altitude. À haute altitude, typiquement au-dessus de 2500 mètres environ, l'influence du gel et des précipitations solides est importante voir prépondérante par rapport au ruissellement d'eau liquide. Les processus glaciaires et périglaciaires, incluant les phénomènes de gélifraction qui entraînent la météorisation des parois rocheuses, y sont donc dominants. Plus bas, les conditions climatiques plus chaudes permettent une présence plus généralisée d'écoulements d'eau de surface, qu'ils soient liés à la fonte de glace et de neige ou à des événements pluvieux.

En plus, la capacité érosive des écoulements de surface reste en général assez faible. En fonction des lithologies rencontrées, ils auront plutôt tendance à éroder les accumulations sédimentaires meubles et plus faciles à mobiliser que les secteurs de roche en place.

Dans ce contexte, les processus fluviaux et notamment torrentiels prennent une place importante dans l'érosion et le transport de matériaux. En effet, ces processus sont essentiels dans la remobilisation des sédiments stockés à haute altitude et dans le transfert de ceux-ci vers l'aval et vers les fonds de vallée.

Par ce rôle, les transferts torrentiels entrent en contact direct avec les infrastructures humaines et deviennent vecteurs de risque naturel. C'est une des raisons qui expliquent l'importance des études concernant les bassins-versants torrentiels alpins et de leur dynamique.

2.3.1. Morphologie générale

Les torrents sont des cours d'eau à régime spasmodique et développés dans les versants dont les pentes sont supérieures à 6° (Veyrat-Charvillon 2005). Ces écoulements torrentiels sont souvent répartis dans différents bassins-versants, creusés au fil du temps dans les versants (Figure 2.3). Les cours d'eau torrentiels sont généralement peu actifs en terme de transport de sédiments, mais connaissent des périodes de crues brutales de fréquence variable et durant lesquelles ils participent activement à la morphogenèse par le biais de processus d'érosion et de transport intenses (Berger et al. 2010).

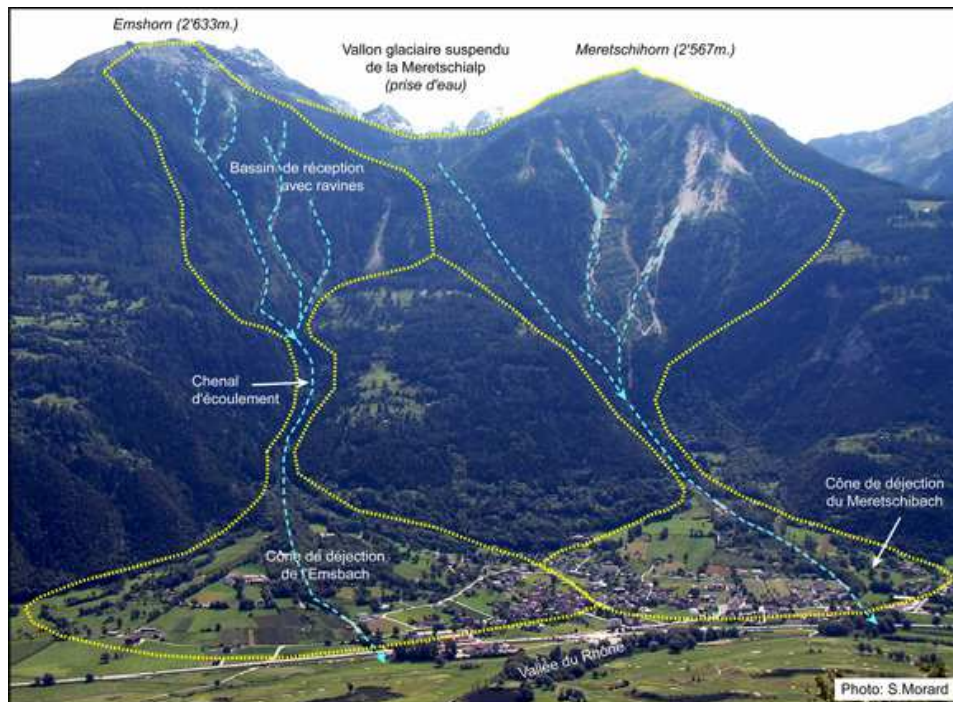


Figure 2.3 : Versant découpé par deux bassins-versants torrentiels bien marqués.
Source : Morard et al. 2009.

Les bassins versants torrentiels sont constitués d'un bassin de réception, d'un chenal principal et d'un cône de déjection (Figure 2.3). Comme le résume la Figure 2.4, chacune de ces trois zones prend un rôle particulier dans les transferts sédimentaires (Veyrat-Charvillon 2005 ; Morard et al. 2009) :

- Le bassin de réception, comme son nom l'indique, correspond à la zone qui réceptionne les eaux de pluie et de fonte, et concentre ensuite les écoulements de surface vers le chenal principal. La surface du bassin de réception peut fortement varier selon les cas et sa morphologie dépend de la structure géologique et géomorphologique du versant dans lequel il s'est creusé. Le rôle du bassin de réception dans la dynamique sédimentaire est celui de produire des stocks de sédiments. En effet, les processus géomorphologiques, bien souvent régis par la gravité et le climat, se développent principalement à haute altitude et entraînent la formation d'accumulations de matériaux non consolidés qui peuvent transiter ensuite par des ravines élémentaires ou le long des versants vers l'aval. La haute altitude entraîne en plus la mise en place d'une faible couverture végétale, ce qui favorise ces transferts de matériaux.
- Le chenal principal constitue le lieu de transit des écoulements plus ou moins chargés en sédiments. Il concentre les écoulements issus de la convergence d'affluents, considérés comme des chenaux secondaires, et qui drainent tout le bassin de réception. Le chenal principal a une taille très variable selon les cas, mais suit souvent un profil relativement pentu qui lui permet de remplir ce rôle de transport de la charge sédimentaire.

- Le cône de déjection est le lieu de dépôt principal des sédiments transportés par le torrent. Il se situe généralement au débouché du chenal principal dans la vallée car c'est l'endroit où la rupture de pente provoque une perte de compétence du cours d'eau et donc un dépôt des matériaux. Ces dépôts prennent la forme d'un éventail à cause de l'accumulation successive des matériaux qui provoque la migration latérale du chenal actif traversant ces dépôts.

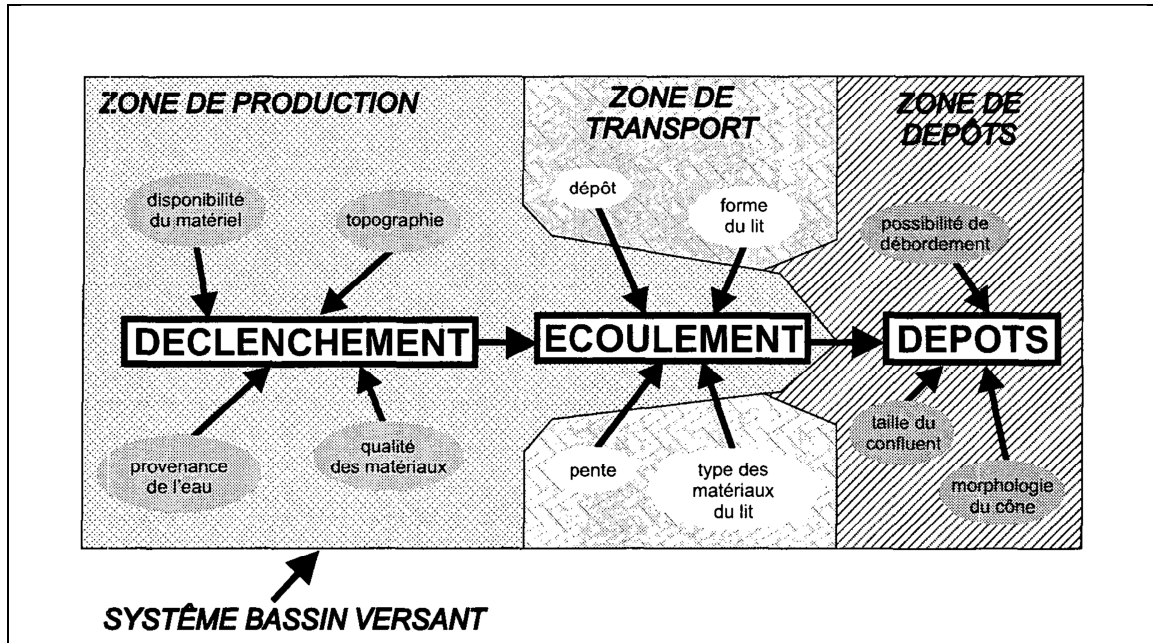


Figure 2.4 : Les trois zones principales d'un système torrentiel, leur rôle dans la dynamique torrentielle et les facteurs influant celui-ci. Notre étude se concentre principalement sur les facteurs concernant la zone de production. Source : Bardou 2002.

2.3.2. Les événements torrentiels intenses

Dans les bassins-versants torrentiels, les transferts de sédiment engendrés par les écoulements de surface sont la plupart du temps relativement faibles. En effet, et même si les fortes pentes entraînent une vitesse des eaux de surface généralement grande et donc une augmentation de leur capacité érosive, la faiblesse des débits moyens associée à la taille granulométrique élevée de la plupart des sédiments présents à haute altitude rendent ce transport de matériaux généralement minime.

Cela dit, une des caractéristiques de ces systèmes vient de la grande variabilité des débits. Lors d'apports importants en eaux à court terme (fonte, précipitation,...), les débits peuvent augmenter de manière drastique sur des laps de temps très courts et augmenter ainsi fortement la capacité de transport en charge solide des écoulements. En effet, les fortes pentes et la couverture végétale faible de la zone de réception confèrent à ces bassins-versants une réponse hydrologique très courte et permettent aux écoulements d'acquérir des vitesses importantes, ce qui augmente leur compétence.

Ces courtes périodes de crue torrentielles associées à des transports importants de matériaux prennent la forme de divers processus tels que les coulées de boues, les lave torrentielles, les charriages hyperconcentrés, ... Ces processus se différencient principalement les uns des autres par la quantité d'eau et de sédiments qui y sont mélangés, mais aussi par la localisation de l'écoulement (versants ou ravines/chenaux) (Bardou 2002).

Il existe en réalité un grand nombre de termes pas toujours bien définis pour désigner ces événements intenses à caractère fluvial qui se produisent dans les bassins-versants torrentiels (Theler 2010). Il est donc nécessaire de clarifier quelque peu les processus intervenant et les termes utilisés dans ce travail pour les désigner.

Tout d'abord, il convient de préciser les processus qui entrent en jeu lors des débits normaux, pour pouvoir expliquer ensuite ce qui se produit lors d'événements de crues torrentielles.

A débits normaux, c'est-à-dire généralement faibles, le transport des particules sédimentaires se fait par trois principaux processus répartis verticalement (Figure 2.5) (Veyrat-Charvillon 2005) :

- le transport en suspension, qui concerne les particules les plus fines (argiles et limons) et qui occupe les tranches d'eau supérieures ;
- la saltation, permettant le transport de particules légèrement plus grossières qui avancent vers l'aval par le biais de bonds successifs. Ce transport occupe la tranche d'eau du fond ;
- le charriage de fond, lors duquel des particules de types graviers et galets roulent sur le fond du lit, poussées par l'écoulement de l'eau.

Ces trois types de transport, qu'on retrouve d'ailleurs également dans les rivières des plaines (notamment lors de leurs crues), ne sont pas très efficaces en termes de transport car ils ne mobilisent que les fractions sédimentaires les plus fines, et souvent sur des distances courtes (pour la saltation et le charriage de fond).

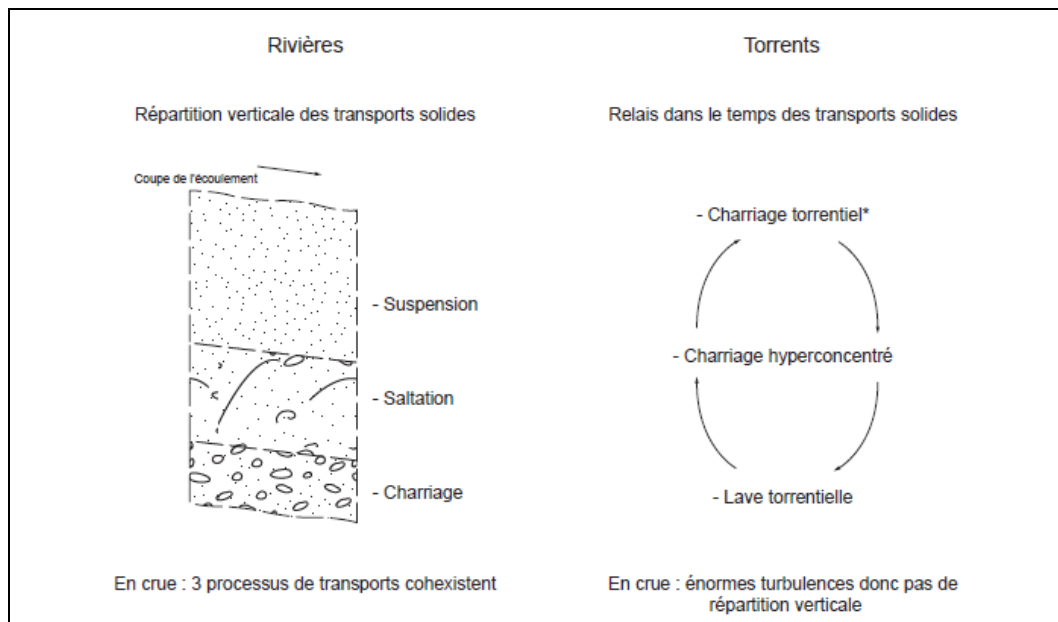


Figure 2.5 : Distinction entre le transport solide fluviatile « classique » organisé verticalement à gauche, et le transport correspondant aux crues torrentielles et organisé dans le temps à droite. Source : Veyrat-Charvillon 2005.

Lors des crues torrentielles, un apport d'eau progressif ou soudain permet d'augmenter de manière importante ce transport. Dans ces situations, la forte turbulence des écoulements ne permet plus de stratification des processus. A la place de cela, on observe généralement une succession de trois processus dans le temps (Figure 2.5), chacun se différenciant principalement par la concentration en matériaux solides transportés (Bardou 2002 ; Veyrat-Charvillon 2005) :

- le charriage torrentiel est le processus le moins intense. Il est en fait assez proche de la situation observée en débits normaux, avec une certaine stratification des processus de suspension/saltation/charriage de fond, mais avec une composante de charriage plus importante. La quantité de sédiment transportée reste assez modeste ;
- le charriage hyperconcentré est caractérisé par une augmentation de l'énergie de l'écoulement, et donc de la turbulence, qui casse toute stratification des processus par rapport à la phase de charriage torrentiel. L'augmentation de la turbulence permet une mobilisation

plus importante de sédiments, avec une concentration volumique en débris dépassant les 5% ;

- le processus de lave torrentielle à proprement parler qui représente le transport torrentiel le plus efficace et le plus destructeur.

C'est ce dernier processus qui est le plus souvent étudié et décrit. On utilise d'ailleurs généralement ce terme pour exprimer l'ensemble de l'événement « crue torrentielle ». Les définitions sont nombreuses (Theler 2010) et généralement proches les unes des autres. La seule distinction réelle entre les auteurs oppose ceux qui considèrent les laves torrentielles comme des processus se produisant uniquement dans les chenaux torrentiels (Zimmermann et al. 1997 ; Bonnet-Staub 2001 ; Bardou 2002) à ceux qui regroupent par ce terme les processus de versants et ceux s'écoulant dans les chenaux (Veyrat-Charvillon 2005).

Par exemple, Bonnet-Staub (2001) décrit les laves torrentielles comme « un écoulement rapide, lorsque la pente est forte, d'un mélange fluide boueux et rocailleux saturé en eau, dans le lit d'un torrent et avec une concentration solide telle que le mélange semble s'écouler comme un fluide », alors que Veyrat-Charvillon (2005) englobe les deux en définissant le phénomène de lave torrentielle comme « un mouvement de masse chargé d'eau, d'argile et de matériaux minéraux et organiques grossiers, descendant rapidement la pente d'un versant ou confiné dans un chenal préexistant ».

Pour le présent travail, nous utiliserons le terme de lave torrentielle pour désigner l'ensemble des processus agissant lors d'une crue torrentielle. De plus, le terme sera employé pour les processus s'écoulant entièrement ou en partie au moins dans les chenaux torrentiels, car ce sont principalement ceux-ci qui atteignent les cônes de déjection et donc les fonds des vallées et les infrastructures humaines qui s'y trouvent (Theler 2010).

Une lave torrentielle se produit souvent sous forme d'une succession de pulsations au sein d'un seul événement de crue. Chaque pulsation ou bouffée (Veyrat-Charvillon 2005) possède une morphologie typique particulière (Figure 2.6 ; Bardou 2002) :

- le front, composé des matériaux les plus grossiers, pouvant atteindre des tailles importantes, parfois plurimétriques ;
- le corps, dont le mélange eau-sédiment crée un fluide beaucoup plus homogène comportant moins de gros clastes et se comportant plus comme un écoulement liquide ;
- les bourrelets latéraux, de composition proche de celle du front parce qu'ils se forment notamment via la perte de matériaux grossiers par le front. Les bourrelets latéraux sédimentent souvent sous forme de dépôts parallèles à l'axe de la coulée, et appelés « levées » (Figure 2.7) ;
- la queue, plutôt assimilée à un écoulement hyperconcentré qu'à la lave torrentielle en elle-même. La queue se caractérise en effet par une quantité moindre de sédiments dans le mélange fluide.

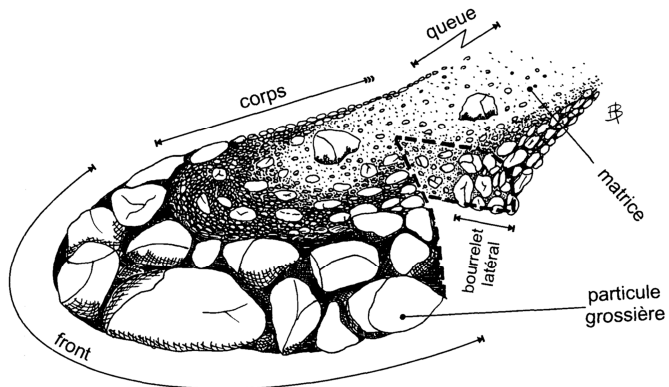


Figure 2.6 : Morphologie d'une bouffée de lave torrentielle.
Source : Bardou (2002).



Figure 2.7 : Levées et débris torrentiels déposés dans un versant.

Les laves torrentielles sont les processus les plus intenses en terme de transport de sédiment mais ils représentent aussi un des aléas les plus importants dans les problématiques de risque naturel en montagne. Ils sont situés à l'interface entre les mouvements de terrain et les écoulements fluides (Figure 2.8). Ils allient ainsi des masses importantes de matériaux déplacés et une vitesse d'écoulement importante. Ces caractéristiques en font des événements destructeurs.

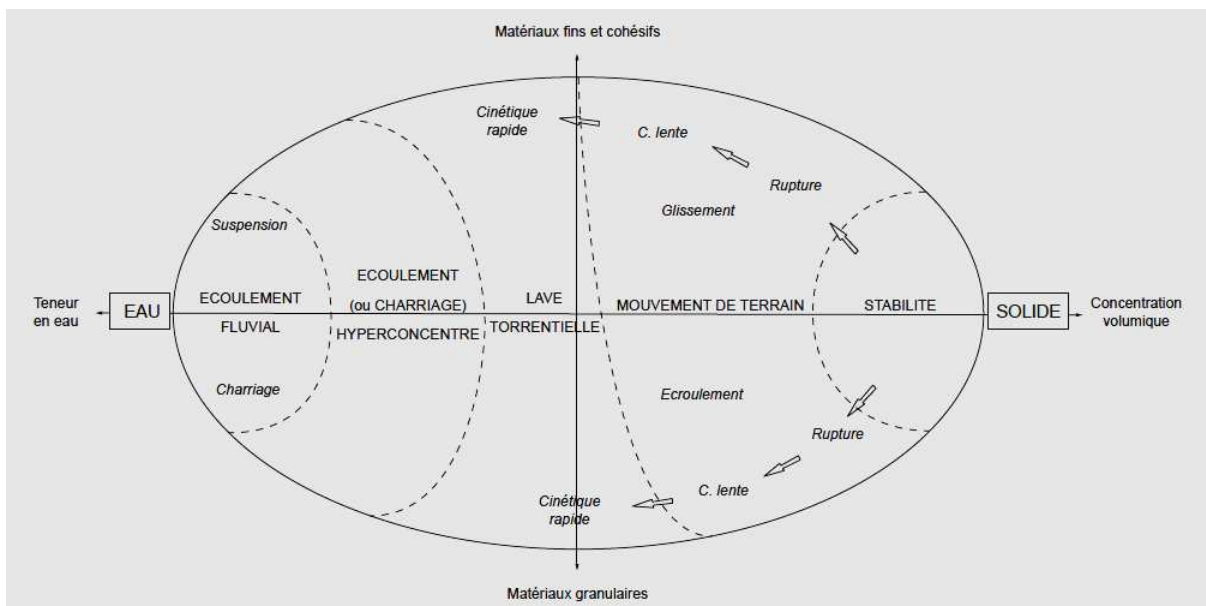


Figure 2.8 : Position des laves torrentielles au milieu des interactions eau-sédiments. Les crues torrentielles allient à la fois une cinétique rapide et une charge transportée importante. Source : Veyrat-Charvillon 2005.

Il existe deux propriétés qui caractérisent l'aléa « lave torrentielle » et qui influencent le risque potentiel engendré par ce type de processus (Zimmermann et al. 1997).

- La magnitude, c'est-à-dire l'importance de l'événement. Elle comprend l'épaisseur de l'écoulement (donc le volume écoulé), la distance parcourue par l'écoulement, les surfaces affectées par son passage et les dépôts engendrés par celui-ci. La vitesse atteinte par l'écoulement du fluide est également un indicateur de la magnitude de l'événement. La magnitude décrit donc les caractéristiques de l'écoulement en lui-même, notamment du point de vue hydraulique (vitesse, volume, ...)

- La fréquence des événements, ou leur temps de retour, c'est-à-dire le temps qui sépare deux occurrences de lave torrentielle pour un bassin-versant donné. La fréquence peut être approchée en étudiant les événements passés souvent bien documentés. Selon les endroits, les séries chronologiques de laves torrentielles peuvent être très variables. Zimmermann et al. (1997) répartissent les fréquences en 4 classes :
 - les événements se produisant régulièrement dans le temps, tous les « x » ans ;
 - les torrents se caractérisant par des périodes de quelques années à forte activité (plusieurs événements), puis des périodes de latences assez longues ;
 - les événements se produisant à fréquences très irrégulières, sans qu'il soit possible de dégager des cycles ou des tendances ;
 - les torrents dénombrent un seul événement très intense sans antécédents historiques préalables.

Très souvent, il existe un lien entre la magnitude des événements et la fréquence de ceux-ci (Figure 2.9). Lorsque les laves torrentielles sont fréquentes dans un bassin, leur magnitude moyenne reste souvent modeste. Ceci est souvent dû aux facteurs de déclenchement qui dépendent notamment de la recharge en sédiments.

En effet, certains bassins-versants comportent de très grandes quantités de sédiments stockés et prêts à être mobilisés par un événement pluvieux intense. Dans ce cas, les déclenchements sont liés à l'occurrence de ces événements pluvieux. Les processus de lave torrentielle sont alors généralement fréquents mais de magnitude modérée.

A contrario, d'autres bassins-versants nécessitent la conjugaison d'apports d'eau en quantité et d'un important remplissage en sédiments du chenal principal ou de zones directement connectées à celui-ci. De ce fait, les laves torrentielles se déclenchent plus rarement mais leur magnitude est généralement grande.

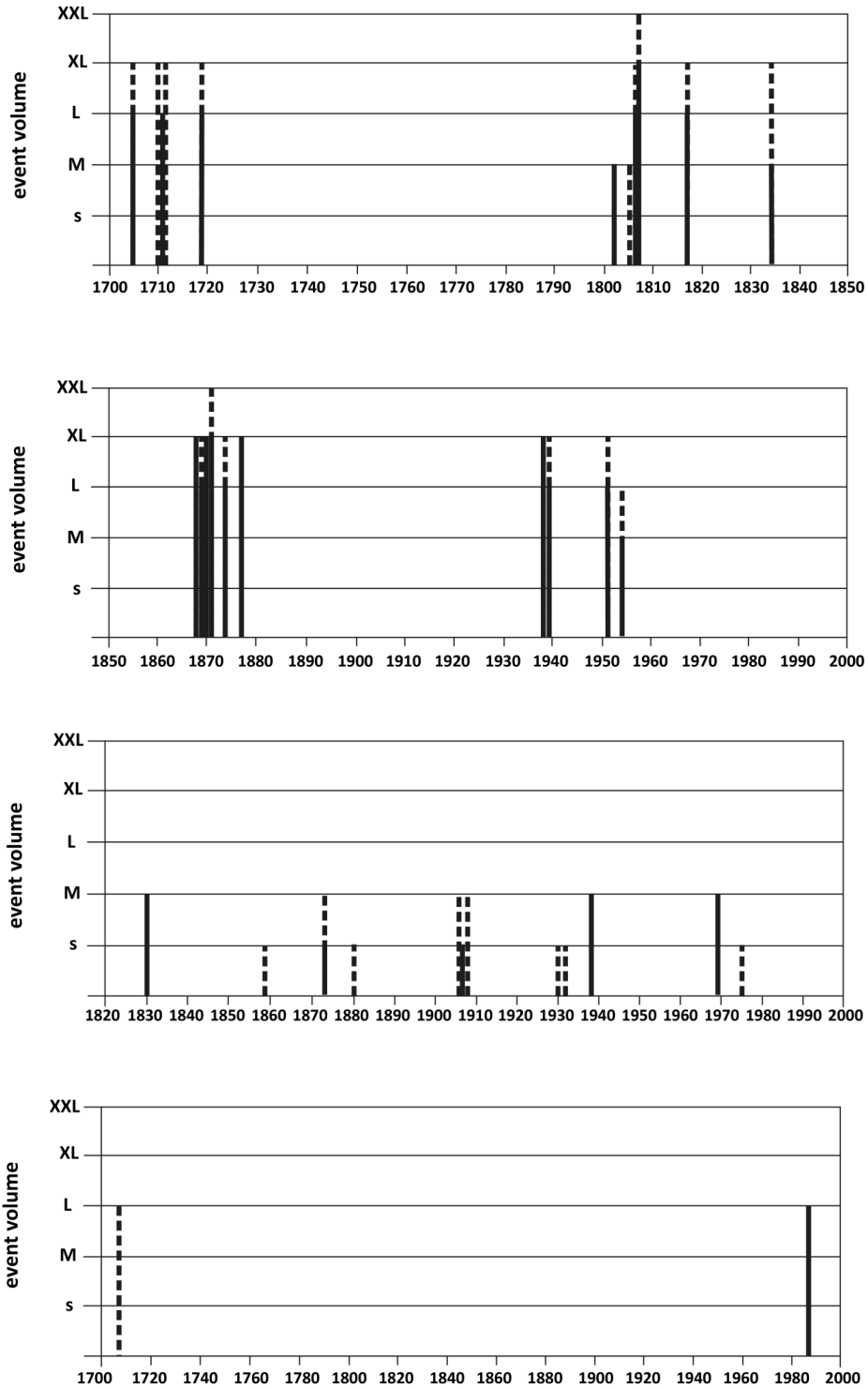


Figure 2.9 : Différents comportements des bassins-versants en termes de magnitude (ordonnées) et de fréquence (abscisses) des laves torrentielles. Les deux premiers graphiques (en haut) représentent le torrent de N'olia River (Thusis, Grisons), le troisième le torrent de Leimbach (Frutigen, Canton Bern), et le dernier (en bas) le Minstigerbach (vallée de Conches, VS). Source : modifié d'après Zimmermann et al. 1997.

2.3.3. Les déclenchements d'événements torrentiels intenses

Les causes et les contextes qui caractérisent le déclenchement des phénomènes de laves torrentielles restent assez mal compris. En effet, si la présence d'eau liquide et de matériaux sédimentaires non-consolidés est nécessaire au déclenchement, ces deux facteurs ne sont souvent pas suffisants. Il faut également un élément déclencheur, pas toujours bien identifié selon les cas, qui provoque la mise en mouvement du mélange eau-sédiment (Theler 2010).

Cet élément déstabilisateur peut consister simplement en une forte pente, et donc à l'intervention de la gravité, mais il peut être également lié à la nature des sédiments, à l'activité du processus responsable de leur accumulation ou même simplement à l'érosion due au ruissellement de surface. De manière générale, le déclenchement d'une lave torrentielle ou d'un événement similaire peut dépendre de très nombreux facteurs renvoyant à la géologie, la géomorphologie, la topographie, l'hydrologie, l'hydrogéologie, ... (Bonnet-Staub 2001). C'est donc un processus complexe.

Bardou (2002) définit dans sa thèse quatre mécanismes de déclenchement principaux :

- le déclenchement survient suite à une déstabilisation localisée au niveau d'un stock sédimentaire précis dans le bassin de réception. Il est possible d'imaginer un glissement d'une partie des matériaux de ce stock vers l'aval suite à une humidification importante de celui-ci ;
- le déclenchement se produit lors d'un événement pluvieux par la concentration progressive dans un chenal des ruissellements chargés en sédiments provenant de tout le bassin ;
- le déclenchement fait suite à la déstabilisation soudaine des matériaux stockés dans le lit du torrent ou à proximité directe de celui-ci ;
- le déclenchement est directement provoqué par la rupture d'un embâcle temporaire qui gênait les écoulements dans le chenal principal.

Ces mécanismes de déclenchement nécessitent tous la conjonction de deux principales composantes : l'eau liquide et les sédiments non-consolidés. De ce fait, si la déstabilisation fait appel à des processus très variables d'un cas à l'autre, ces deux composantes de base sont les constantes associées au démarrage de laves torrentielles.

En ce qui concerne l'apport en eau, il peut provenir de différentes sources (Chiarle et al. 2007) :

- Les événements pluvieux :

Les laves torrentielles sont souvent liées à des événements pluvieux. Ainsi, les précipitations de longue durée peuvent entraîner une saturation progressive des sédiments en eau et finalement provoquer le déclenchement d'une lave torrentielle.

Cela dit, ces phénomènes sont plus souvent corrélés avec des événements pluvieux courts et intenses de type orageux. En effet, dans ce cas, le ruissellement est accentué car l'apport de grandes quantités d'eau sur un temps très court empêchant l'infiltration (Bardou 2002). De plus, lors de ces pluies orageuses, le rôle érosif de l'impact des gouttes d'eau (le splash) est accentué. Il est donc souvent possible de relier un phénomène de lave torrentielle à un événement pluvieux, souvent intense.

- Les autres sources d'humidification

Les laves torrentielles ne se déclenchent pas toujours suite ou pendant un événement pluvieux (Chiarle et al. 2007 ; Theler et al. 2010). Elles peuvent se déclencher simplement lorsque les sédiments meubles atteignent un certain pourcentage de saturation en eau. L'humidification des sédiments peut ainsi provenir de la fonte des neiges au printemps, ou des glaciers en été. La présence de glaciers dans un bassin-versant est d'ailleurs un élément

favorisant l'occurrence de laves torrentielles (Theler 2010), notamment parce que cela implique généralement la présence d'importants stocks sédimentaires (morainiques), mais aussi parce que les glaciers constituent une source d'alimentation en eau de ces sédiments.

L'humidification des stocks sédimentaires peut également provenir de la remontée de la nappe souterraine (Bardou 2002), ou même de causes anthropiques (p. ex : rupture de conduite).

Si les sources en eau susceptibles de provoquer une saturation des sédiments sont essentielles pour le déclenchement de laves torrentielles, la présence de sources en sédiments non-consolidés l'est tout autant. Le contexte géomorphologique du bassin, qui se traduit par un ensemble de processus d'érosion et de dépôt de matériaux, est donc également primordial pour expliquer l'occurrence de phénomènes torrentiels intenses. En effet, la présence de gros volumes de sédiments favorise ceux-ci.

La disponibilité en sédiments du bassin de réception constitue en quelque sorte la prédisposition de celui-ci pour le développement de laves torrentielles. Les sources en eau étant diverses et très variables dans le temps, l'apport en eau constitue plutôt un élément perturbateur qui favorise la déstabilisation de ces stocks de sédiments (Bardou 2002).

La présence de stocks sédimentaire favorise donc le déclenchement d'événements, soit de manière directe lorsque le processus de lave torrentielle se déclenche dans les versants, soit de manière indirecte lorsque le processus se déclenche dans un chenal (voir ci-dessus). Dans ce dernier cas, le rôle essentiel des stocks sédimentaires est d'alimenter les chenaux d'écoulement principaux en sédiments.

L'étude de ces stocks sédimentaire est donc importante pour connaître la potentialité qu'un événement se déclenche dans un bassin-versant donné. En fonction des propriétés morphologiques, géographiques ou encore géologiques de ces accumulations sédimentaires, celles-ci seront plus ou moins susceptibles d'être mobilisées par le déclenchement d'une lave torrentielle.

En se basant sur différents travaux préexistants (p. ex : Gertsch 2009 ; Theler 2010), nous avons isolé différentes propriétés de ces dépôts sédimentaires jouant un rôle sur les déclenchements potentiels de laves torrentielles.

- La topographie :

La présence de stocks sédimentaires dans des secteurs de pentes élevées accroît les possibilités de mobilisation de ceux-ci par l'intervention de la gravité. En effet, l'augmentation de la pente induit une croissance de l'influence de la gravité sur un corps par rapport à la force de frottement qui maintient celui-ci en place (Figure 2.10). Bonnet-Staub (2001) considère que la pente minimale nécessaire pour le déclenchement d'une lave torrentielle dans un versant est d'environ 25°. Parallèlement, certains auteurs (Theler 2010) parlent plutôt d'une pente de 30°, en relation avec la pente de stabilité des éboulis. Cette valeur de 30° sera reprise dans ce travail pour estimer l'activité torrentielle des stocks sédimentaires.

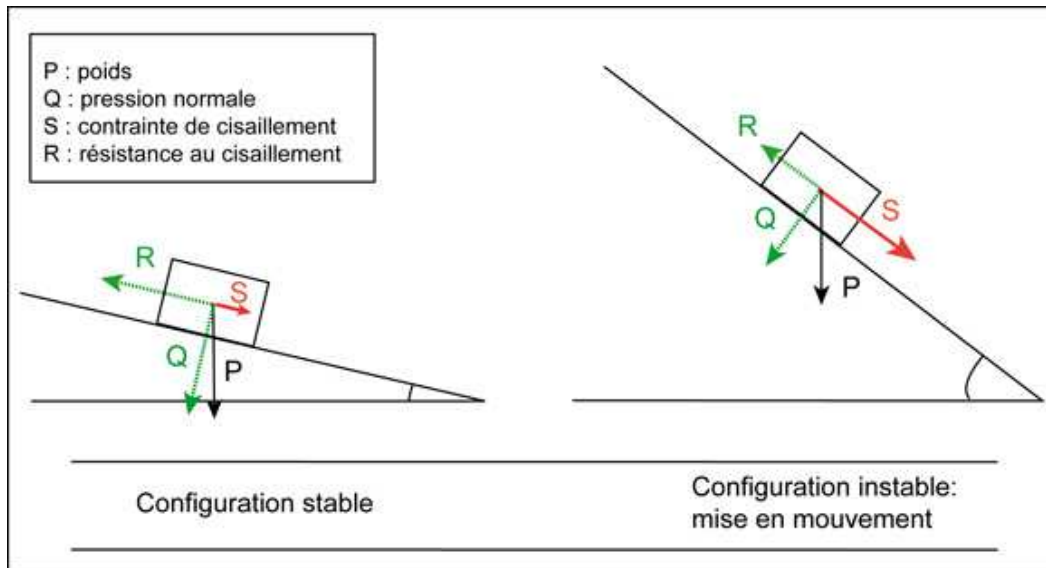


Figure 2.10 : Rôle de la pente comme moteur des mouvements gravitaires. Source : Morard et al. 2009.

- Les facteurs géomorphologiques :

L'origine des matériaux et l'activité du processus responsable du dépôt jouent un rôle dans la prédisposition d'un secteur sédimentaire au déclenchement de crues torrentielles. En effet, la granulométrie et l'agencement des grains sont importants dans le déclenchement car le pourcentage de certaines tailles de grains favorise la création et la mise en mouvement du mélange eau-sédiments. Par exemple, les dépôts dont la fraction de grains fins (<2mm) est trop importante ne sont pas propices au développement de laves torrentielles car les forces de cohésion y sont plus fortes (Veyrat-Charvillon 2005). L'activité du processus qui a construit le dépôt est également une donnée importante car les accumulations plus récentes et actives sont souvent moins stables (Ballantyne 2002).

- La végétation :

La présence de végétation est un facteur de contrôle essentiel de l'érosion et du transport engendré par le ruissellement de l'eau. La végétation peut agir à la fois en réduisant l'ablation des sols, mais aussi en favorisant la sédimentation (Rey et al. 2004). En effet, en interceptant les gouttes d'eau lors d'événements pluvieux, en freinant le ruissellement de surface et en augmentant la cohésion des sols par leur système racinaire, les couverts végétaux permettent de ralentir l'érosion des sols. De plus, la végétation peut agir comme une barrière aux écoulements et provoquer ainsi le dépôt des sédiments transportés par l'eau depuis l'amont.

Cela dit, il est très difficile de mesurer l'impact des différents types de végétation et de leur organisation sur l'érosion (Rey et al. 2004). Généralement, les systèmes arborés et arbustifs sont plus efficaces que des systèmes herbacés (Rolin 2001), mais la densité de cette végétation joue un rôle également. Une végétation moins développée mais répartie de manière homogène sur une surface peut avoir plus d'effets stabilisateurs qu'une surface partiellement couverte d'une végétation plus complète. Il est évident également que la colonisation végétale d'une zone de dépôt sédimentaire est en lien avec l'activité du processus à l'origine de celle-ci.

- La spatialité des zones sources :

La situation géographique d'un dépôt sédimentaire dans le bassin influe fortement sur sa capacité à fournir de la charge lors d'événements torrentiels. On parle dans ce cas de la connectivité des zones sources. Heckmann et al. (2009) définissent celle-ci comme le potentiel que possède une particule sédimentaire à se déplacer au sein du bassin-versant. De manière générale, plus il est facile pour un flux de sédiments d'atteindre le chenal principal, plus la zone source de ces sédiments est considérée comme connectée (Borselli et al. 2008). On peut également considérer que les voies de connexion des stocks sédimentaires sont souvent corrélées avec la connectivité hydrologique et suivent les voies empruntées par les flux hydrologiques (Theler 2010). La connectivité d'une zone source de sédiments est souvent estimée par la fréquence des transferts qui se produisent entre celle-ci et le chenal principal, mais aussi par la part du stock effectivement connecté (Heckmann et al. 2009 ; Theler 2010). La position et l'orientation d'une accumulation sédimentaire par rapport aux chenaux d'écoulements principaux conditionnent donc le rôle que cette accumulation peut jouer dans les processus de lave torrentielle (Gertsch 2009).

Les indices morphologiques témoignant d'une activité torrentielle importante sont donc la présence de stocks sédimentaires connectés au chenal principal et non végétalisés dans des secteurs de pentes importantes. La présence de ravines et autres signatures morphologiques (des niches d'arrachement torrentielles par exemple) indiquant une certaine érosion fluviale des dépôts constituent bien sûr également des indices pertinents.

En bref, la répartition spatiale, l'origine morphogénétique, l'activité du processus, la présence de végétation et la topographie locale sont les facteurs de contrôle principaux qui déterminent le fait qu'un dépôt sédimentaire soit favorable ou non à l'alimentation des événements de lave torrentielle en matériaux (Figure 2.11).

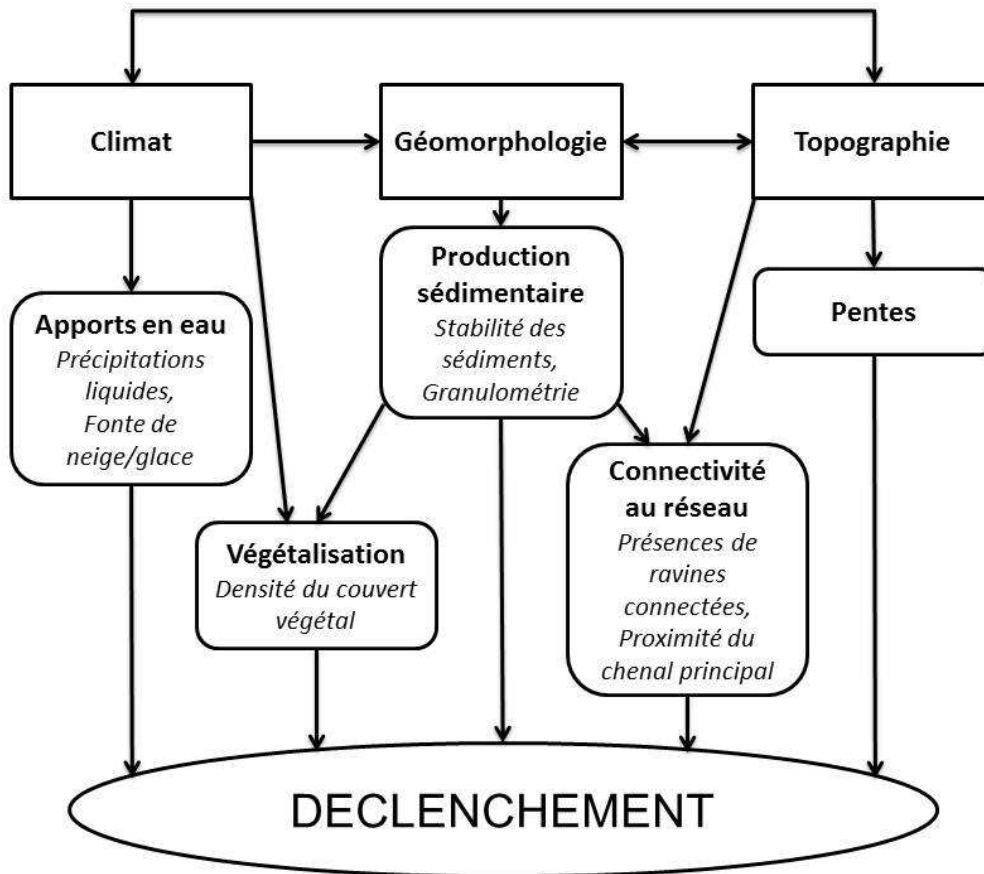


Figure 2.11 : Schéma systémique simplifié des facteurs de contrôle du déclenchement d'événements torrentiels. Ces facteurs se structurent en trois grands groupes, le climat, la géomorphologie et la topographie. Chaque groupe exerce cependant une influence sur les autres.

Sur base de ces critères, il est possible de définir « l'activité » de ces stocks sédimentaires dans les processus de transferts torrentiels. Cette analyse peut ensuite être utile pour déterminer le potentiel de développement de lave torrentielle dans un bassin-versant, et appréhender ainsi sa dangerosité.

Cela dit, prévoir l'occurrence de ces événements reste quelque chose de très compliqué, car cela nécessite la prise en compte des paramètres topographiques, géomorphologiques, géologiques, climatiques, météorologiques, ... , mais aussi d'informations concernant d'éventuels événements passés.

Chapitre III : Méthodes

3.1. Introduction

Ce travail vise principalement l'étude d'un bassin versant de haute montagne et de son comportement géomorphologique en terme de dynamique. Dans ce cadre-là, l'activité torrentielle et l'érosion fluviale sont très importantes. Mais il est clair que ce ne sont pas les seuls processus qui participent à la cascade sédimentaire et au transfert.

Comme déjà évoqué, les études sur l'activité sédimentaire des versants alpins, dont la plupart visent la réalisation de budgets sédimentaires, font souvent appel à des méthodes diverses. En effet, il n'existe pas de mesures universelles et directement adaptées aux études de transferts sédimentaires, qui font intervenir de nombreux processus imbriqués et de nombreux paramètres. Au chapitre précédent, nous avons distingué les méthodes qualitatives des méthodes quantitatives. Ces dernières donnent des résultats chiffrés sur les volumes stockés ou charriés, les taux d'érosion du bassin, etc. Ces méthodes quantitatives sont généralement basées sur des mesures physiques menées sur le terrain, mais aussi sur des calculs utilisant quelques fois des formules empiriques. Dans le chapitre précédent, nous avons dressé une liste de méthodes quantitatives utilisées par différentes études pour réaliser des budgets sédimentaires.

Cela dit, nous avons évoqué également précédemment le fait qu'elles sont très aléatoires car dépendantes de paramètres incontrôlables. De ce fait, elles renvoient à des résultats souvent difficiles à interpréter (Theler 2010).

Les méthodes plus qualitatives sont principalement basées sur des observations de terrain. Leur but est souvent de caractériser et de représenter les transferts sans quantifications à proprement parler.

Au sein de ces méthodes qualitatives, la cartographie géomorphologique joue un rôle clé. Les cartes sont un moyen efficace de représenter les formes du relief et constituent ainsi un outil de base synthétisant l'information géomorphologique. Diverses études utilisent d'ailleurs des cartes comme préalable à la conceptualisation d'une cascade sédimentaire (p. ex : Schrott et al. 2003 ; Otto et Dikau 2004 ; Theler 2010 ; Beylich 2011 ; etc.).

Ce travail va largement s'appuyer sur ces outils cartographiques pour atteindre les objectifs fixés, qui sont la définition de l'activité torrentielle du bassin versant étudié, ainsi que la compréhension de la dynamique sédimentaire globale de celui-ci. L'objectif sera en effet la réalisation de trois cartes géomorphologiques différentes, chacune apportant des éléments de compréhension de la dynamique sédimentaire.

3.2. La cartographie géomorphologique : concepts généraux

Une carte géomorphologique est un document qui permet d'enregistrer et de représenter un ensemble d'informations sur la morphologie de la surface du globe à un moment donné ; cela comprend les formes et les processus responsables de leur formation, ainsi que les matériaux qui constituent le relief terrestre (Griffiths et al. 2011).

Il n'existe pas vraiment de définition précise de ce type de document. Cela est notamment dû au fait qu'une carte géomorphologique peut englober un grand nombre d'informations différentes, qui peuvent être représentées de différentes manières selon les légendes, et à différentes échelles. Contrairement aux cartes géologiques, il n'existe pas de règles précises et unifiées internationalement pour la réalisation de cartes géomorphologiques (Bosson 2010).

En conséquence, il existe différents types de cartes, réalisées dans différents buts, et un grand nombre de systèmes de légendes différents.

3.2.1. Historique

Les premières cartes géomorphologiques datent du début du 20^{ème} siècle avec notamment les productions de Passarge (1912) et de Gehne (1912) (Klimaszewski 1990 ; Gustavsson et al. 2008). Ces premières cartes étaient principalement basées sur des considérations morphométriques du relief (Verstappen 2011). Avant cela, on dénombre différents documents cartographiques représentant des formes ciblées et cantonnées à des régions restreintes. En fait, ce n'est qu'à partir de la Deuxième Guerre Mondiale que la cartographie géomorphologique va réellement prendre de l'importance dans les recherches. Ce développement tardif peut s'expliquer par la généralisation à cette époque des photographies aériennes, qui permettent d'une part d'améliorer la création des fonds de cartes topographiques, mais aussi de faciliter les analyses géomorphologiques (Theler 2010). A partir de ce point, de nombreux pays vont commencer à développer des légendes en fonction des échelles utilisées, et à pousser à la production de cartes. La grande majorité de ces travaux ont eu lieu durant ce qu'on peut considérer comme l'âge d'or de la cartographie géomorphologique, une période comprise entre les années 1960 et 1980 (Gustavsson et al. 2008). Par la suite, l'intérêt des recherches en cartographie géomorphologique a quelque peu baissé pour reprendre de plus belle depuis une vingtaine d'années. Comme nous le verrons plus loin, ce regain d'intérêt est principalement dû au développement récent de logiciels de systèmes d'information géographique (SIG) de plus en plus performants (Gustavsson et al. 2006 ; Theler 2010).

3.2.2. Domaines d'application

Les cartes géomorphologiques sont le moyen le plus efficace pour représenter les formes du relief (Gustavsson et al. 2006). Elles consistent donc avant tout à un document de synthèse rassemblant l'information scientifique concernant le modelé d'une région. Cela dit, elles peuvent être utilisées dans de nombreux contextes, parfois relativement éloignés de la géographie physique (Gustavsson et al. 2006 ; Theler 2010 ; Griffiths et al. 2011). En effet, comme nous l'évoquons plus haut, le modelé terrestre exerce une influence certaine sur bon nombre d'activités humaines (Griffiths et al. 2011).

Les domaines dans lesquels les cartes géomorphologiques peuvent servir d'outils d'analyse importants sont, par exemple :

- la mise en valeur patrimoniale (Serrano et González-Trueba 2005 ; Fontana 2008 ; Bosson 2010) ;
- les études d'impacts anthropiques sur l'environnement et le paysage (p. ex : Lambiel et Reynard 2003) ;
- la cartographie des dangers naturels ;
- l'aménagement du territoire ;
- la prospection minière ;
- la réalisation de budgets sédimentaires (p. ex : Otto 2006) ;
- certains projets d'ingénierie et de constructions ;
- etc.

3.2.3. Les principaux types de cartes

Il est possible de définir différents types de cartes en fonction des informations représentées par celles-ci. Verstappen (2011) classe ces différentes informations en deux groupes : les données analytiques, axées sur la géomorphologie et issues d'investigations de terrain et d'analyses, et les données holistiques, plus générales, englobant une analyse plus large (Tableau 3.1). Toutes ces données sont potentiellement intéressantes dans l'optique de la réalisation d'une carte.

Type d'étude	Etudes analytiques	Etudes holistiques
Informations	Lithologie Morphographie Morphométrie Morphogenèse Morphochronologie Morphodynamique ...	Topographie Pédologie Hydrologie Utilisation du sol Végétation Climat ...

Tableau 3.1 : Principales classes d'informations concernant la cartographie géomorphologique, selon Verstappen 2011.

D'après Dramis et al. (2011), les informations géomorphologiques de première importance concernent les propriétés spatiales des formes du relief (regroupant la localisation, les dimensions, les pentes, etc, c'est-à dire la morphométrie), l'origine et l'évolution de celles-ci (morphogénétique), mais aussi les âges des formes (morphochronologie) ou encore l'activité des processus géomorphologiques responsables de leur construction (morphodynamique).

Cela dit, toutes ces informations sont rarement présentes sur une carte, car la surcharge de données entraîne une perte de lisibilité de celle-ci (Gustavsson et al. 2006). Il existe de ce fait différents types de cartes selon les différentes caractéristiques de la géomorphologie mises en avant par leurs auteurs (Theiler 2010) :

- Morphogenèse :

Les cartes morphogénétiques se basent sur une représentation des formes selon le type de processus qui les a engendrées. Ces processus sont souvent regroupés en domaines morphogénétiques tels que le modelé glaciaire, gravitaire, fluvial, etc. Ce type de carte est intéressant dans les régions où de nombreux processus différents se côtoient.

- Morphographie et morphométrie :

Ce type de cartographie utilise des symboles pour représenter la surface physique du globe, et notamment les ruptures de pente, la courbure du terrain, les types de vallées, les terrasses et les couloirs, etc. La différence entre les cartes morphographiques et morphométriques vient du fait que les premières se contentent de donner des descriptions qualitatives et les secondes fournissent des données plus quantitatives. Ce type de carte est surtout utile dans les régions à topographie peu différenciée.

- Morphochronologie :

L'objectif premier de ces cartes chronologiques est de retracer l'histoire du paysage et de son modelé. La carte reprend donc différentes générations de formes en différenciant les représentations en fonction des âges relatifs de celles-ci. Les informations présentes sur les cartes chronologiques peuvent être très intéressantes dans les endroits où l'aspect des formes varie en lien avec leur âge comme cela peut être le cas dans les régions glaciaires, avec une forte différenciation entre les constructions morainiques récentes et anciennes.

- Morphodynamique :

Ces cartes tentent de répondre à un défi majeur, celui de représenter l'activité des processus et donc le mouvement, sur un document plan et statique. La plupart des légendes qui se veulent dynamiques utilisent une représentation qui divise la région cartographiée en zones classées par taux d'activité.

Cette description des différents types de cartes n'est pas exhaustive, puisqu'il existe également des cartes hydrographiques, structurales, ... (Theler 2010). De plus, il existe des cartes qui peuvent être classées dans plusieurs de ces catégories.

En plus de cela, Gustavsson et al. (2006) appuient sur l'importance de la présence de plusieurs éléments dans une carte géomorphologique :

- un fond de carte topographique pour permettre de géoréférencer les données géomorphologiques ;
- une représentation du réseau hydrographique, ainsi que de la lithologie des affleurements rocheux.

Les difficultés proviennent donc de la manière de représenter cet ensemble de données, quel que soit le type de carte produite. Dans ce contexte, la construction des systèmes de légendes cohérents et permettant d'intégrer ces informations représente un travail très important.

3.2.4. Les systèmes de légende

Une grande partie des recherches liées à la cartographie géomorphologique, notamment entre les années 1960 et 1980, concerne la création de systèmes de légende. En effet, comme évoqué plus haut, les informations concernant les formes du relief, et donc susceptibles de se retrouver sur ces cartes, sont très nombreuses. Or la réalisation de cartes nécessite également de faire attention à la lisibilité de l'objet produit.

De ce fait, les choix concernant les informations à représenter et la manière de les représenter sont primordiaux et dépendent notamment des caractéristiques générales du terrain que le cartographe va représenter.

En effet, certains systèmes de légende sont mieux adaptés à certains types de morphologie. Par exemple, les légendes développées sur des zones de plaines peu accidentées ne sont souvent pas assez détaillées pour être utilisées dans des régions à relief plus vigoureux où la densité des formes est plus importante (Verstappen 2011). C'est pourquoi il existe actuellement un nombre assez important de systèmes de légende développés dans différents pays et essayant de trouver le meilleur compromis entre les données et la représentation, en fonction également des objectifs mais aussi des échelles (Theler 2010).

De manière générale, les auteurs classent les cartes géomorphologiques en trois grands groupes selon les échelles (Dramis et al. 2011) :

- les cartes à grande échelle, précises et pour lesquelles les données tectoniques, climatiques, etc., peuvent être considérées comme stables et constantes ;
- les échelles moyennes, intermédiaires et traitant des changements majeurs liés à des interventions climatiques ou tectoniques comme le retrait glaciaire depuis le dernier maximum glaciaire, ou les variations du lit des fleuves ;
- les cartes à petite échelle, liées aux représentations de grands ensembles comme des oppositions plaine/montagne, ...

Les cartes à petite échelle comportent en général une symbologie plus simple que les cartes plus précises. L'échelle à laquelle le système de légende a été construit influence donc également la manière de représenter la morphologie du relief.

Dans de ce travail, nous allons utiliser la légende géomorphologique développée au sein de l'institut de géographie de l'Université de Lausanne (IGUL) (Schoeneich 1993 a, b). Cette légende s'inspire de différents systèmes. Elle a été pensée pour être utilisée à de grandes échelles et pour représenter principalement des zones à reliefs vigoureux de type montagnard (Schoeneich 1993b). Ce sous

chapitre va passer en revue brièvement les différents systèmes de légendes qui ont inspiré la légende de l'IGUL, avant d'explicitier les principes de cette légende en particulier. Les descriptions qui suivent se basent principalement sur les publications de Schoeneich (1993 a, b) et de Theler (2010).

- La légende française R.C.P. 77 :

Développée dans les années 1960 pour pouvoir compléter les informations déjà présentes sur les cartes géologiques, qui ne décrivent pas les formations superficielles, elle est utilisée pour la réalisation d'une carte géomorphologique détaillée au 1 : 50'000 de la France.

Ce système de légende est relativement complexe et repose sur une superposition de diverses couches. Il comporte par exemple un couche dans laquelle des informations sur le domaine structural (bassin sédimentaire, chaîne plissée, etc) sont données par un fond coloré, sur lequel sont superposés différentes trames qui décrivent la nature des roches. Une deuxième couche comprend les formes du relief représentées par des figurés dont la couleur renvoie à l'origine morphogénétique de celles-ci. D'autres couches représentent également le domaine morphogénétique, ou encore la lithologie des formations superficielles qui est donnée par des trames.

Cette organisation multicouche permet ainsi une superposition d'une grande quantité d'informations, mais rend aussi les cartes difficilement lisibles (Figure 3.1). De plus, il existe certaines similitudes entre les couleurs utilisées pour les domaines structuraux et morphogénétiques, ce qui peut conduire à de mauvaises lectures de carte. Enfin, ce système de légende présente des ambiguïtés au niveau des différents domaines morphogénétiques définis. En effet, certains renvoient plutôt à des informations morphoclimatiques (ex : domaine tempéré humide, périglaciaire humide, tempéré sec, etc) (Theler 2010).

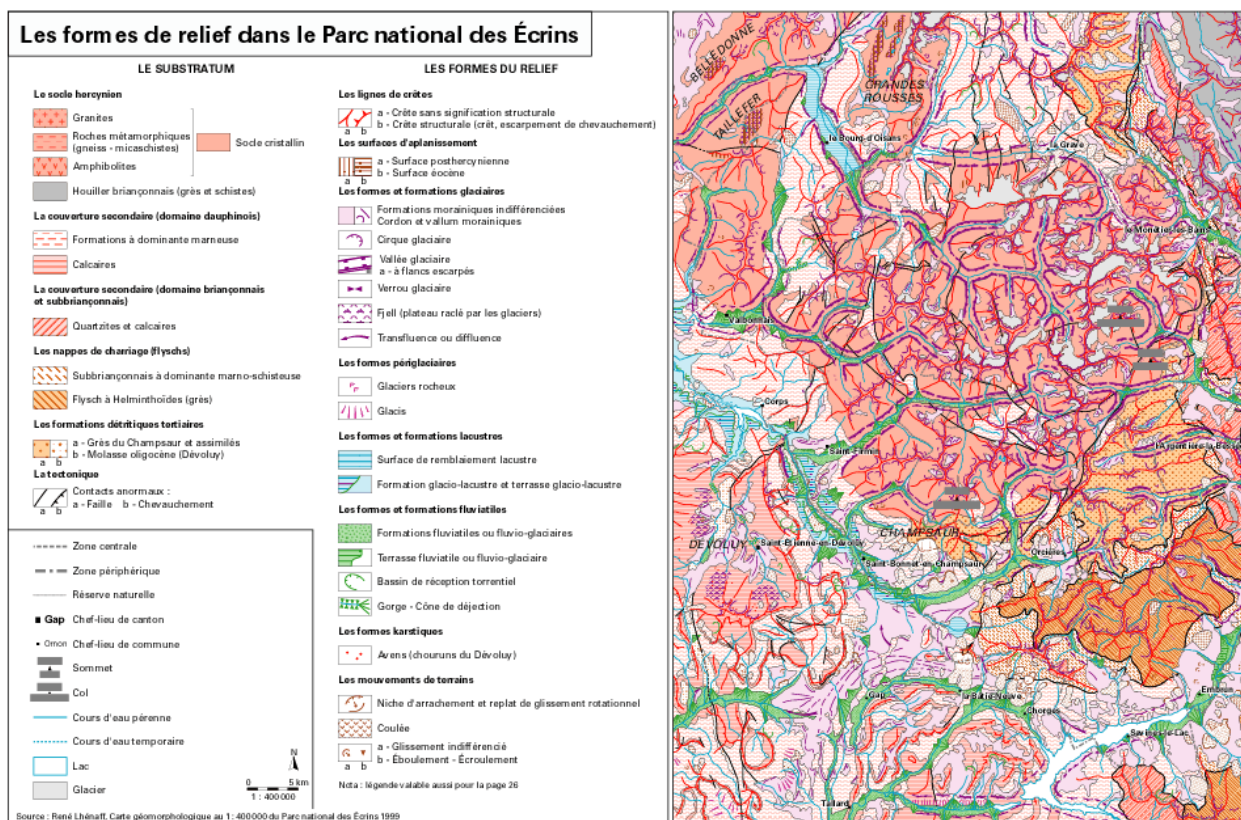


Figure 3.1 : Extrait de la carte du Parc national des Ecrins, réalisée avec la légende française. Source : Lhénaff 1999.

- GMK 25°

Cette légende, développée en Allemagne à la fin des années 1970, avait pour but de servir à la réalisation de la carte géomorphologique de l'Allemagne au 1 : 25'000. Le projet fut avorté pour manque de financement et en 1993, seule une trentaine de cartes étaient publiées (Schoeneich 1993b). Les principes de cette légende s'inspirent notamment de la carte française décrite ci-dessus, en organisant l'information en différentes couches. Elle se base sur un ensemble de signes de couleur noir ou rouge, ainsi que d'un ensemble de plages colorées et de trames.

Les processus sont représentés par des symboles de couleur, rouges s'ils sont actifs et noirs s'ils sont plus anciens. Les plages de couleur renvoient au processus morphogénétique dominant et les trames sont utilisées pour représenter les pentes et la structure topographiques notamment. Des trames de couleur (brun-rouge) viennent compléter les cartes en indiquant la lithologie des formations superficielles et des roches affleurantes.

Cette carte présente donc principalement les grands domaines morphogénétiques, ainsi que des détails sur les formes topographiques. Ce système est donc principalement morphographique, avec des composantes morphogénétiques. Les formes sont présentées sous leurs aspects topographiques et peu selon leur origine. De plus, si les différents domaines morphogénétiques sont bien définis et moins problématiques que pour la carte française, les couleurs choisies perturbent parfois la lecture (trop foncées, etc.) (Theler 2010).

- La légende suisse :

Elle fut mise au point dans les années 1940, par les travaux de la Société suisse de géomorphologie (SSGm). Elle se base sur deux couleurs principales : le vert représentant les zones d'accumulation et le rouge, les zones d'érosion. De plus, cette légende utilise une série de signes et de trames représentant les formes. Ce système est facile à lire mais ne contient que très peu d'informations sur la morphogénèse, la chronologie ou les pentes.

De plus, contrairement aux deux systèmes évoqués précédemment, cette légende « suisse » n'est pas un système issu d'un programme « officiel » de cartographie d'un point de vue national. De ce fait, il a beaucoup évolué au cours du temps et il n'en existe pas un système fixe et unifié d'un point de vue de la représentation des informations, mais aussi d'un point de vue de l'échelle.

- La légende de l'IGUL :

C'est à la suite des nombreux travaux de terrain en géomorphologie entrepris par l'institut de géographie de l'Université de Lausanne (IGUL) que l'idée de la construction d'un système de cartographie géomorphologique a émergé dans les années quatre-vingts. Ce système, dont l'objectif était qu'il soit applicable au 1 : 10'000 ou au 1 : 25'000, essaye de ne conserver que l'information géomorphologique jugée essentielle, dans un souci de simplification (Schoeneich 1993b).

Par exemple, les données sur la pente et la morphographie sont jugées inutiles car facilement obtenues à partir des cartes topographiques. De plus, la géologie n'est pas décrite dans ce système de légende car l'information concernant les lithologies peut être lue sur les cartes géologiques, qui couvrent actuellement la majorité de la Suisse.

Parallèlement à cela, la représentation de la géomorphologie, et principalement de la morphogénèse est mise en avant en utilisant les points forts des systèmes suisse, français et allemand (Schoeneich 1993b) :

- Tout d'abord, la légende de l'IGUL se base sur un code de couleur repris du système allemand GMK 25. Chaque couleur représente ici un domaine morphogénétique (Figure 3.2). Ceux-ci sont au nombre de dix, bien qu'en fonction des zones cartographiées, on puisse

imaginer l'ajout de nouvelles couleurs pour représenter des domaines manquants comme par exemple la morphologie littorale, éoliens, En effet, le système de légende de l'IGUL a été développé en Suisse, et principalement dans des régions montagneuses.

Domaine morphogénétique	Couleur
Structural	Rouge
Hydrographie	Bleu clair
Fluviale	Vert
Gravitaire	Ocre
Karstique	Turquoise
Lacustre	Bleu foncé
Glaciaire	Violet
Périglacière	Mauve
Nival	Rouge Bordeaux
Anthropique	Gris

Figure 3.2 : Les différentes couleurs utilisées par la légende de l'IGUL pour représenter les domaines morphogénétiques.

- Ensuite, la légende IGUL représente les formes du relief via des symboles inspirés de la légende française R.C.P. 77. Ces symboles comprennent toutes les formes du relief, y compris le modelé structural. Chaque signe utilisé est coloré en fonction du domaine morphogénétique auquel la forme appartient.
- Enfin, la légende IGUL s'inspire du système suisse par la représentation de la dualité érosion/dépôt. En effet, les zones d'accumulation sont colorées suivant la couleur du domaine morphogénétique dominant responsable du dépôt, alors que les zones où les formations superficielles sont absentes sont laissées en blanc.

Les cartes résultant de l'utilisation de ce système sont donc principalement morphogénétiques, avec une composante morphodynamique introduite par cette distinction érosion/accumulation (Figure 3.3). Ce système est bien adapté aux environnements de montagne où l'imbrication de formes sur de petites distances est grande. Elle est également efficace car elle concentre l'information purement géomorphologique, qui est de ce fait très vite appréhendée par la lecture de la carte.

Cela dit, les simplifications ont pour effet une certaine perte d'information concernant la nature lithologique des formations superficielles qui n'est pas non plus présente sur les cartes géologiques. La légende IGUL comprend également des faiblesses au niveau de la morphochronologie. Elle ne donne en effet aucune indication sur l'activité des processus, ni sur leur âge.

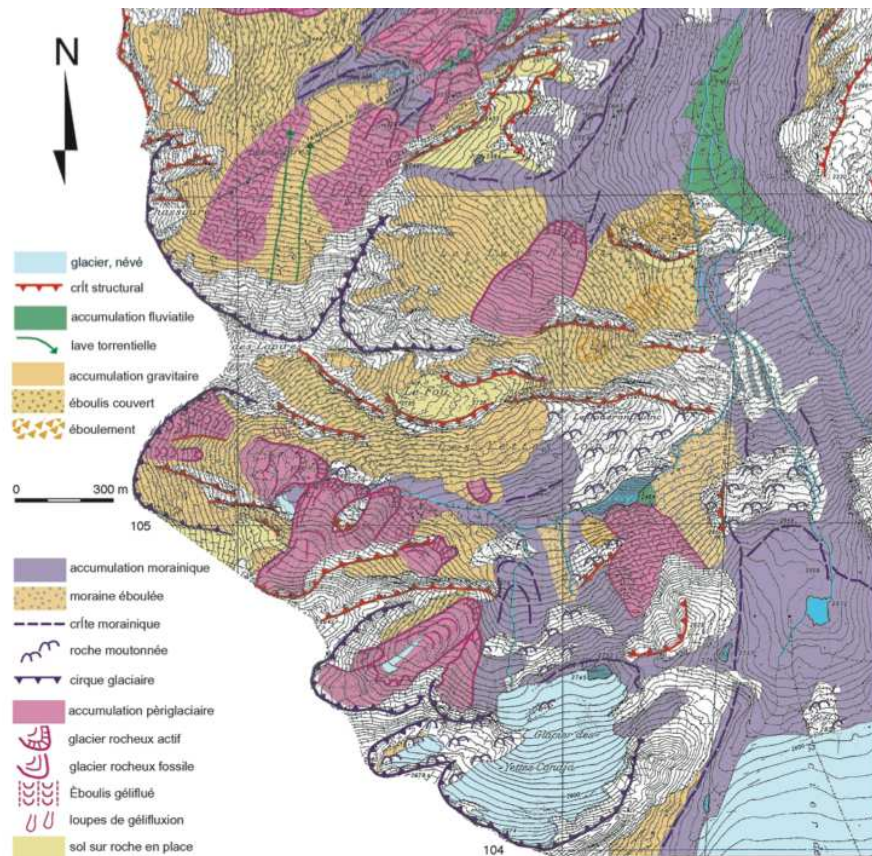


Figure 3.3 : Extrait de carte de la région du Mont Gelé (VS, CH) réalisée avec la légende de l'IGUL. Source : Lambiel et Reynard 2002.

Depuis la création de ce système de légende, plusieurs travaux ont portés sur son amélioration et sa diversification. On notera notamment ceux de Gertsch et Kaiser (2001) et d'Errante (2002), qui ont enrichi cette légende en y ajoutant des figurés concernant respectivement le domaine nival et le domaine volcanique. D'autres travaux avaient pour but d'adapter cette légende aux logiciels SIG. Il s'agit par exemple des réalisations de Pierrehumbert (1998) et plus tard celles de Pellitero (2009) et de Vullioud (2011).

3.2.5. L'utilisation des SIG

Les systèmes d'information géographique (SIG) sont aujourd'hui l'outil de référence pour regrouper, stocker, analyser et cartographier des données géospatiales. Cela dit, cette généralisation de l'utilisation des SIG dans les processus de cartographie est relativement récente (Dramis et al. 2011).

Les SIG sont apparus au début des années 1960, mais étaient à l'origine principalement utilisés à des fins de stockage de données géologiques et géophysiques (Theler 2010). Ce n'est qu'à partir de la fin des années 1980 que les SIG ont été pour la première fois utilisés dans le domaine de la cartographie géomorphologique, et les travaux les utilisant restent relativement peu nombreux jusque dans les années 2000.

Le faible nombre de travaux de cartographie réalisés sur SIG est à mettre en relation avec la faiblesse graphique de ceux-ci (Gustavsson et al. 2008). En effet, les premières cartes réalisées sur SIG étaient inférieures aux cartes papier du point de vue de la qualité et de la précision (Vitek et al. 1996 ; Schoeneich 1998 ; Pierrehumbert 1998).

Ce n'est d'ailleurs que très récemment, depuis une dizaine d'années, que les progrès réalisés du point de vue de la visualisation de données, ainsi qu'au niveau des interfaces utilisateur ont permis la croissance importante de l'utilisation des SIG dans le domaine de la cartographie géomorphologique.

Les SIG actuels possèdent une série de caractéristiques qui en font des outils intéressants dans l'optique de la réalisation d'une carte géomorphologique :

- Le géoréférencement des données est le premier atout des SIG. En effet, en associant des coordonnées à chaque objet de la carte, on peut travailler avec une superposition de couches géoréférencées. Dans le cadre de la cartographie géomorphologique, cette possibilité de travailler sur plusieurs couches est très intéressante. Elle permet par exemple de superposer les données géomorphologiques à une carte topographique ou à des photographies aériennes (Vitek et al. 1996). De plus, cela permet notamment de joindre assez facilement deux (ou plusieurs) cartes adjacentes, ce qui est plus difficile avec des cartes papier (Dramis et al. 2011).
- Les SIG permettent donc de structurer l'information en différentes couches. De plus, ils offrent la possibilité d'associer des tables attributaires aux différents objets cartographiés. Il est alors possible de joindre un grand nombre d'informations à chaque objet, et ainsi créer de vraies bases de données géomorphologiques (Gustavsson et al. 2006).
- Comme évoqué ci-dessus, les outils SIG permettent la création de bases de données géomorphologiques. Les informations contenues dans celles-ci peuvent englober des données issues d'analyses réalisées par le biais de ces SIG, et notamment d'analyses spatiales. Par exemple, certains SIG contiennent des outils pour calculer les pentes, l'exposition, les propriétés hydrographiques des bassins-versants, mais aussi de réaliser des interpolations de valeurs ponctuelles ou linéaires, etc. Les outils SIG permettent donc de diversifier l'information par des analyses spatiales (Dramis et al. 2011).
- Un des grands avantages des SIG est que l'information stockée peut être plus facilement modifiable que dans le cas de cartes papier, qui ne permettent pas de mises à jour. La géomorphologie étant un domaine relativement dynamique, notamment en haute montagne, cette possibilité de modifier des éléments qui auraient évolué est intéressante (Vitek et al. 1996 ; Dramis et al. 2011).
- Enfin, la puissance de l'informatique apporte la possibilité de gérer un grand nombre de données spatiales, et à grande échelle (Vitek et al. 1996 ; Gustavsson et al. 2008).

Ces divers avantages couplés au progrès récents réalisés dans la qualité graphique de ces outils rendent l'utilisation de ceux-ci très pratique dans l'optique de la cartographie géomorphologique et de l'analyse de processus plus ciblés.

Certains auteurs tentent d'ailleurs de pousser plus loin l'utilisation des SIG en mettant au point des méthodes de cartographie géomorphologique semi-automatisées. Par exemple, Van Asselen et Seijmonsbergen (2006) ont développé un système de délimitation des formes directement sur un MNT à haute résolution, avec pour objectif d'augmenter la précision dans la délimitation des formes et de réduire la subjectivité du processus de cartographie.

Par l'apport important des SIG dans ce domaine, l'IGUL a décidé depuis quelques années d'adapter son système de légende sur le logiciel SIG « ArcGis ». Ce processus c'est fait progressivement à l'aide de différents travaux, notamment ceux de Pellitero (2009), de Vulliod (2011) et les travaux récents de Benoît Maillard (chercheur à l'IGUL).

Dans le cadre de ce travail, la carte morphogénétique sera réalisée sur « ArcGis » en utilisant cette légende, adaptée récemment pour ce logiciel.

3.3. Cartographie des transferts sédimentaires

3.3.1. Cartographie morphogénétique

Notre étude des transferts sédimentaires s'appuie sur la réalisation de trois cartes. La première est une carte morphogénétique utilisant la légende de l'IGUL décrite au point 3.2.4.

La réalisation de cette carte passera par différentes étapes distinctes :

- Une première analyse a été effectuée des documents et principalement sur des photos aériennes. Cette étape permet d'identifier quelques formes principales et de les cartographier. Elle est surtout essentielle car elle permet aussi d'organiser le travail de terrain notamment en découpant celui-ci en zones accessibles en une journée.
- Le travail de terrain a été réalisé durant l'été 2011 principalement lors de deux périodes de deux semaines, la première en juillet et la seconde en août. Lors de ces levés de terrain, l'information recueillie a été une première fois cartographiée à la main sur des fonds de carte au 1 :10000.
- Le travail de numérisation a ensuite été réalisé sur ArcGis en utilisant principalement les cartes de terrain scannées et les photos aériennes géoréférencées comme modèles. L'ensemble des données géomorphologiques a été ainsi numérisé et rassemblé dans une base de données divisée en trois groupe de formes : les formes ponctuelles, les formes linéaires et les formes surfaciques (Figure 3.4).
- Une fois numérisée, la carte a simplement été exportée et imprimée.

L'objectif de cette carte est donc de représenter les formes, leur répartition spatiale et leur origine. Elle consiste donc à une première analyse géomorphologique du terrain d'étude et sert en quelque sorte de base d'information géomorphologique sur laquelle les deux autres cartes, dont les méthodes de réalisations sont décrites ci-après, pourront s'appuyer.

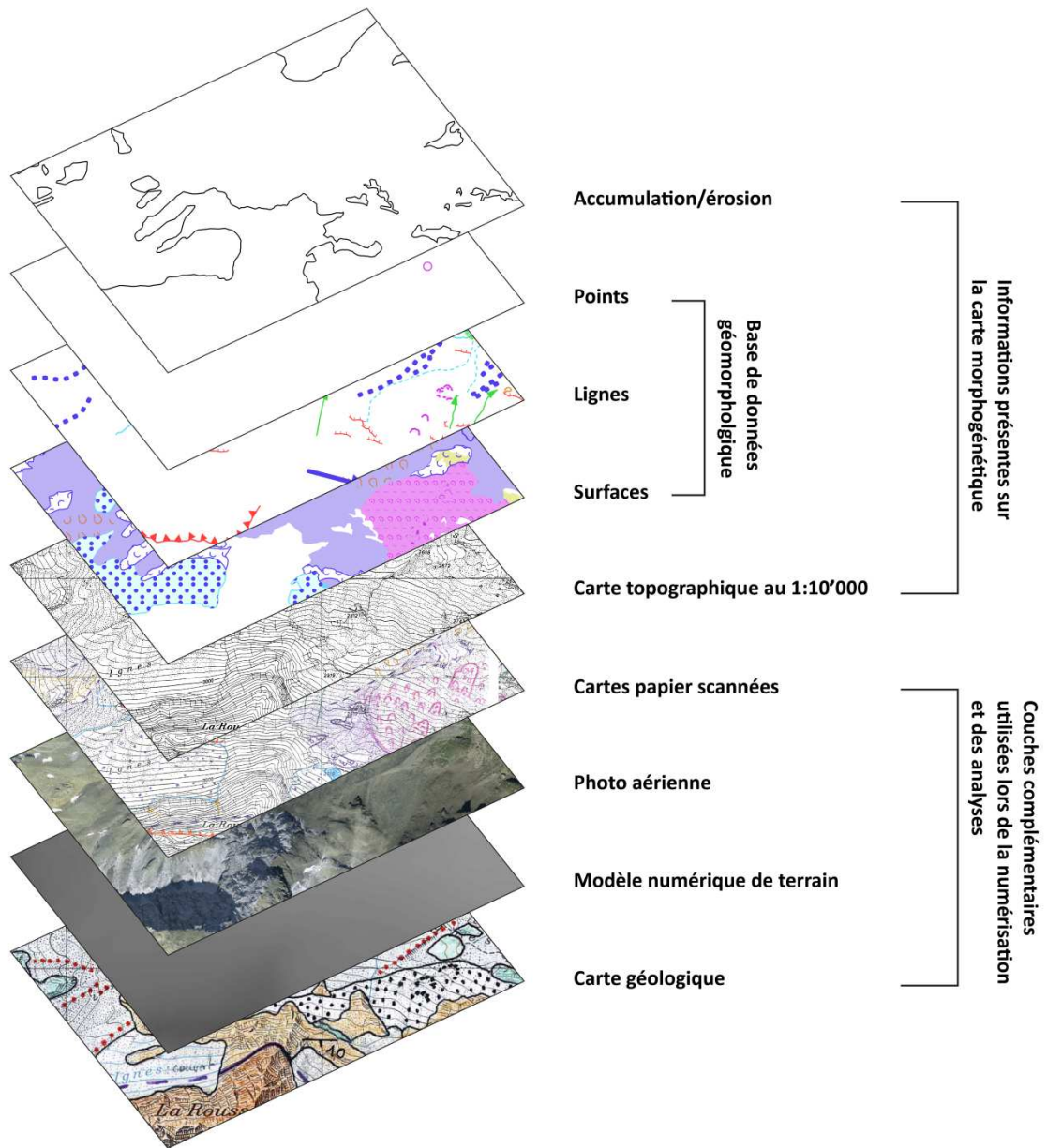


Figure 3.4 : Organisation du SIG pour la cartographie morphogénétique, avec les différentes couches liées à ce travail.

3.3.2. Cartographie géosystémique de la cascade sédimentaire

De nombreux travaux traitant des transferts sédimentaires se basent sur la notion de cascade sédimentaire. Pour représenter celle-ci, la majorité des auteurs utilisent des schémas systémiques (Figure 3.5) reprenant chaque sous-système et les interactions qui existent entre ceux-ci (p. ex : Otto et Dikau 2004).

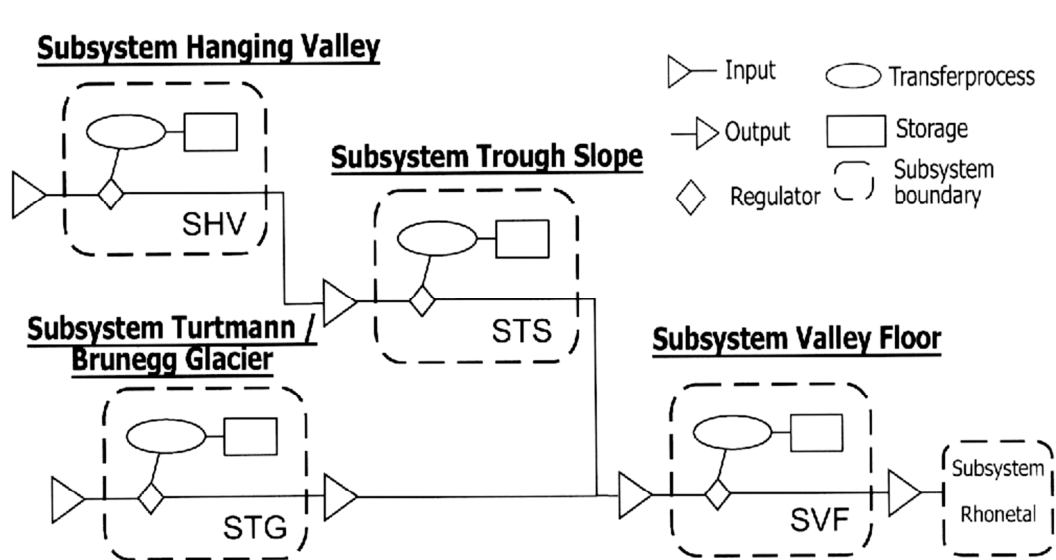


Figure 3.5 : Cellules constitutives des schémas systémiques représentant la cascade sédimentaire. Dans ce cas-ci, le schéma s'applique à l'échelle d'une vallée alpine. Source : Otto et Dikau 2004.

L'utilisation d'outils cartographiques dans ce cas est assez rare. De ce fait, la méthode utilisée ici est en partie issue des réflexions liées à ce travail. Pour le reste, elle s'inspire notamment du travail de mémoire réalisé à l'IGUL par Jean-Baptiste Bosson (2010), qui lui-même s'était inspiré des classifications de Ballandras (2002).

L'objectif de cette carte est de synthétiser sur un document cartographique les différentes unités qui constituent des maillons de la chaîne de transfert, et également les voies qui relient celles-ci. En effet, les schémas systémiques souvent utilisés sont des outils synthétiques intéressants mais ne mettent pas en relation les informations sur la cascade sédimentaire et la spatialité du terrain.

En pratique, la réalisation de cette carte consiste à représenter les surfaces d'accumulation sédimentaire du bassin-versant, mais aussi les flux de transfert qui lient celles-ci entre elles. Les flux de transfert et les surfaces d'accumulation seront caractérisés par leur activité, en définissant deux classes : actif et inactif. Une accumulation sédimentaire sera considérée comme active si celle-ci est régulièrement alimentée en matériaux en provenance de l'amont. Si ce n'est pas le cas, le stock sédimentaire n'est plus alimenté et se retrouve à l'état inactif, ou fossile. Dans le cas des flux, l'adjectif « actif » caractérise un mouvement régulier de matériaux vers l'aval. À l'opposée, les voies de transfert inactives représentent les zones où le transit entre deux stocks sédimentaires peut être considéré comme presque exclusivement de type « matériaux en suspension » transportés par le ruissellement de surface. En d'autres termes, si le flux de sédiments est défini comme étant inactif, c'est que les outputs du stock sédimentaire amont sont très faibles.

D'un point de vue formel, les zones d'accumulations sédimentaires seront représentées sur la carte par des surfaces colorées dont la couleur renvoie au domaine morphogénétique et donc à l'origine géomorphologique des dépôts. Les couleurs utilisées suivent celles de la légende de l'IGUL décrite précédemment et utilisée pour la réalisation de la carte morphogénétique. Ce choix permet de garder une cohérence entre les différents documents cartographiques produits. L'activité des accumulations

sédimentaires sera signifiée par l'intensité de la couleur (l'intensité forte correspondant aux stocks actifs).

Ensuite, les voies de transfert seront illustrées par des flèches dont les couleurs créent à nouveau le lien avec le domaine morphogénétique du processus de transport de sédiments. Le niveau d'activité du transfert sera signifié par l'utilisation de flèches « pleines » dans le cas des transferts actifs, et « vides » (seul le bord est coloré) dans le cas des transferts inactifs.

Cette carte s'appuie ainsi beaucoup sur la carte morphogénétique, mais axe l'information délivrée sur la cascade sédimentaire. Il s'agit donc d'une simplification de la carte morphogénétique, négligeant les formes individuelles pour favoriser la représentation et la compréhension des transferts sédimentaires.

3.3.3. Cartographie de la dynamique torrentielle

Dans le cadre d'une étude sur un environnement très dynamique tel que les bassins torrentiels, la cartographie classique morphogénétique, si elle reste intéressante pour visualiser la géomorphologie et les zones de dépôts sédimentaires, ne suffit pas pour mettre en évidence l'activité du système dans les transferts de matériaux. C'est pourquoi différentes recherches visent la mise au point de méthodes de cartographie morphodynamique ou semi-dynamique. C'est le cas des recherches entreprises par David Theler dans sa thèse et aboutissant à la mise en place d'une technique qui sera en grande partie reprise dans ce travail (Theler 2010 ; Theler et al. 2010), mais aussi, par exemple, des travaux de Rolin (2001).

La mise au point de méthodes de cartographie dynamique reste un sujet difficile. Cette complexité provient de l'objectif même de représenter des processus en évolution constante sur un document cartographique statique. Les auteurs utilisant la cartographie morphodynamique passent souvent par l'utilisation de classes d'activité. Les observations de terrain permettent notamment de définir la susceptibilité à l'activité des différentes zones sur la base d'observations mais aussi d'indices tels que la pente ou la végétation, qui constituent des indicateurs de dynamique assez répandus. Ces différentes zones de susceptibilité à l'activité peuvent ensuite être classées et représentées.

C'est ce procédé qui est également utilisé dans la cartographie des dangers, qui se veut également dynamique. En effet, il y a risque lorsque des zones habitées se situent en zones d'aléa naturels. Les zones à potentiel élevé correspondent donc à des zones plus dynamiques dans le sens où la morphologie est fortement susceptible de changer par l'intervention d'un aléa comme par exemple un éboulement ou un dépôt de lave torrentielle.

La méthode utilisée ici se base également sur la définition de classes d'activité en fonction de différents indicateurs d'activité torrentielle (cf. Chapitre 2.3.3). Les valeurs de ces indicateurs sont déterminées par des observations de terrain ainsi que des manipulations SIG. L'objectif est de cartographier les zones de stocks sédimentaires selon leur susceptibilité au déclenchement d'événements et/ou à l'alimentation en matériaux du réseau de transfert torrentiel.

Cette méthode comprend six principales étapes de réalisation (Theler 2010 ; Theler 2010 et al.) :

1. L'objectif de la première étape est de localiser les zones source de sédiments, c'est-à-dire les unités géomorphologiques du bassin-versant qui contribuent ou ont contribué à l'alimentation du torrent en charge grossière. Cette localisation se base sur une analyse de documents (photos aériennes, topographie,...) et sur un travail de terrain.
2. L'étape n°2 consiste à faire des simulations du réseau hydrographique sur SIG en utilisant comme base le modèle numérique de terrain (MNT). Cela permet de mettre en évidence les zones du bassin connectées au chenal principal d'évacuation, et les zones inactives. En effet, la connectivité sédimentaire des zones source peut être considérée comme étant corrélée à la

connectivité hydrologique (Theler 2010). Les résultats obtenus sur simulations doivent être vérifiés sur le terrain, étant donné les erreurs possible liées notamment à la précision du MNT.

3. Basée sur cette hypothèse que les transferts de sédiments sont liés aux flux hydrologique, cette troisième étape consiste à délimiter les bassins et les chenaux d'écoulements secondaires. La délimitation de ces petites unités hydro-géomorphologiques dont les propriétés peuvent être multiples, sera cartographiée et décrite.
4. Cette étape consiste à cartographier les zones de dépôts sédimentaires mobilisables selon leur type morphogénétique en suivant les couleurs de la légende de l'IGUL. Les zones que nous avons analysées comme étant non connectées lors de la deuxième étape sont laissées en hachuré noir et blanc. Le type de processus responsable de l'accumulation est une information importante car elle permet de savoir à quel genre de sédiments on a affaire (par exemple les dépôts d'éboulement gravitaires sont plutôt composés de blocs grossiers et instables et de peu de matrice fine,...).
5. L'étape n°5 se focalise sur la partie plus dynamique de la carte. Tout d'abord, il faut définir la sensibilité des accumulations sédimentaires à l'érosion. Pour cela, la méthode utilise un indicateur d'intensité de l'activité sédimentaire, construit par le biais d'une matrice reliant la pente à la végétation. Celle-ci est une matrice 3/3 dont chacun des composants comporte 3 classes. Le rôle de ces deux facteurs (pente et végétation) est explicité plus précisément dans le chapitre 2.

La méthode considère donc trois classes de pente : $<15^\circ$; $15^\circ \leq \dots < 30^\circ$; $>30^\circ$. La limite de 15° correspond à la pente moyenne générale des cônes d'accumulations sédimentaires, et celle de 30° consiste en l'angle de friction interne. Les pentes peuvent se calculer par analyse spatiale dans ArcGis sur la base du MNT.

Pour la végétation, les limites sont fixées sur des pourcentages de densité de végétation: $<30\%$, $30\% \leq \dots < 75\%$, $>75\%$. Ces limites sont évaluées de manière qualitative sur la base des photos aériennes.

La conjonction de ces deux indicateurs conduit donc à la détermination de l'intensité de l'activité sédimentaire pour les différentes zones source. L'intensité est elle aussi délimitée en trois classes : intensité élevée, latente, et inactive.

La suite de l'étape n°5 consiste à coupler les résultats d'intensité avec des données concernant la connectivité dans une nouvelle matrice 3/3. Les données sur la connectivité sont obtenues qualitativement par analyse SIG et par les observations de terrain. On met également en évidence trois classes : lorsque la connectivité est considérée comme forte, cela veut dire qu'il existe un lien direct entre le stock sédimentaire et le chenal principal et que les événements de transferts prennent place plusieurs fois par an ; lorsque la connectivité est partielle, le stock est en partie connecté ; et lorsque la connectivité est potentielle c'est que celle-ci n'est pas prouvée mais est possible. Comme décrit plus haut, les accumulations sédimentaires non connectées sont représentées en hachuré noir et blanc.

Le procédé utilisant les matrices est décrit dans la Figure 3.6 :

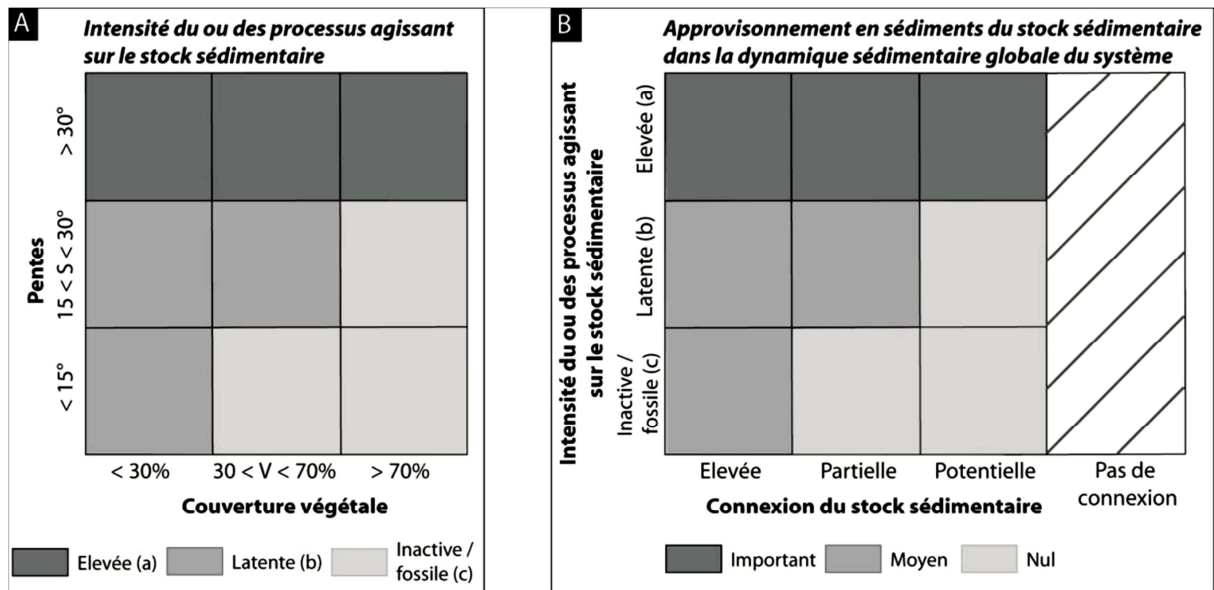


Figure 3.6 : Deux matrices utilisées dans l'analyse de l'activité des stocks sédimentaires. Source : Theler 2010.

Au terme de cette cinquième étape, les résultats des matrices sont reportés sur la carte. Chaque zone sédimentaire est cartographiée selon les couleurs de la légende de l'IGUL et obtiendra une intensité de couleur plus ou moins forte en fonction de son activité selon trois classes (activité importante, moyenne et nulle).

6. La sixième et dernière étape de réalisation a pour objectif de représenter par un symbole le mode de transfert principal qui lie les stocks sédimentaires au chenal principal. Il existe en effet 4 types de processus de transfert dominants : le ravinement, les chutes de pierre, le fluage/glissement des matériaux (superficiel ou profond) et le transfert engendré par les avalanches. Chacun de ces quatre processus sera représenté par un type de flèche dont la taille dépendra des valeurs d'activité obtenues lors de l'étape n°5.

Au final, cette méthode cartographique permet de représenter la répartition spatiale, l'activité et l'origine géomorphologique des accumulations sédimentaires du bassin torrentiel. Elle met donc principalement en évidence la susceptibilité à l'érosion torrentielle des zones source de sédiments et également le type de processus qui alimente le réseau torrentiel.

Chapitre IV : Terrain d'étude

4.1. Cadre géographique

Le bassin torrentiel des Aiguilles Rouges d'Arolla (ARA) est situé en Valais, dans le val d'Hérens. Localisé en rive gauche de la vallée du Rhône, le val d'Hérens est parcouru par la Borgne, une rivière à régime glaciaire qui prend sa source au pied des glaciers du Val de Ferpècle et du Val d'Arolla. Le terrain d'étude constitue l'un des bassins-versants qui caractérise la rive gauche du Val d'Arolla (Figure 4.1).

Le bassin-versant (BV) qui nous occupe est délimité :

- au nord par les massifs du Mont de l'Etoile et du Mont des Ritses ;
- à l'ouest par la ligne de crête qui va de la Pointe de Darbonneire jusqu'au col des Ignes en passant par le sommet des ARA ;
- à l'est par la Borgne d'Arolla ;
- et au sud par les sommets de La Cassorte et de la Roussette.

Son point d'altitude maximale est situé au sommet des Aiguilles Rouges d'Arolla à 3646 m, et le point le plus bas se retrouve au niveau de la confluence du torrent avec la Borgne d'Arolla vers 1810 m, juste à l'aval du hameau de Satarma (commune d'Evolène).

Dans le BV, les écoulements sont orientés de manière générale dans un axe ouest-est. Cela dit, la topographie du BV est complexe. Les roches ont été profondément incisées à certains endroits, formant des dépressions, alors que d'autres zones sont mises en relief. Par ces jeux d'érosion, le BV se caractérise par une grande variété de paysage, d'orientations de versant, de pentes, etc. En effet, certains versants sont en pente douce et couverts de pelouse alpine alors que d'autres présentent de grandes faces rocheuses abruptes. La variété paysagère du BV est donc assez importante en comparaison de sa surface relativement modeste, qui fait environ 12,56 km².

Le bassin-versant n'est que partiellement couvert de végétation. On retrouve une forêt de conifères dans les parties basses, en dessous de 2000 m, et des zones de pelouse alpine entre 2000 et 2500 m environ (Figure 4.1). Au-dessus de cette altitude, l'environnement devient presque exclusivement minéral.

De manière générale, la topographie complexe du BV peut s'expliquer par des facteurs géologiques et géomorphologiques qui seront discutés dans le chapitre 5. Elle se caractérise par de vastes replats glaciaires à l'amont, dominés par les parois des principaux sommets qui jalonnent les limites du BV. Sous ces replats, on retrouve des versants très raides et souvent partiellement rocheux qui conduisent à une vaste dépression centrale, dépression communiquant à son tour avec l'aval et la vallée principale par une gorge dissymétrique dont la rive droite, très raide, contraste avec la rive gauche en pente plus douce.

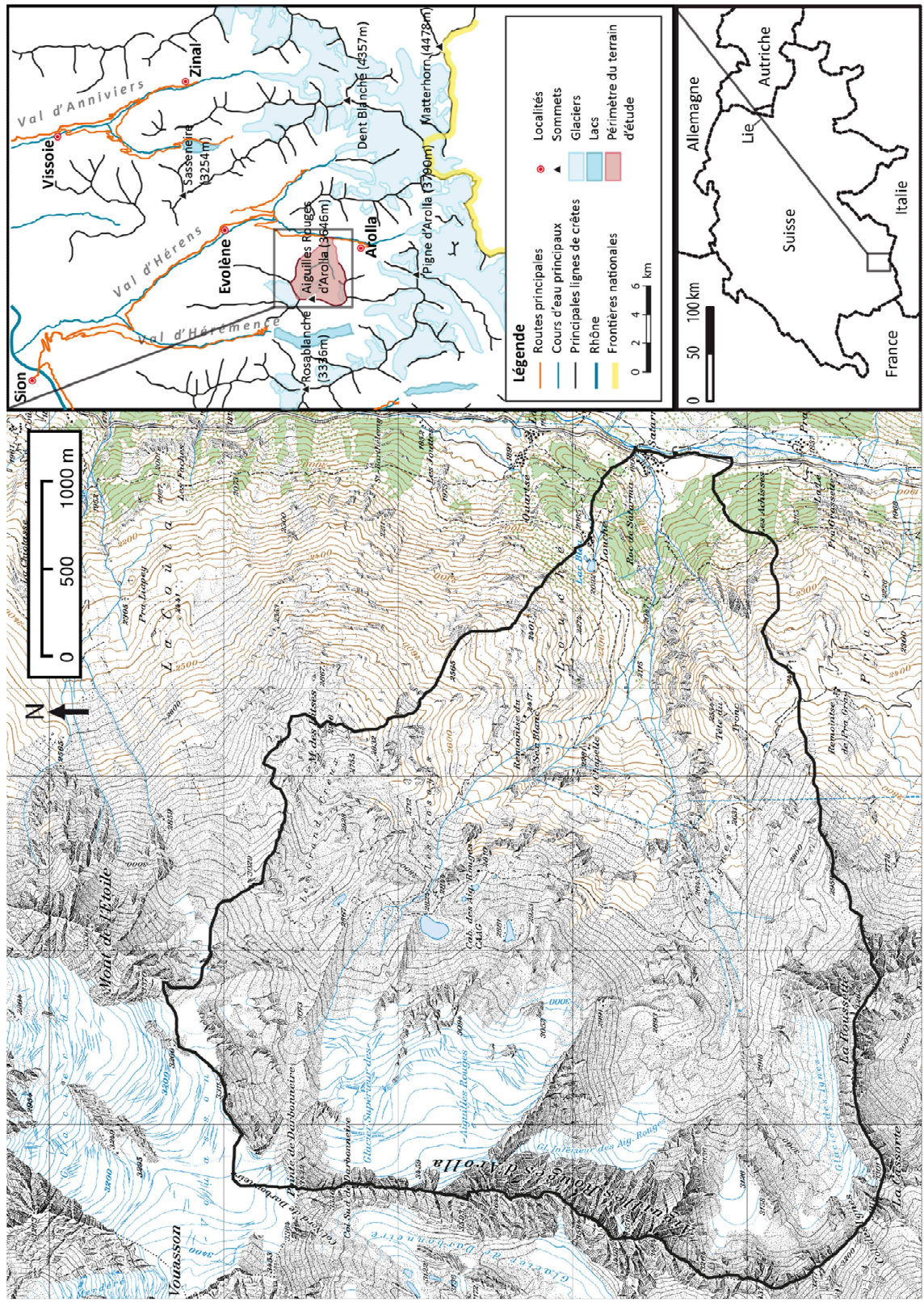


Figure 4.1 : Carte de situation du BV des ARA. Les limites de végétation dont nous discutons ci-dessus sont bien visibles sur la carte, la forêt étant représentée en vert, et les prairies alpines par les courbes de niveau beiges. Fond de carte : swisstopo.

4.2. Cadre géologique

D'un point de vue géologique, la région d'étude se caractérise par une lithologie complexe et diversifiée, explicable notamment par sa situation tectonique. En effet, le bassin-versant des Aiguilles Rouges d'Arolla (BV des ARA) se situe à la limite entre deux unités structurales bien distinctes : la nappe de la Dent Blanche et la nappe du Tsaté. Les principales caractéristiques de ces deux ensembles tectoniques sont reprises dans le Tableau 4.1.

	Nappe du Tsaté	Nappe de la Dent Blanche
Ensemble	Nappes Penniques (Alpes internes)	Nappes Austro-Alpines (Alpes externes sud)
Origine	Plancher océanique piémontais, vestige de l'océan Thétys	Marge continentale apulienne, faisant partie de la plaque africaine
Type	Mélange de croûte océanique et de sédiments marins métamorphisés. Les fortes contraintes appliquées à ces roches rendent difficile la distinction socle/couverture.	Socle
Age	Mésozoïque, principalement Jurassique et Crétacé	Primaire supérieur
Lithologie (dans la région des ARA)	Variée : schistes (calcaires ou micacés), prasinites (roche sombre faite de chlorite et de feldspaths), serpentinites (roche sombre et verdâtre) et métagabbro (blancs à noirs, mouchetés).	Gneiss de la série d'Arolla (gneiss massif, parfois œillé, quartzitique et verdâtre), ainsi que quelques zones à mylonite, donc plus schisteuses et albitiques.

Tableau 4.1 : Caractéristiques lithologiques et structurales des ensembles tectoniques présents dans le BV. Source : Escher 1988 ; Kunz 1988 ; Marthaler et Stampfli 1989 ; Burri 1994 ; Kunz 1997 ; Marthaler 2001.

Le bassin des Aiguilles Rouges d'Arolla est situé à la limite nord de la nappe de la Dent Blanche et la grande majorité de sa surface se trouve dans la nappe du Tsaté. Seuls les sommets de la Roussette et de la Cassorte et l'arête qui les relie sont d'origine austro-alpine (Figure 4.2). Ils se composent de gneiss mais aussi de mylonite, et présentent de ce fait un aspect plus friable (la mylonite est composée de schistes albitiques et de chlorites) que les gneiss plus classiques de la série d'Arolla (Burri 1994).

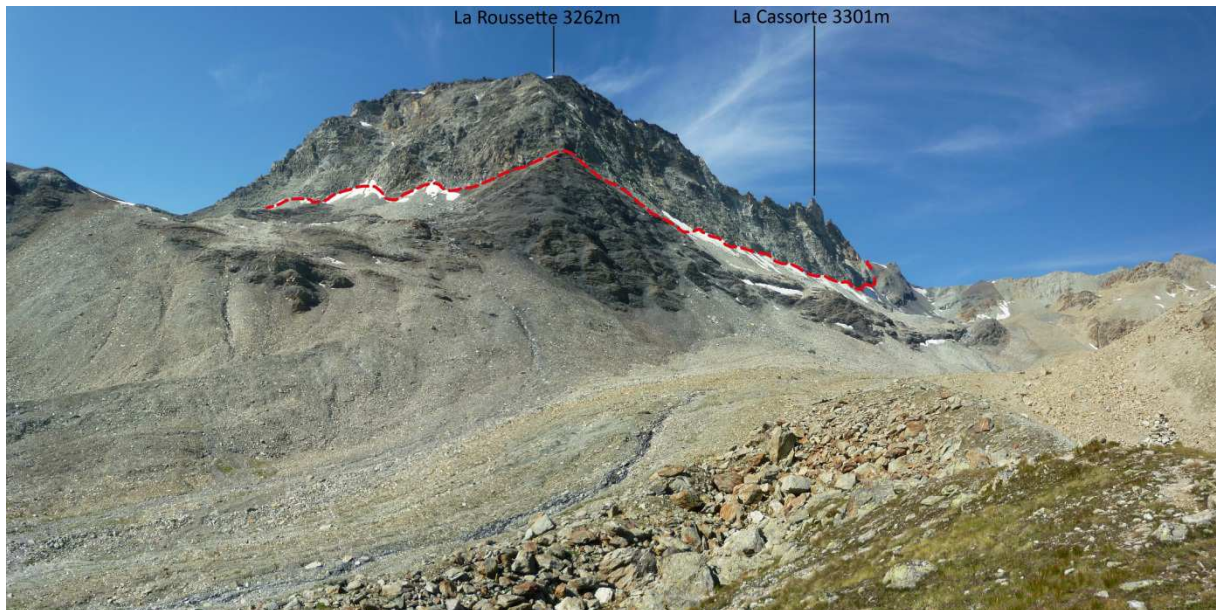


Figure 4.2 : La limite tectonique entre la nappe de la Dent Blanche et la nappe du Tsaté est bien visible depuis la marge proglaciaire des Iignes. A cet endroit, les sommets austro-alpins de la Cassorte et de la Roussette surmontent les schistes de la nappe du Tsaté.

En dehors de ces parois qui constituent la marge sud du bassin, le reste présente une lithologie extrêmement variée appartenant à la nappe du Tsaté. Celle-ci correspond au prisme d'accrétion de la marge active apulienne (Marthaler 2001). Elle se compose de ce fait de sédiments marins fortement métamorphisés, ainsi que des lambeaux de croûte océanique basaltique également largement métamorphisés. De plus, ces roches se retrouvent mélangées dans un ensemble dont la structure est très complexe.

On y distingue principalement quatre roches principales : des schistes d'origine sédimentaire (calcschistes et schistes lustrés riches en micas) ; et des roches issues de la croûte océanique, principalement des métagabbros (Figure 4.3), des prasinites (traces de laves basaltiques) et des serpentinites (Figure 4.3).



Figure 4.3 : Exemples de roches présentes sur le terrain. A gauche, un métagabbro, et à droite des débris de serpentinite.

La Figure 4.4 montre la répartition spatiale de ces lithologies.

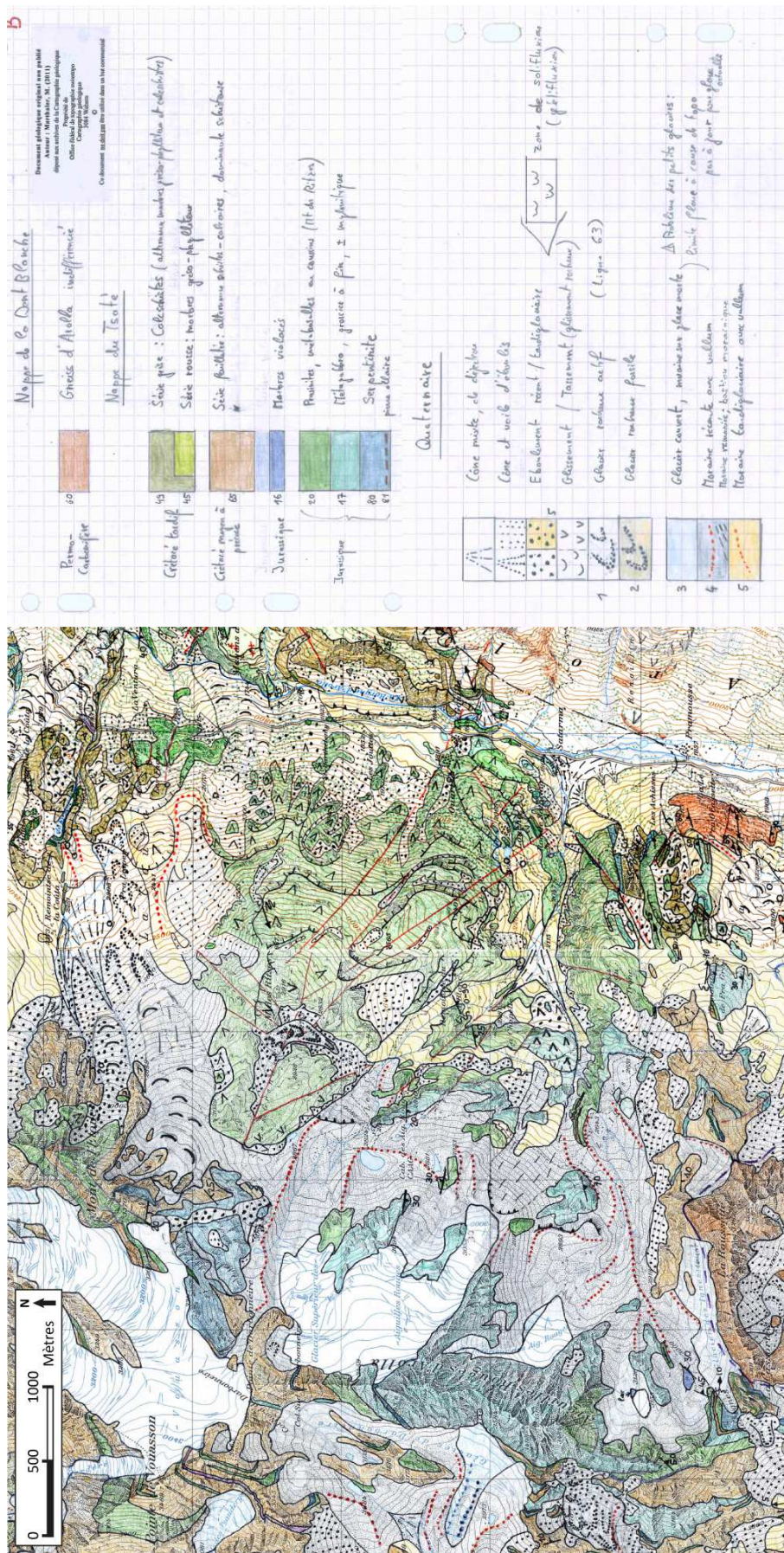


Figure 4.4 : Levées géologiques provisoires devant servir de bases pour la réalisation des feuilles Rosalbanche et Evolène de l'Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25'000. Source : Marthaler 2010 et 2011.

On observe donc sur cette carte les différents ensembles lithologiques constitutifs du BV. Le massif des Aiguilles Rouges au centre est composé de métagabbros et est encadré dans ses parties hautes par deux bandes schisteuses menant au col des Ignes (sud) et au col de Vouasson (nord). On retrouve également deux grandes zones constituées de prasinites dans les régions de la Tête du tronc (sud) et du Mont de Ritses (nord). Le massif du Mont des Ritses est par ailleurs très faillé. Enfin, la région de la Cassorte se caractérise, comme nous l'avons dit plus haut, par la présence de gneiss et de mylonites de la nappe de la Dent Blanche, et la région du Mont de l'Etoile présente une lithologie complexe alternant les bancs schisteux et les zones à serpentinites plus résistantes.

La grande variété de roches présentes sur la surface restreinte du BV offre de grands contrastes de couleurs. Ainsi, que ce soit au niveau des affleurements rocheux ou des accumulations sédimentaires dénudées, les différences lithologiques peuvent s'observer facilement.

Par exemple, le massif de métagabbro culminant au sommet des Aiguilles Rouges, très présent sur le terrain d'étude, a la particularité de s'altérer lorsqu'il est exposé directement à l'air libre. Il prend alors une teinte rougeâtre provenant des minéraux ferreux qu'il contient, et donne ainsi le nom d'aiguilles « rouges » au sommet dominant le bassin.

De manière générale, les contrastes lithologiques ressortent également très bien dans la région du col des Ignes, mais aussi au niveau du Mont de l'Etoile (Figure 4.5).



Figure 4.5 : Dans la région du Mont de l'Etoile (sommet à l'arrière-plan), les différences de coloris s'observent entre les prasinites du massif du Mont des Ritses (droite), les schistes (au centre) et les serpentinites (roches sombres à gauche).

4.3. Cadre climatique

La situation de la Suisse au centre de l'Europe occidentale lui confère un climat complexe, plutôt continental, notamment à l'est, mais subissant tout de même des influences océaniques et méditerranéennes provenant respectivement de l'ouest et du sud (Fallot 2009). La présence de chaînes de montagnes élevées qui interfèrent sur les circulations d'air rend le climat très variable selon les régions.

La région du Valais central se caractérise par un climat encore plus particulier. Celui-ci est plutôt de type continental avec des écarts de températures hiver/été relativement importants. Cela dit, la principale caractéristique de la région réside dans la faiblesse de ces précipitations. Le Valais central est en effet la région la plus sèche de Suisse (Bouët 1985).

Ces faibles précipitations proviennent d'un effet de barrage des différentes crêtes qui l'entourent :

- au nord, la crête séparant le bassin du Rhône de celui de l'Aar culmine en moyenne à 3100 m, 2700 m entre la Gemmi et les Dents de Morcles ;
- au sud, la crête frontalière avec l'Italie culmine quant à elle à 3200 m en moyenne. Son point le plus bas se situe à 2005 m (ce rempart possède une altitude moyenne de 3400m entre les cols du Simplon et du Grand St Bernard) ;
- à l'ouest, la cluse du Rhône ferme quelque peu la vallée du Rhône et bloque les arrivées pluvieuses de l'ouest (la crête qui forme la frontière entre le Savoie et la Suisse atteint en moyenne 2400 m).

Cette présence de barrages naturels qui entourent littéralement la vallée centrale permet de minimiser les précipitations qui l'atteignent. Les montagnes obligent l'air amené par les vents provenant majoritairement de l'ouest, du nord et du sud à s'élever pour les franchir. Lors de son ascension, l'air se dilate et se refroidit, provoquant un processus de condensation qui conduit aux précipitations. Ces précipitations se développent donc principalement sur le versant au vent, et l'air qui franchit enfin le barrage s'est asséché.

Le val d'Hérens, et notamment sa partie amont qui nous occupe plus précisément dans ce travail, possède une situation climatique légèrement différente de celle de Sion et de la vallée du Rhône. En effet, l'altitude plus élevée et la proximité directe de la crête sud des Alpes confèrent des propriétés climatiques qui se matérialisent par :

- des températures moyennes plus faibles et des précipitations moyennes plus élevées dues à l'augmentation de l'altitude ;
- une certaine influence du débordement de masses d'air venues du sud, qui augmente quelque peu la pluviométrie. Cette incidence est généralement marquée dans les zones situées à environ 5 km ou moins de la ligne de partage des eaux (Fallot 2009), mais moins importante plus au nord. Le BV des ARA se situant au nord de cette limite de 5 km, elle y est donc plus faible.

Les Figure 4.6 et 4.7 illustrent ces différences de climat entre la vallée du Rhône à Sion et le haut Val d'Hérens représenté par la station d'Evolène-Villa. On remarque les températures globalement plus basses et les précipitations globalement plus importantes enregistrées à Evolène-Villa, mais aussi une répartition des pluies et une amplitude thermique légèrement différentes entre les deux stations. A Evolène-Villa, on observe un pic assez net de précipitations durant les mois chauds dû à l'importance des précipitations convectives et des orages sur les reliefs, alors que Sion, qui possède un pic estival moins marqué, enregistre une augmentation des précipitations également l'hiver, probablement sous l'influence de vents d'ouest.

Enfin, on remarque une amplitude thermique plus importante à Sion, probablement liée à sa situation en fond de vallée qui favorise les accumulations d'air froid en hiver.

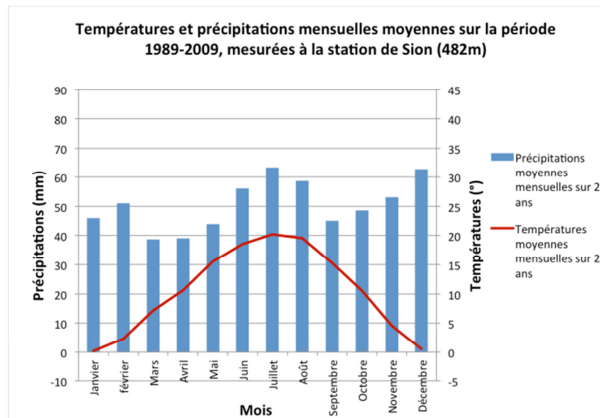


Figure 4.6 : Climatogramme de la station de Sion.

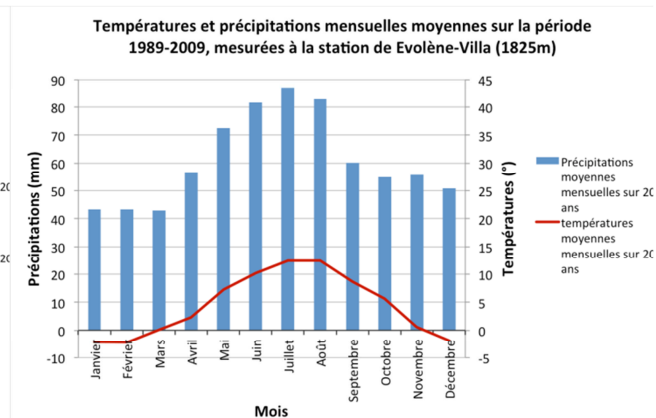


Figure 4.7 : Climatogramme de la station d'Evolène-Villa.

En montagne, les variations d'altitude et l'organisation du relief (l'exposition des versants) entraînent des variations climatiques sur de petits espaces.

Evolène-Villa étant la station la plus proche du BV des ARA, elle constitue donc un bon indicateur de base du climat qui caractérise le terrain d'étude, de par sa proximité géographique et son altitude proche de celui-ci. De plus, les données de cette station peuvent être complétées par :

- l'utilisation de formules d'estimation des paramètres en fonction de l'altitude (Fallot 2009¹ et Bouët 1985²). Cette démarche a été réalisée pour le BV. L'utilisation de ces méthodes permet d'estimer la température et les précipitations en fonction de l'altitude d'un point en se référant aux données de la station météo la plus proche, c'est-à-dire celle d'Evolène-Villa (1825 m). Pour cela, ces deux formules se basent sur des régressions et gradients établis à la suite d'études statistiques.

Les résultats de ces calculs pour différentes altitudes caractérisant le BV sont donnés dans le tableau 4.2. L'altitude moyenne du terrain se situe à 2800 m et est surlignée en gris.

Ces données reflètent la situation climatique du terrain, avec des températures rendues basses par l'altitude, et des valeurs de précipitation plutôt moyennes. Le BV se caractérise par une surface importante (plus de 50%) dont la température moyenne se situe sous les 0°C.

¹ Formule de Fallot (2009) : $P = P_0 + ((z-z_0) \cdot (dP/dh))$, où P = précipitation (mm) au point x , P_0 = précipitation (mm) à la station la plus proche, z = l'altitude (m) du point x , z_0 = l'altitude (m) de la station et dP/dh = gradient vertical de précipitation établi pour le Valais.

² Formule de Max Bouët (1985) : $T = T_0 - ((z-z_0) \cdot (dT/dh))$, où T = température (°C) au point x , T_0 = température (°C) à la station la plus proche, z = l'altitude (m) du point x , z_0 = l'altitude (m) de la station et dT/dh = le gradient (°C/m) de température préétabli.

	Evolène-Villa	Terrain			
Altitude	1825 m	1800 m	2500 m	2800 m	3200 m
Température moyenne annuelle	3,5°C	3,65°C	-0,48°C	-2,25°C	-4,61°C
Précipitations annuelles	730 mm	725 mm	865 mm	925 mm	1005 m

Tableau 4.2 : Estimations de la température moyenne annuelle et des précipitations annuelles moyennes à différentes altitudes sur le terrain d'étude à partir des données de la station d'Evolène-Villa.

- la présence de totalisateurs d'altitudes, qui quadrillent le haut val d'Hérens, peut renseigner plus précisément sur le niveau de précipitation du BV étudié. Il faut toutefois faire attention car ces données sont issues de relevés annuels et peuvent contenir des erreurs (vent, neige, évaporation,...). Cela dit, elles peuvent être utiles pour contrôler les estimations.

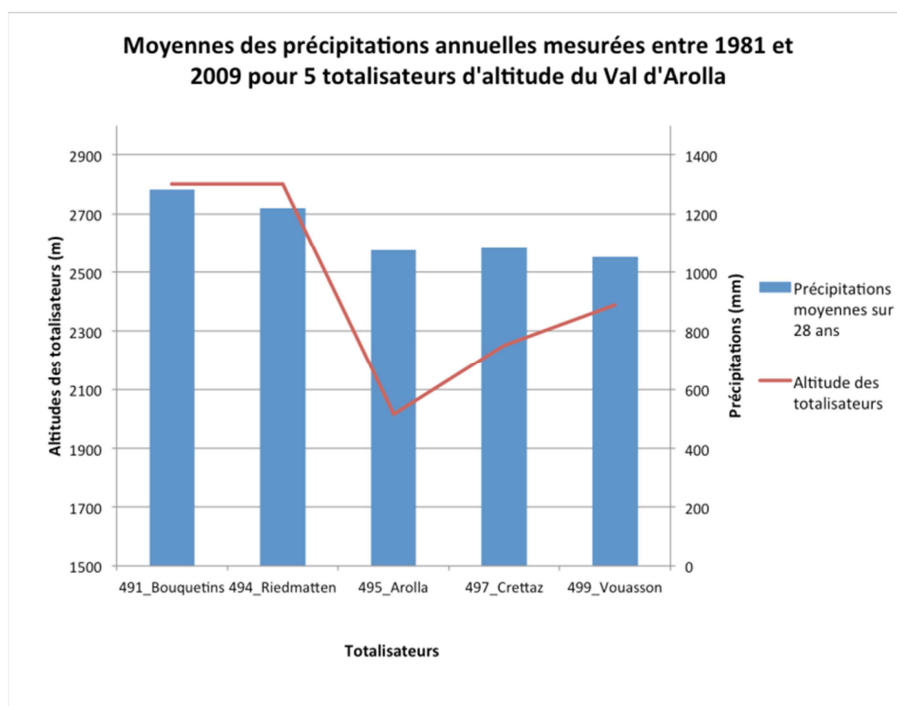


Figure 4.8 : Précipitations annuelles moyennes enregistrées pour différents totalisateurs du Val d'Arolla, ainsi que l'altitude de ceux-ci.

Par exemple, sur la Figure 4.8 les données liées à ces totalisateurs montrent des valeurs de hauteur d'eau moyennes plutôt élevées, et légèrement supérieures aux estimations réalisées ci-dessus (Tableau 4.2). En effet, les précipitations moyennes enregistrées par ces totalisateurs oscillent entre 1051 mm et 1279 mm.

Dans ce travail, nous allons aborder la problématique des processus torrentiels. Comme nous l'évoquions dans le chapitre 2, les déclenchements de phénomènes torrentiels sont mal compris parce qu'ils font intervenir de nombreux facteurs. C'est le cas notamment des sources d'humidification potentielles des sédiments, qui sont nombreuses.

Cela dit, l'occurrence d'événements pluvieux intenses est souvent corrélée avec le déclenchement de laves torrentielles (Zimmerman et al. 1997). Cette corrélation est assez bien documentée et les auteurs considèrent généralement que les déclenchements sont plus fréquents à partir de 50-70 mm/h (Zimmerman et al. 1997 ; Bardou 2002). Au niveau du Val d'Hérens, il n'existe pas d'études concernant directement les précipitations intenses.

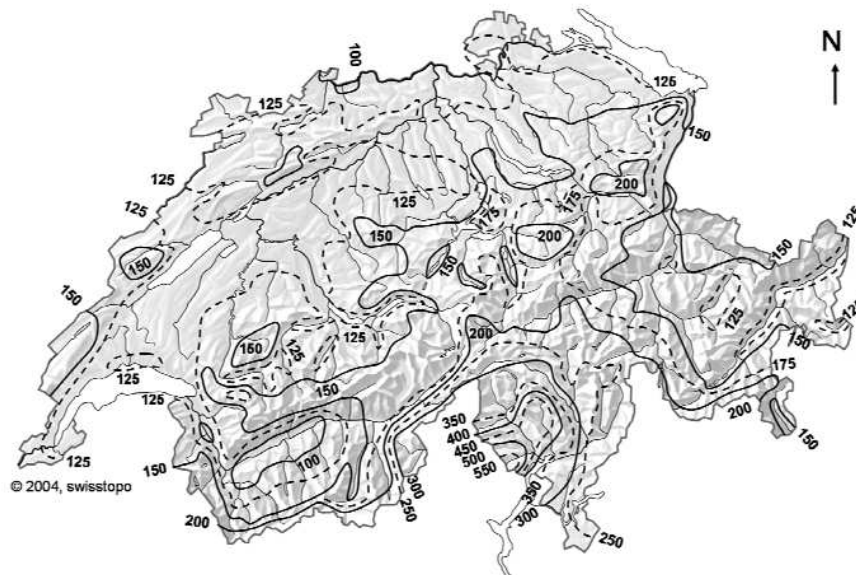


Figure 4.9 : Précipitations journalières (24 heures) estimées pour la Suisse avec un temps de retour de 500 ans à partir de mesures in situ de 50 ans (1961-2010) et d'analyses de Gumbel. Source : Fallot 2009.

A l'échelle de la Suisse, le sud du Valais se trouve dans une situation plutôt intermédiaire du point de vue des pluies intenses. La Figure 4.9 montre en effet des précipitations de l'ordre de 125/150 mm/24h dans le Val d'Arolla, avec un temps de retour de 500 ans. Ces valeurs sont notamment loin de celle qu'on peut retrouver au sud des Alpes.

Dans ce domaine, les difficultés de mesures d'intensité des pluies et le manque de donnée rendent compliquées les analyses et expliquent notamment le manque de sources.

4.4. Cadre hydrologique

Au niveau hydrologique, nous nous trouvons dans un bassin-versant torrentiel. L'ensemble des écoulements du bassin converge donc vers un exutoire commun, représenté par le point de confluence du torrent avec la Borgne d'Arolla. Cette confluence se situe au niveau du hameau de Satarma (cf. Figure 4.1). L'ensemble du réseau hydrographique et des glaciers est représenté sur la Figure 4.10. On remarque l'importante composante glaciaire à l'échelle du BV.

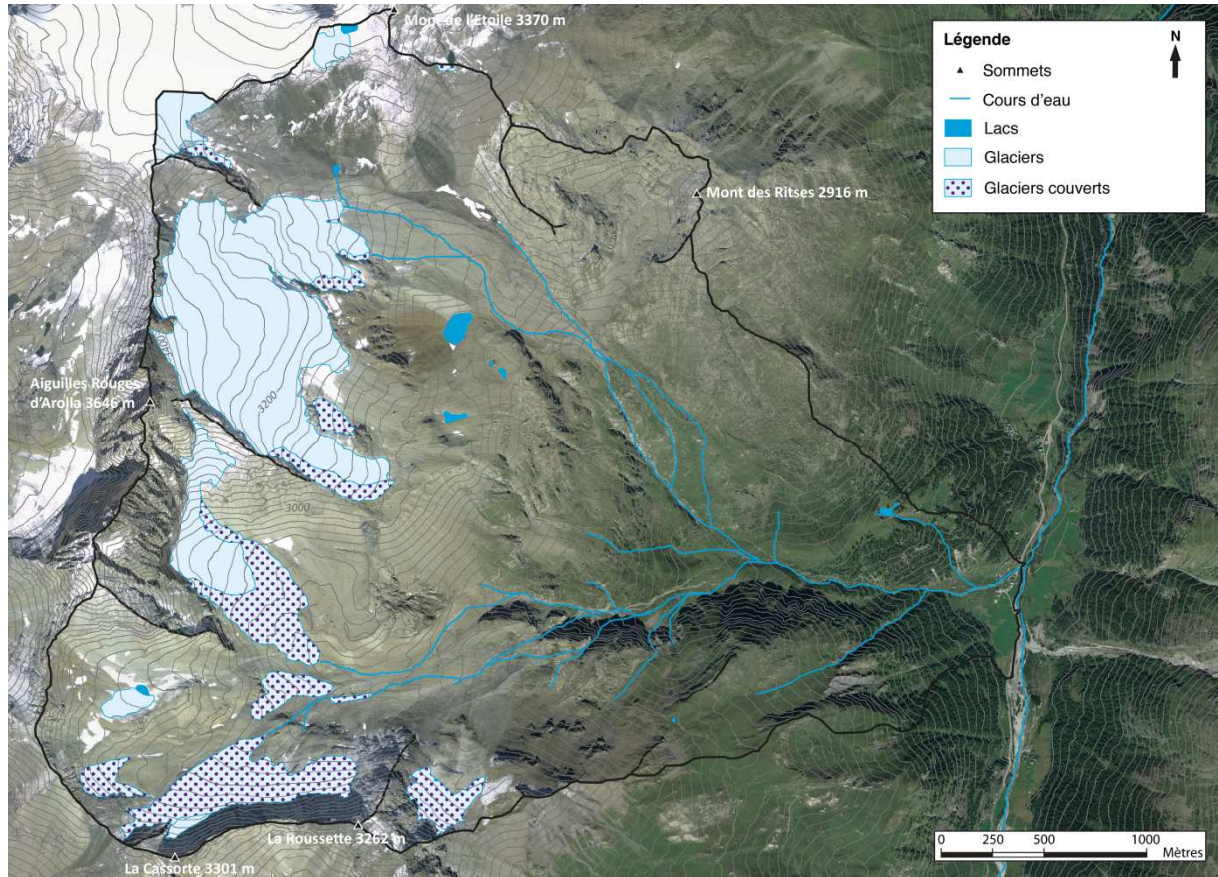


Figure 4.10 : Réseau hydrographique, lacs et glaciers du BV des ARA. Fonds de cartes : swisstopo.

Du point de vue hydrographique, on notera également la présence de nombreuses sources dans le bassin, émergeant principalement dans la moitié aval, dans des zones de pelouses alpines développées sur des placages morainiques anciens. L'une de ces sources alimente le célèbre Lac Bleu, un des sites touristiques emblématiques de la région (Figure 4.11).



Figure 4.11 : Le Lac Bleu, alimenté par une source émergeant du placage morainique ancien au centre de la photo.

Si on choisit comme exutoire le point de confluence des écoulements avec la Borgne d'Arolla, le BV s'organise en plusieurs unités distinctes dont la plupart présentent la morphologie classique d'un bassin torrentiel, avec les trois grandes zones caractéristiques de ceux-ci (voir chapitre 2) : un bassin de réception, un chenal d'écoulement principal, un cône de déjection (commun à tous) (Figure 4.12).

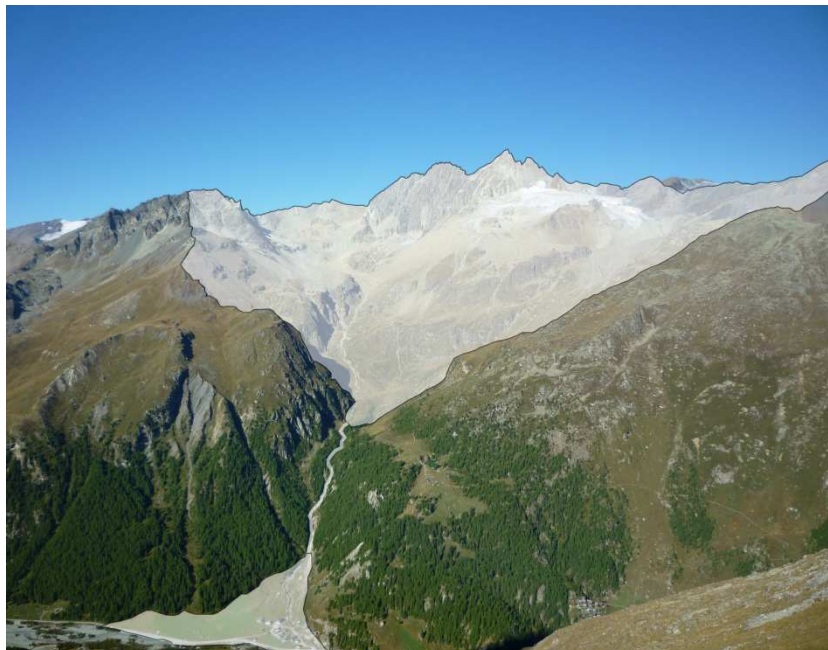


Figure 4.12 : Les trois zones constitutives du BV central : le bassin de réception (haut de la photo), le chenal d'écoulement (centre) et le cône de déjection (bas).

Les différents sous-bassins sont (Figure 4.13) :

- le bassin-versant central, représentant la grande majorité de la surface du BV global. Il est lui-même composé de deux gros sous-bassins : celui des Ignes au sud et celui de Déchéna au nord ;
- le bassin-versant de Belle-la-Combe, situé au sud du système, et dont les écoulements convergent vers ceux du BV central juste en amont du cône de déjection ;
- le bassin-versant lié aux écoulements du Lac Bleu, dont les limites du bassin de réception sont assez peu marquées. La convergence des écoulements de ce bassin avec ceux du bassin central s'effectue sur le cône, à hauteur du hameau de Satarma ;
- le bassin-versant de la Croix, lui aussi peu marqué dans le paysage ;
- enfin, il existe un petit BV torrentiel à l'extrême sud dont les écoulements rejoignent le cône avant de s'y disperser.

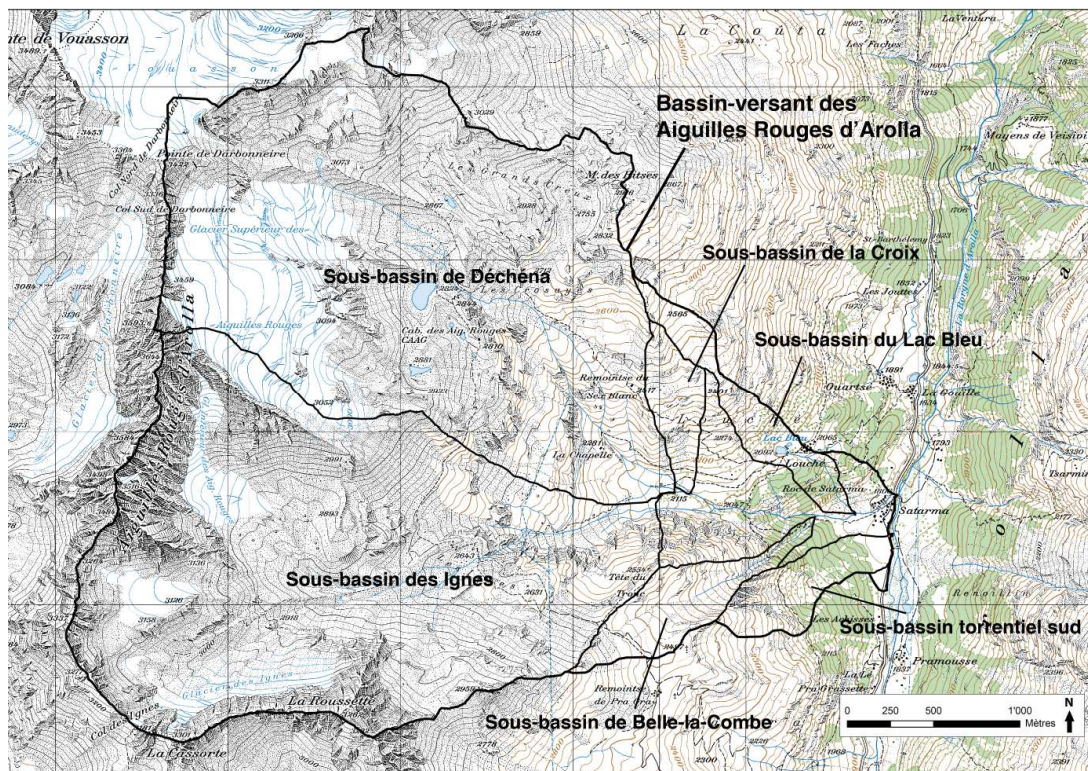


Figure 4.13 : Carte des BV principaux. Le bassin-versant central se constitue du sous-bassin des Ignes et de celui de Déchéna. On dénombre aussi plusieurs zones d'interfluve à l'aval. Fond de carte : swisstopo.

Le terme de bassin-versant des ARA sera utilisé dans ce travail pour désigner l'ensemble de la zone d'étude, et donc englobera ces différents sous-bassins, ainsi que les quelques interfluves présents entre ceux-ci. Le tableau 4.3 reprend les caractéristiques hydrologiques de ce bassin-versant global.

Surface (km ²)	Altitude moyenne (m)	Coefficient de gravelius (m ⁻¹)	Coefficient d'érodabilité	Pente moyenne générale (degrés)	Densité de drainage (km ⁻¹)
12.16	2801	1.29	1.14	28.217756	2.015894870

Tableau 4.3 : Principales caractéristiques hydrologiques du BV.

Le coefficient de gravelius du BV global est relativement faible, ce qui est bien entendu lié à sa forme relativement arrondie issue de la convergence de deux principaux sous-bassins orientés SO-NE (Ignes) et NO-SE (Déchéna). Cette caractéristique influe sur la réponse hydrologique du BV. En effet, lors de crues, les BV arrondis se caractérisent par une augmentation rapide et prononcée des débits. Les fortes pentes de BV (pente moyenne proche des 30 degrés) renforcent ce phénomène (Figure 4.14).

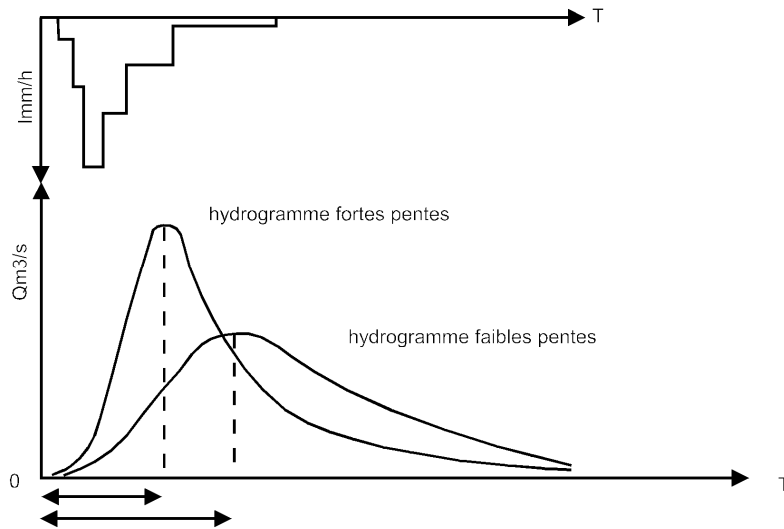


Figure 4.14 : Réponse hydrologiques des bassins-versants en fonction de leur pente. Ce graphique représente le débit du cours d'eau à l'exutoire en fonction du temps.

Le BV possède donc une réponse hydrologique globalement brève mais caractérisée par des hausses volumiques importantes.

Parallèlement à cela, le coefficient d'érodabilité est relativement faible, sous la valeur limite de 1.16 au-dessus de laquelle les bassins-versants sont considérés comme « dangereux » du point de vue des événements torrentiels (Bardou 2002). Cela est dû à la structure en paliers du bassin qui sera discutée dans le chapitre 5. La courbe hypsométrique, qui reflète le stade d'érosion du BV (Musy 2005), permet de classer le BV des ARA entre le stade jeune (très érosif) et mature (stade intermédiaire) (Figure 4.15). En comparaison, les bassins-versants torrentiels sont généralement dans la catégorie jeune. La forte composante glaciaire, ayant provoqué une érosion importante sur la surface du BV peut probablement expliquer cette courbe hypsométrique.

Courbes hypsométrique et profil d'un cours d'eau

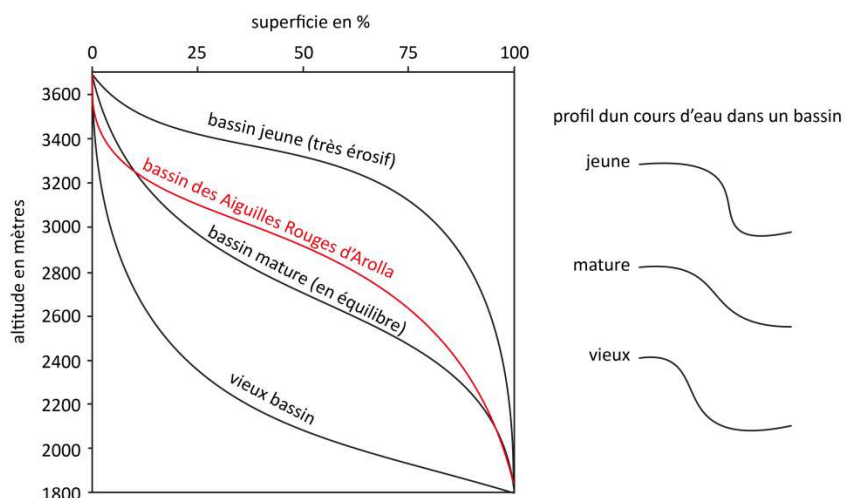


Figure 4.15 : Différentes courbes hypsométriques en fonction de l'âge des bassins-versants. La courbe rouge désigne le BV des ARA.

4.5. Cadre anthropique

La présence humaine sur le terrain n'est pas très marquée. Cela est en partie lié aux altitudes élevées (la majorité du BV se trouve au-dessus de 2000 m) ainsi qu'aux nombreuses zones à pentes très raides.

Tout d'abord, la surface du BV comporte très peu d'habitations. Nous citerons tout de même la cabane des ARA, située à 2810 m au centre du BV, et qui accueille de nombreux randonneurs et alpinistes en été comme en hiver. Parallèlement, nous retrouvons deux zones de concentration d'habitations principales : les mayens du Louché, situés sous le lac Bleu et occupés temporairement, et le hameau de Satarma, construit sur le cône de déjection et qui, lui, est habité. Du point de vue des activités humaines, la principale occupation est liée au tourisme de randonnée, le sentier reliant la lac Bleu à Arolla en passant par la cabane des ARA étant très fréquenté l'été. L'activité agro-pastorale est quant à elle assez limitée, puisque le BV ne comporte que trois zones exploitées, dont deux alpages pâturés par les vaches en période estivale (l'alpage de Pra-Graz qui déborde sur le BV au sud de la tête du tronc, et l'alpage du lac Bleu), et une zone utilisée pour la production de fourrage (sur le cône de déjection, à côté du hameau de Satarma). Nous évoquerons quand même également la présence de vieilles bâtisses à divers endroits dans les parties basses du terrain, qui témoignent de la présence d'anciennes zones de pâture probablement abandonnées.

De plus, il existe quelques rares aménagements construits dans le BV. Ceux-ci sont importants car ils influencent les dynamiques sédimentaires et plus précisément les dynamiques torrentielles.

Le premier se situe justement au niveau du hameau de Satarma. En fait, en traversant son cône de déjection, le torrent des ARA traverse également le village. Il a donc été endigué pour éviter les débordements et de gros blocs taillés ont été placés le long des berges pour les protéger de l'érosion (Figure 4.16).



Figure 4.16 : Renforcement des berges du torrent par de gros blocs.

Le BV fait également partie des zones de captage d'eau de l'aménagement hydroélectrique de Grande Dixence SA. De ce fait, Il comporte deux prises d'eau situées chacune dans le lit des deux torrents glaciaires principaux, celui des Ignes et celui de Déchéna. Ces deux collecteurs sont donc alimentés respectivement par les eaux de fonte du glacier des Ignes et du glacier des ARA supérieur. Ils récoltent bien entendu également les eaux de fonte de la neige au printemps. En plus de ces deux infrastructures, le bassin présente une troisième prise d'eau liée à l'exploitation de la Grande Dixence SA (Figure 4.17). Sa présence est liée au fait que les eaux de fonte du glacier des Ignes se divisent en deux torrents différents au niveau de sa marge proglaciaire. Le troisième collecteur ne joue donc pas le rôle de capteur mais détourne en fait les eaux du deuxième torrent des Ignes pour les ramener vers celles du premier.

Une fois captées, les eaux rejoignent par un tunnel souterrain la galerie principale provenant de Zermatt qui les transporte jusqu'au lac des Dix, dans le Val d'Hérémece (Figure 4.18). Cette progression vers le lac des Dix se fait sans pompage puisque les captages sont situés au-dessus de la cote de 2400m qui est l'altitude du tunnel principal (Grande Dixence SA 2009).



Figure 4.17 : Prises d'eau sur le terrain d'étude. La photo de gauche représente le captage de détournement des Ignes, et celle de droite la prise d'eau du torrent de Déchéna.

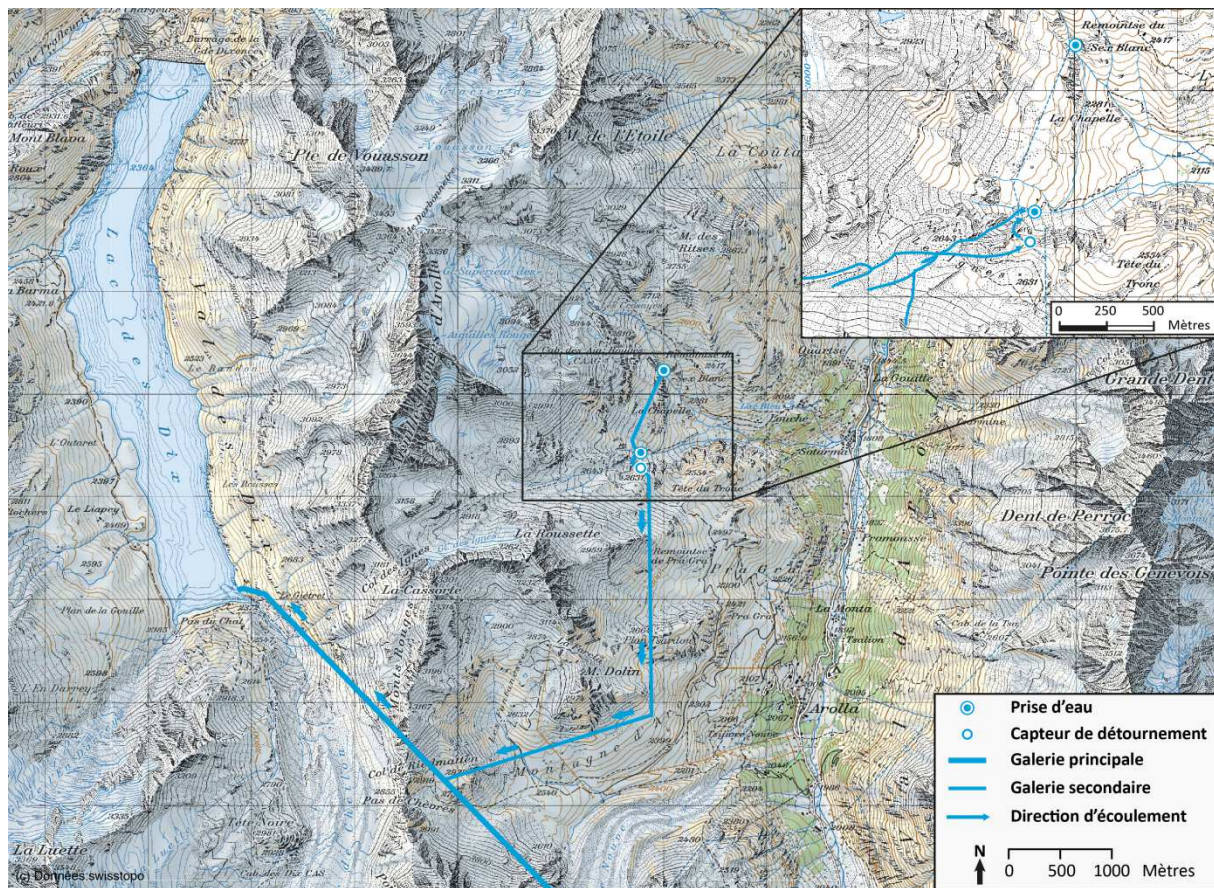


Figure 4.18 : Système de captages d'eau mis en place sur le BV des ARA, avec les deux prises d'eau principales et le capteur de détournement. Fond de carte : swisstopo.

Chapitre V : Géomorphologie et dynamique sédimentaire

5.1. Morphogenèse et géomorphologie générale

5.1.1. Introduction

Lors de ce sous-chapitre, nous allons décrire la morphologie du BV. Cette description correspond à la notice explicative de la carte morphogénétique réalisée au 1 : 10'000, et imprimée en format A2 parallèlement à ce dossier. La notice sera organisée selon les différents domaines morphogénétiques du système de légende d' l'IGUL (morphologie générale du BV, glaciaire, périglaciaire, gravitaire, fluvatile, anthropique, autres) et sera suivie par une analyse globale de la morphogenèse du BV.

5.1.2. Morphologie actuelle du bassin-versant

5.1.2.1. Morphologie générale

La topographie du bassin-versant torrentiel des ARA est complexe, et renvoie principalement à son histoire géologique et géomorphologique.

En effet, depuis l'érection de la chaîne alpine, celle-ci a été sujette à l'érosion, notamment fluvatile (interglaciaires) et glaciaire (glaciations). Cette érosion s'est faite de manière différentielle, en surcreusant largement les zones de faiblesse géologique comme les lignes de faille, les charnières de plis, les limites entre les unités lithologiques ou encore les couches de roches peu résistantes. En conséquence, la topographie actuelle du bassin peut s'expliquer par la combinaison d'agents érosifs agissant sur une région à caractéristiques géologiques complexes.

La forme du BV des ARA se caractérise ainsi par la mise en relief des grands massifs à lithologies résistantes et par la mise en place de dépressions au niveau des zones de faiblesse (Figure 5.1). Par exemple, les trois grands massifs qui forment la limite ouest du bassin et qui culminent à plus de 3000 m sont constitués respectivement de gneiss pour les sommets de la Cassorte, de métagabbros pour les ARA, et d'une alternance de prasinites et de serpentinites pour le Mont de l'Etoile. Ces trois types de roches sont relativement résistantes, et dans ce cas-ci, peu faillés.

A contrario, les deux zones schisteuses que l'on retrouve au niveau de cette crête ouest se matérialisent par deux cols : le col des Ignes et le col de Vouasson. Cette alternance sommet/col peut ainsi s'expliquer par l'érosion différentielle.

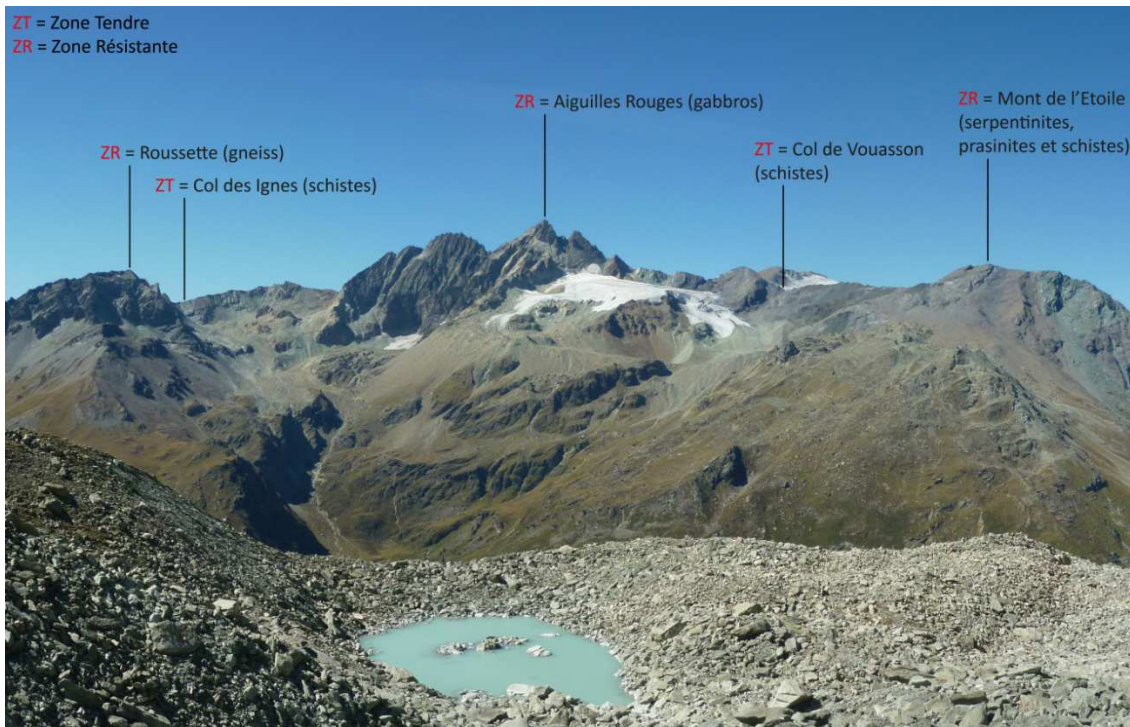


Figure 5.1 : Lien entre la topographie et la structure géologique. Les massifs résistants sont mis en relief par rapport aux zones plus tendres, comme ici les schistes de la nappe du Tsaté.

En général, le réseau hydrographique suit les axes des dépressions, et donc ces zones de faiblesse, notamment les zones à lithologie friable et les lignes de faille (Figure 5.2). Dans le BV, les écoulements sont assez bien calqués sur cette structure géologique.

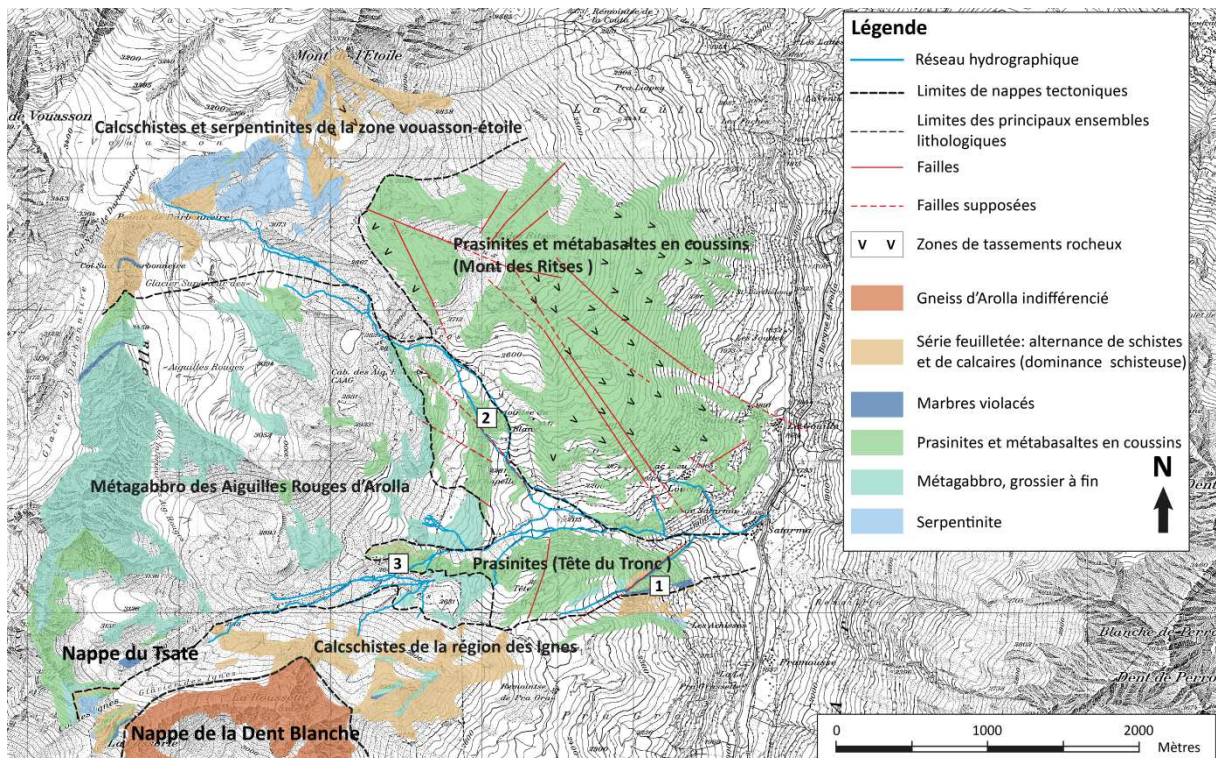


Figure 5.2 : Géologie simplifiée du BV. On remarque que le réseau hydrographique suit assez bien la structure géologique, comme par exemple aux points 1 et 2, qui correspondent à des lignes de faille. Le point 3 correspond à la Cascade des Ignes, où le réseau hydrographique traverse une zone de lithologie résistante. Modifié d'après Marthaler 2011. Fond de carte : swisstopo.

Cela dit, on note quelques endroits où ce n'est pas le cas, par exemple au niveau de la Cascade des Ignes (Figure 5.2, n°3 ; et Figure 5.3). A cet endroit, le torrent est obligé de traverser une zone résistante puisque l'on observe une forme de continuité entre le massif de gabbros des ARA et les parois de prasinite massive qui se prolongent jusqu'à la Tête du Tronc.

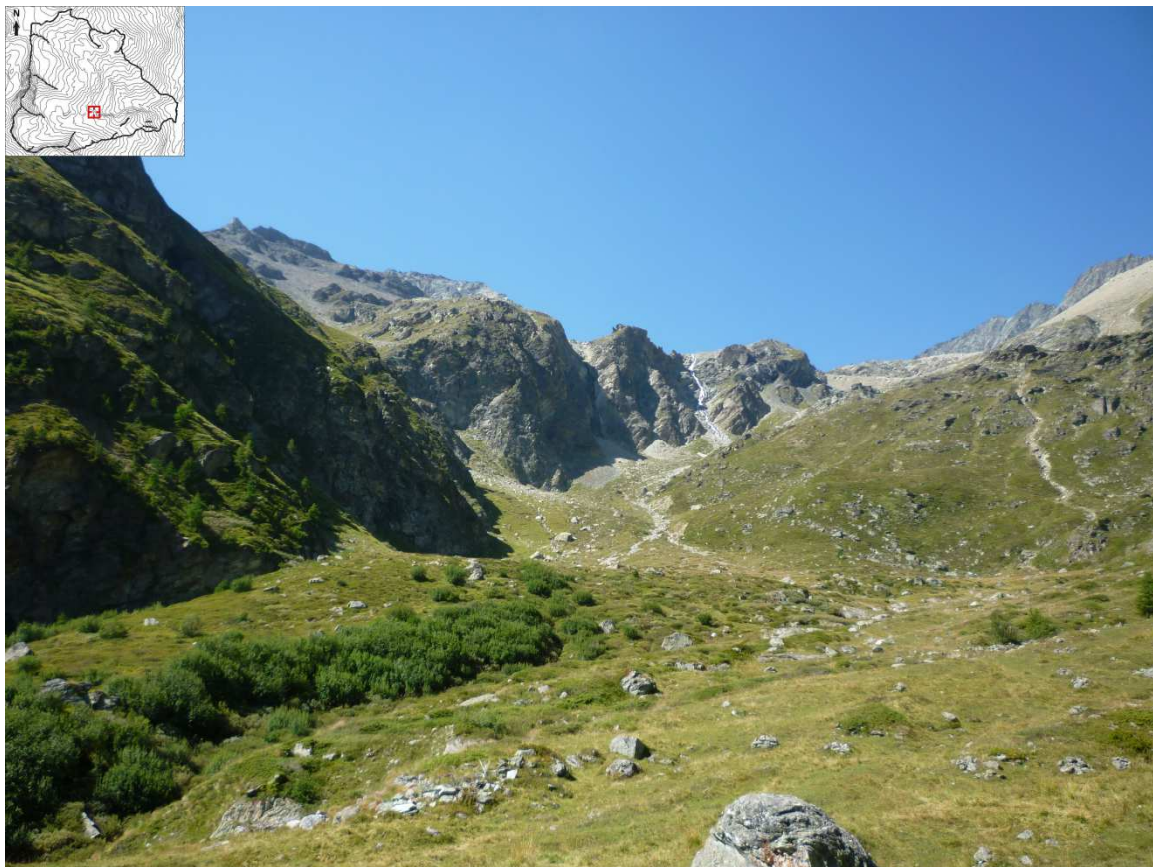


Figure 5.3 : Cascade des Ignes. A cet endroit, les écoulements ont dû traverser une zone de lithologie résistante.

Le modelé du BV est donc fortement lié à ses caractéristiques géologiques complexes. Le façonnement de ce relief s'est fait de manière lente par l'intervention de divers processus au fil du temps.

5.1.2.2. Morphologie glaciaire

La composante glaciaire du bassin-versant est très importante. En effet, les surfaces actuellement englacées correspondent à environ 15% de la surface totale de celui-ci et les surfaces recouvertes de dépôts d'origine glaciaire en représentent 36%. La présence glaciaire s'explique ici principalement par les altitudes importantes rencontrées dans le bassin.

Les glaciers

De manière générale, les glaciers actuels sont en situation de déséquilibre climatique. Depuis le Petit Age Glaciaire (PAG), c'est-à-dire la dernière période d'avancée glaciaire marquée dans les Alpes et dont l'extension maximale date généralement d'environ 1850, le réchauffement a induit une forte régression des glaciers. Les fronts ont donc progressivement reculé avec des vitesses variables en fonction des caractéristiques de chaque système glaciaire, mais aussi en fonction de l'évolution climatique. On sait par exemple que le recul actuel est plutôt rapide, alors que dans les années 1980 on assistait à une phase de stabilisation de la fonte.

Au niveau du BV, il est possible de diviser les zones englacées en deux principaux systèmes glaciaires, à côté desquels on retrouve plusieurs petits glaciers de taille plus restreinte. Les deux principaux appareils glaciaires sont celui des Ignes, auquel on assimile également le glacier des ARA inférieur puisqu'ils partagent la même marge proglaciaire, et celui des ARA supérieur. Ces deux systèmes glaciaires sont très proches du point de vue de leurs localisations géographiques, mais ils se différencient par leur aspect et leur dynamique en raison d'une réponse différenciée au réchauffement observé depuis la fin du PAG.

Un tableau des différentes caractéristiques de ces deux principaux systèmes glaciaires est présenté en annexe de ce travail (annexe 1).

La principale particularité du **système glaciaire des Ignes** provient sans doute du morcellement glaciaire. Par sa faible pente et son altitude modérée, le système glaciaire des Ignes a fortement régressé depuis sa position au PAG. Nous avons en effet estimé une perte de surface d'environ 68% depuis cette époque.

Sur les photos aériennes actuelles, il est très difficile de repérer de la glace dans le cirque. En fait, le Glacier des Ignes est actuellement en grande partie couvert et divisé en différents petits glaciers, qui prennent même la forme de simples lentilles de glace par endroits. Seules des investigations de terrain (par prospection géophysique, par exemple) permettraient réellement de mettre en évidence les surfaces comportant encore de la glace. La Figure 5.4 retrace les indices relevés sur le terrain et qui témoignent de la présence de glace couverte. C'est grâce à ces indices que nous avons défini l'extension actuelle probable de ces petits glaciers couverts.

Actuellement, seul le glacier principal retranché en rive droite sous les parois de la Cassorte semble être encore alimenté en neige. Cette alimentation se matérialise principalement par l'enterrement de névés (Figure 5.5). La glace présente dans la marge proglaciaire est donc en grande partie à l'état de glace morte, et tend progressivement à disparaître, la carapace de blocs qui la surmonte ralentissant probablement la fonte.

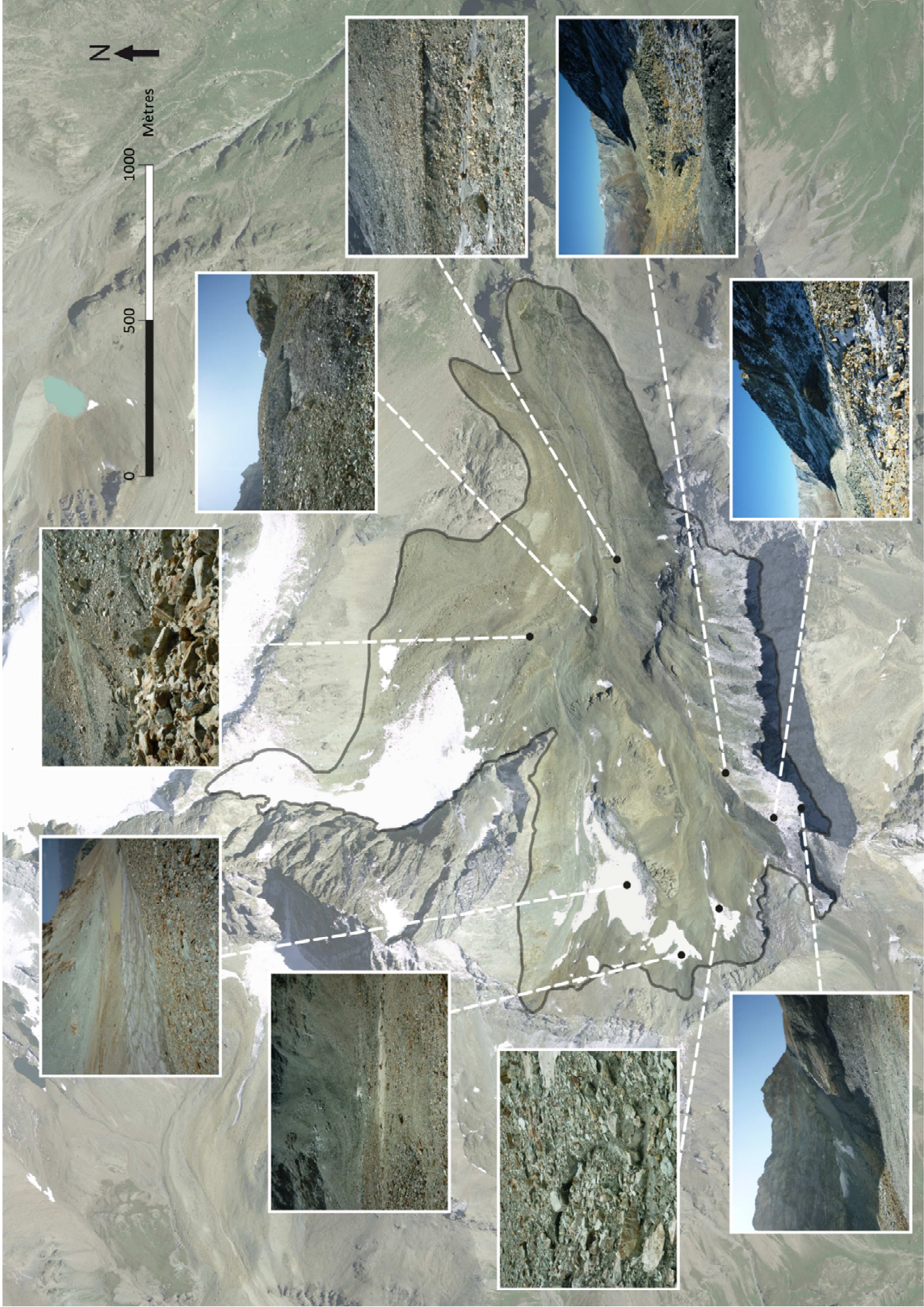


Figure 5.4 : Indices de la présence de glace couverte relevés sur le terrain et leur localisation dans la marge et le cirque des lagnes.

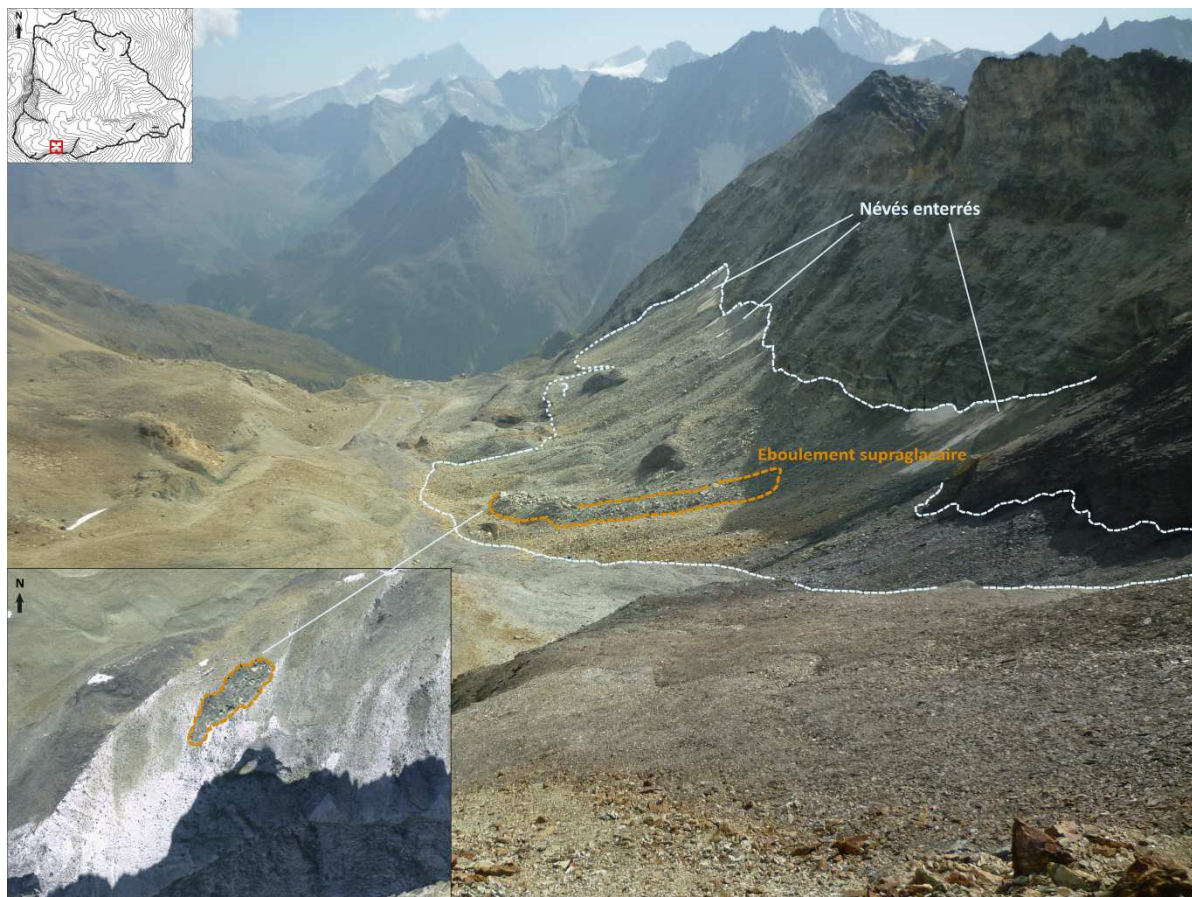


Figure 5.5 : Glacier principal des Ignes. Il est alimenté en glace par l'enterrement de névés. On observe également la présence d'un éboulement supraglaciaire (entouré en ocre).

Parallèlement, le **Glacier Inférieur des Aiguilles Rouges**, qui fait partie du même complexe glaciaire, ne semble pas avoir souffert d'un retrait aussi important que le Glacier des Ignes. En effet, il est lui aussi alimenté en glace par la persistance de névés en pied de parois durant les mois chauds, et surtout il a conservé une surface relativement grande (Figure 5.6). En fait, il est probable que ce Glacier Inférieur des Aiguilles Rouges ait subi un recouvrement de blocs plus précoce, lié à la présence d'imposantes parois rocheuses le surplombant et capables de l'alimenter par des quantités de blocs importantes. Cette hypothèse semble être confirmée par l'analyse des cartes anciennes (carte Dufour de 1861, et carte Siegfried de 1878 et 1880). Celles-ci ne montrent aucune jonction entre le Glacier des Ignes et le Glacier Inférieur des ARA. Or sa surface actuelle et la morphologie de la marge proglaciaire laisse penser qu'ils devaient converger au PAG. Le glacier Inférieur des ARA devait donc déjà être partiellement couvert à cette époque, ce qui expliquerait qu'une partie de sa surface n'ait pas été cartographiée en glacier.

Ce recouvrement précoce peut expliquer une fonte retardée par rapport au Glacier des Ignes, son voisin.



Figure 5.6 : Glacier Inferieur des Aiguilles Rouges. La couverture de bloc de très grosse taille rend parfois difficile la délimitation de l'extension de celui-ci.

Alors que le Glacier des Ignes a fortement souffert du réchauffement depuis le PAG, le **système glaciaire Supérieur des ARA** a conservé une surface relativement importante, avec très peu de zones couvertes et une zone d'accumulation encore relativement vaste (Figure 5.7). Nos estimations concernant la perte de surface de ce glacier depuis la fin du PAG s'élèvent en effet à environ 50%.

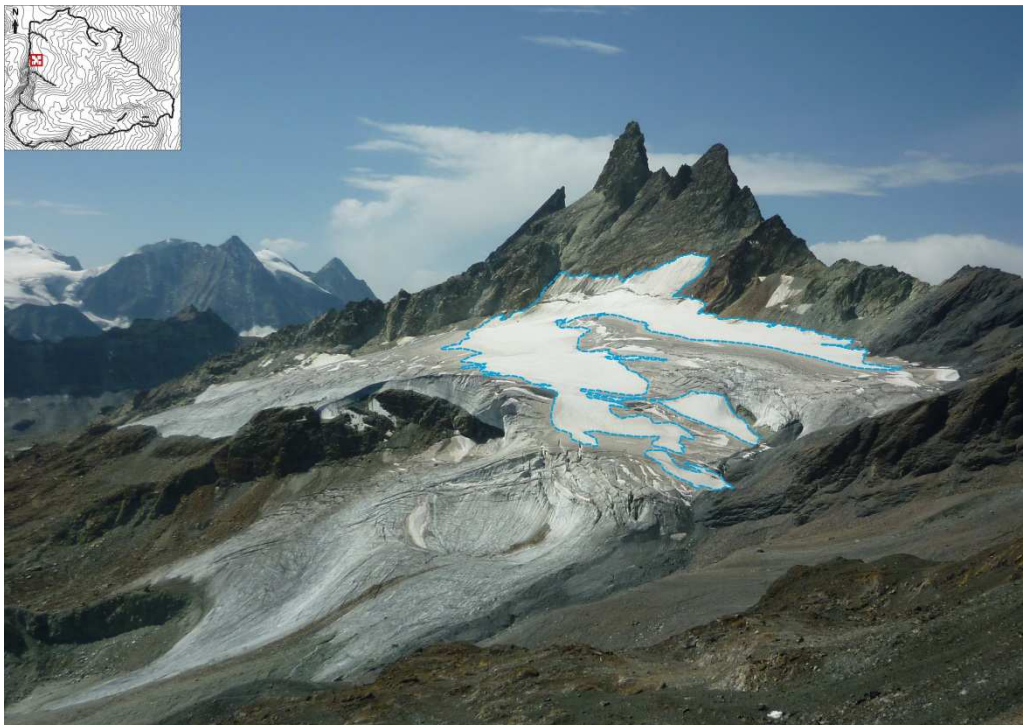


Figure 5.7 : Partie amont du Glacier Supérieur des ARA. La zone d'accumulation (août 2011) est entourée en bleu.

La taille, la situation topographique et la morphologie de cette zone d'accumulation peut en partie expliquer cette meilleure santé apparente du Glacier Supérieur des ARA. En effet, celle-ci se situe sur un replat topographique dont la surface est relativement importante (environ 0.3 km²) et dont l'altitude oscille entre 3100 et 3350 mètres.

En plus de son altitude moyenne plus élevée lui permettant de conserver une dynamique plus forte depuis le PAG, la faible couverture de ce glacier comparée à celle des Ignes peut également s'expliquer par la présence à l'amont de parois rocheuses moins hautes, plus résistantes et moins sujettes au délitage.

Le Glacier Supérieur des ARA tire une de ces particularités du fait qu'il comporte plusieurs directions d'écoulement différentes (Figure 5.8). Sa zone d'accumulation étant située sur un plateau structural, la glace s'écoule de celui-ci globalement vers l'est, mais en se divisant en plusieurs langues séparées par la présence d'affleurements de roches assez résistantes. On observe ainsi actuellement deux principales langues qui suivent cet axe ouest-est, l'une étant située à l'extrême nord du système et l'autre à l'extrême sud.

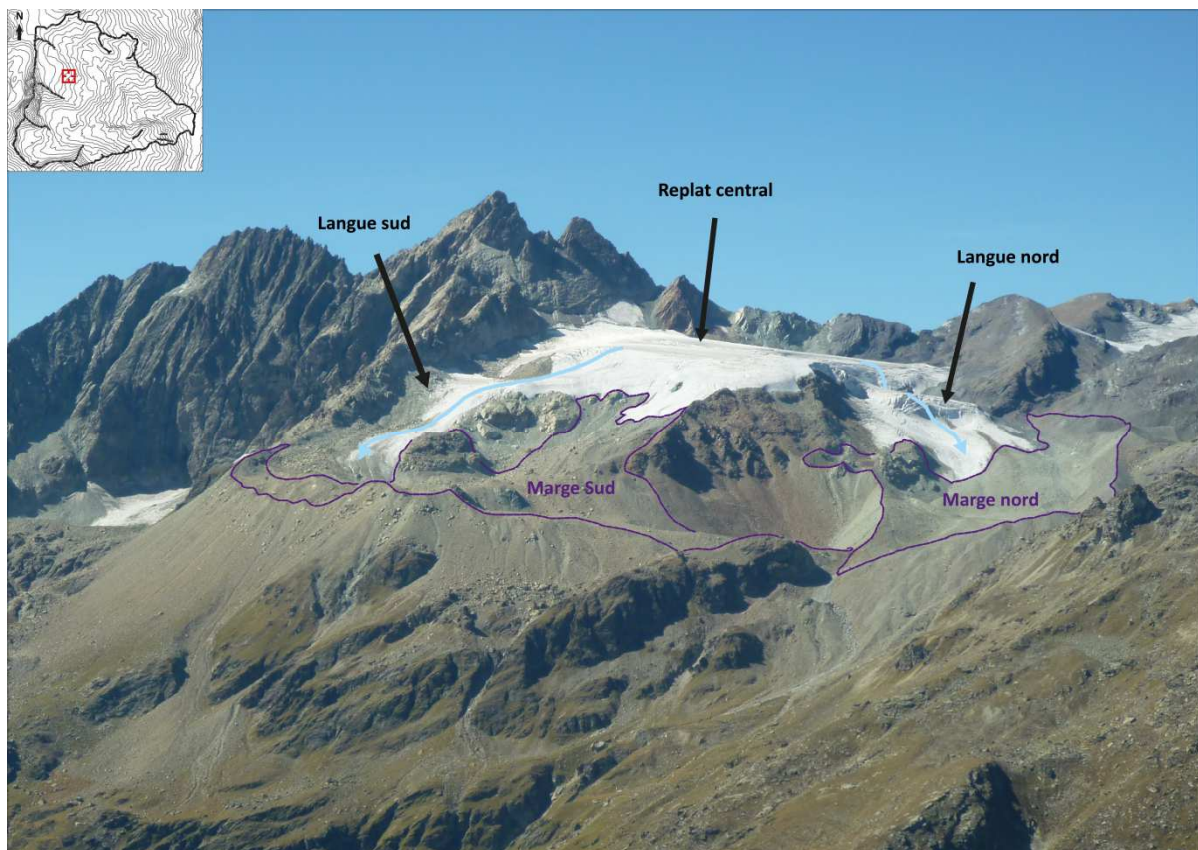


Figure 5.8 : Les différentes langues du Glacier Supérieur des ARA, et les marges proglaciaires associées (entourées en violet).

En dehors de ces deux principaux systèmes glaciaires, nous avons observé de la glace à plusieurs autres endroits sur le terrain :

- Le **Glacier de la Roussette** : un petit glacier recouvert par des cônes d'éboulis est présent sous les parois est du sommet de la Roussette, au sud du BV (Figure 5.9). Ce glacier présente également une moraine latérale droite à cœur de glace.



Figure 5.9 : Glacier de la Roussette. Les limites probables du glacier sont dessinées en bleu très pâle. On observe bien les cônes d'éboulis qui le recouvre, chacun alimenté par un couloir (ocre). La face interne de la crête morainique latérale gauche (traits-tillés violets) laisse apparaître de la glace.

- Versant sud-est du **Mont de l'Etoile** : une grande lentille de glace a été observée sous le Mont de l'Etoile, à l'extrême nord du BV. La glace est là encore couverte et témoigne de la présence probable d'un petit glacier lors du PAG et des périodes plus froides antérieures à celui-ci. La morphologie qui entoure cette lentille atteste également d'une présence glaciaire passée ; on observe notamment un petit bastion morainique et un lac proglaciaire (Figure 5.10).



Figure 5.10 : Petite marge proglaciaire sous le Mont de l'Etoile. La lentille de glace couverte, vestige probable d'un ancien glacier, est présente à l'amont du lac. Les traits-tillés violets délimitent le petit bastion.

- Le **débordement du Glacier de Vouasson** : une très petite partie du Glacier de Vouasson se situe et s'écoule dans le BV. En effet, si la majorité du glacier prend la direction du nord, une partie se dirige vers l'est par le col de Vouasson, mais aussi par un petit débordement au sud-ouest du Mont de l'Etoile (Figure 5.11). Lors des périodes de croissance glaciaire passées, notamment durant le PAG, le glacier de Vouasson devait probablement confluer avec la langue nord du Glacier Supérieur des ARA.

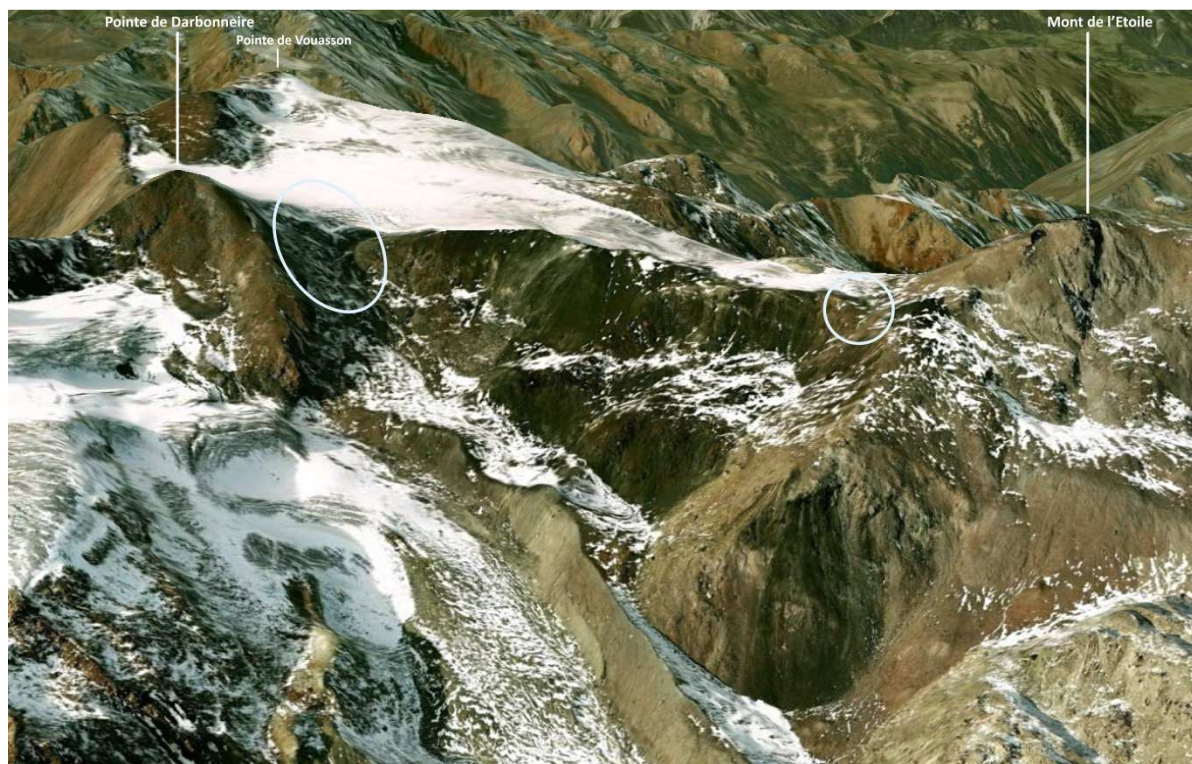


Figure 5.11 : Zones de débordement du Glacier de Vouasson (cercles). La portion de la surface de ce glacier située actuellement sur le BV est faible, mais elle devait être bien plus importante durant les époques froides passées. Source : Google Earth, image du 30/10/2009.

Ces trois systèmes ou parties de systèmes glaciaires sont donc considérés comme marginaux sur le BV par rapport aux deux systèmes dominants. Ceux-ci sont décrits ici comme des glaciers importants, et il est clair qu'à l'échelle du BV, ils occupent une grande surface. Cela dit, ces deux systèmes glaciaires consistent plutôt en de petits glaciers de versants à l'échelle du Val d'Hérens, notamment lorsqu'on les compare aux grands glaciers de vallée de la région tels que le Haut Glacier d'Arolla, le Bas Glacier d'Arolla, le Glacier de Ferpècle ou encore le Glacier du Mont Miné.

Les formes d'origine glaciaire

Comme nous l'avons dit un peu plus haut, les glaciers recouvrent actuellement environ 15% de la surface du bassin. Durant les diverses époques plus froides que les Alpes ont connues, et notamment les périodes de glaciation, les différentes phases de retrait qui ont suivi, ou encore les différentes pulsations observées pendant l'Holocène, ces glaciers occupaient des surfaces sensiblement plus importantes (Figure 5.12). Le sujet des fluctuations des glaciers présents sur le BV durant toutes ces périodes sera discuté plus loin, à la fin de ce chapitre consacré à la morphologie glaciaire.

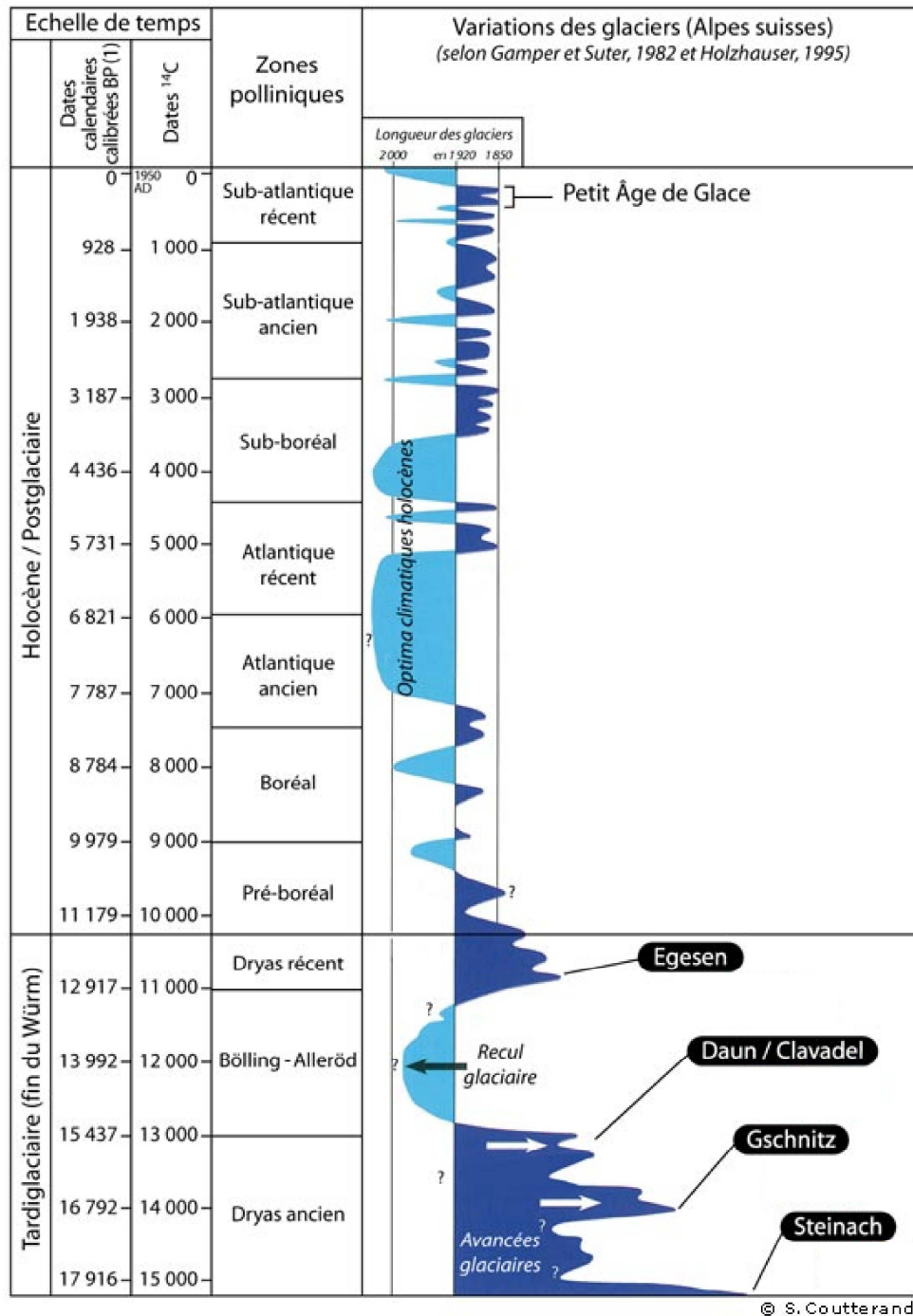


Figure 5.12 : Evolution des glaciers depuis le début du Tardiglaciaire. Source : modifié d'après Coutterand 2010.

Durant l'histoire, les glaciers ont donc pu exercer une influence sur la morphologie de l'ensemble du BV. En effet, les glaciers constituent des agents érosifs importants, principalement via les processus d'abrasion et d'arrachage du socle rocheux sur lequel ils s'écoulent. Les glaciers jouent également un rôle en transportant des matériaux et en les déposant, notamment à l'aval de leur front.

Par cette action érosive, les glaciers ont participé à la construction de la morphologie globale du BV que nous discutons un peu plus haut. De manière générale, l'érosion glaciaire conduit au creusement de vallées en auge. Dans le BV, la plaine centrale où confluent les deux principaux torrents glaciaires (Ignes et Déchéna) a gardé un profil de ce type (Figure 5.13).



Figure 5.13 : Profil en auge légèrement dissymétrique de la zone centrale du BV (traits-tillés violets).

L'érosion glaciaire a également tendance à souligner la structure géologique en surcreusant les zones de faiblesse par rapport aux affleurements à lithologie résistante. Il en résulte un profil en long caractérisé par une alternance d'ombilic (dépression) et de verrou (affleurement mis en relief). Bien que les glaciers se soient actuellement retirés dans les parties hautes du BV, les profils en long des principaux cours d'eau ont conservé cette morphologie (Figure 5.14).

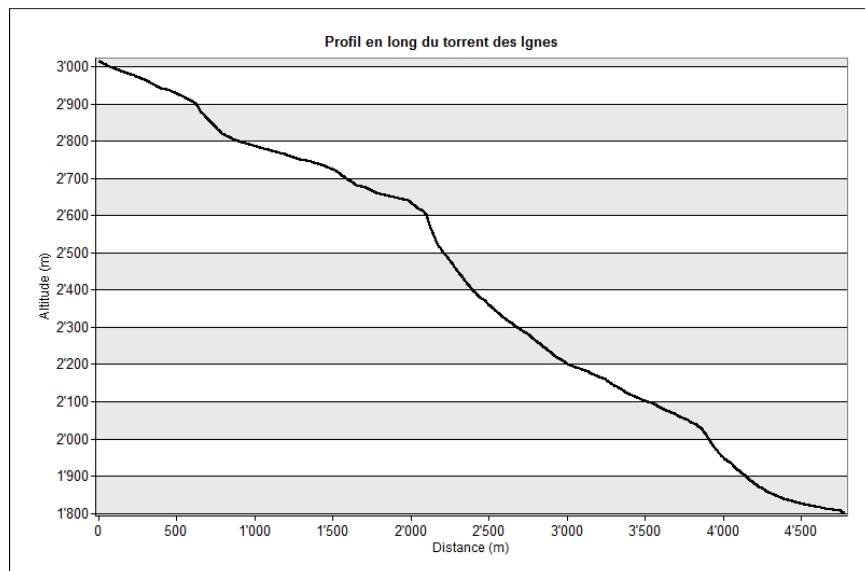


Figure 5.14 : Profil en long du torrent des Iignes du cirque glaciaire au cône de déjection. Il présente des zones de pente raide (verrous), et plusieurs replats (ombilics).

On observe également des formes individualisées qui témoignent de cette érosion glaciaire. Il s'agit principalement d'affleurements rocheux mis à jour par le retrait glaciaire et dont l'aspect moutonné et poli évoque le passage des glaciers. Ceux-ci contrastent avec les affleurements affectés par l'érosion fluviale qui sont généralement nettement plus anguleux. Les affleurements rocheux moutonnés présentent généralement un profil très caractéristique avec une pente amont plus faible que la pente aval très raide (Figure 5.16). Ce profil est dû au processus d'arrachage du substrat, qui agit plutôt à l'aval de ces affleurements. De plus, on observe très souvent des stries longitudinales (Figure 5.15) en surface de ces roches moutonnées (Benn et Evans 1998).

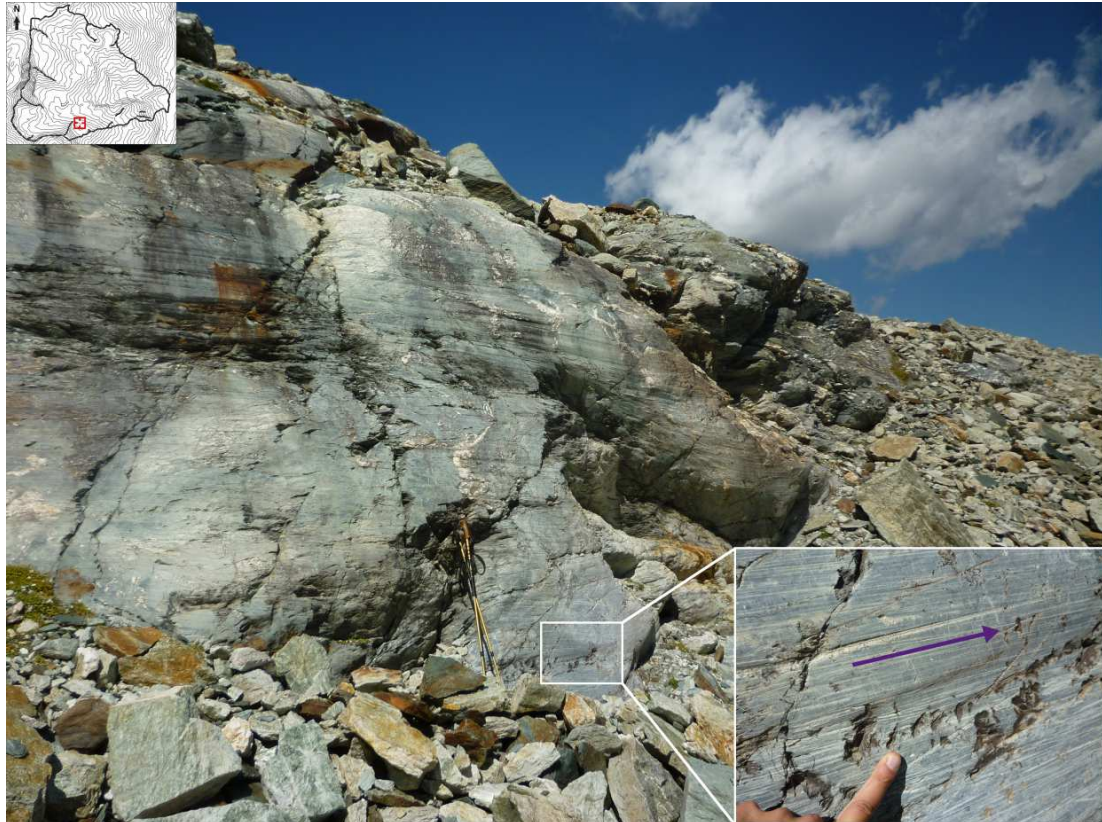


Figure 5.15 : Stries glaciaires à la surface d'un affleurement de roche moutonnée. Elles ont été creusées par le glacier de la Roussette.

Si ces roches moutonnées et striées sont présentes sur le terrain, elles ne sont pas très répandues. En effet, la conservation de l'aspect moutonné dépend beaucoup de leur résistance à l'érosion fluviale liée aux écoulements de surface et aux précipitations. Elles peuvent aussi être rendues moins visibles par le développement éventuel des sols et de la végétation. Nous avons tout de même observé quelques roches moutonnées aux alentours de la cabane des ARA, dans la marge proglaciaire des Ignes, dans la région de la Tête du Tronc ou encore au pied du glacier de la Roussette (Figures 5.16 et 5.17). Ces affleurements moutonnés observés sont tous de lithologie résistante (métagabbros, prasinites non faillées, gneiss et serpentinites).



Figure 5.16 : Forme classique de roche moutonnée avec une pente faible à l'amont (droite) et une pente forte à l'aval (gauche) (601450/99089).



Figure 5.17 : Roches moutonnées couvertes de végétation au niveau de la marge sud du BV, dans la région de la Tête du Tronc (602573/98751).

Les matériaux érodés par les glaciers se retrouvent donc transportés vers l'aval par ceux-ci, et redéposés au niveau des zones d'ablation. Ces accumulations glaciaires consistent principalement en ce qu'on appelle du till morainique, c'est-à-dire en un matériau sédimentaire non consolidé et composé de débris rocheux de taille variable, allant du bloc plurimétrique aux limons. Ce till peut prendre une forme construite (crête, bastion,...) ou non. Dans ce dernier cas on parle de placage morainique.

Le till morainique qu'on observe actuellement s'est principalement déposé suite à la déglaciation. En effet, lors du dernier maximum glaciaire (LGM³), les hauts des vallées étaient situés en zone d'accumulation, et n'étaient donc pas sujets aux dynamiques de dépôt qui ne prennent place qu'au niveau des zones d'ablation (Figure 5.18).

³ LGM = « Late Glacial Maximum », donc dernier maximum glaciaire, dont la date varie selon les auteurs entre 40'000 BP et 21'000 BP (Coutterand 2010).



Figure 5.18 : Situation du BV durant le LGM. Source : modifié d'après swisstopo.

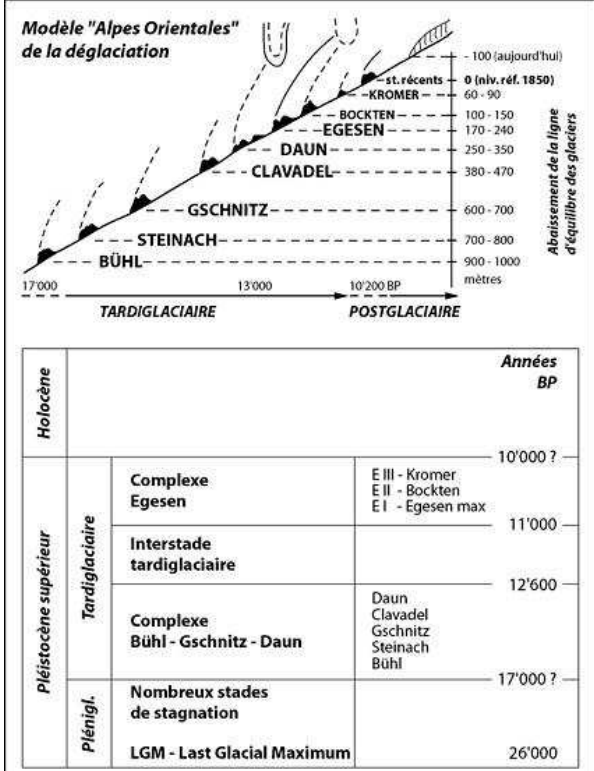


Figure 5.19 : Les différents stades de déglaciation tardiglaciaires. Source : modifié d'après Maisch 1981.

Dans ces hautes vallées alpines, le retrait glaciaire qui marque la fin de la dernière glaciation s'est fait en grande partie durant le Tardiglaciaire. Cette période, qui court sur plusieurs milliers d'années, entre 18'000 et 11'000 BP⁴ environ (Coutterand 2010), se caractérise par un retrait général mais discontinu des glaciers. En effet, le Tardiglaciaire est marqué par différents stades de récurrence glaciaire plus ou moins significatifs (Figure 5.19).

Cette période du Tardiglaciaire a nettement marqué le BV car les glaciers, en se retirant, ont déposé du till sur de grandes surfaces sous forme de placage morainique. Aux endroits où elles n'ont pas été remobilisées, remaniées ou simplement érodées, ces accumulations glaciaires Tardiglaciaires se sont, au fil du temps, couvertes d'un sol et de végétation. On retrouve donc ce till ancien en zone de pelouses alpines (Figure 5.20), mais aussi de forêts dans les parties basses du BV (Figure 5.21).

⁴ BP = raccourci pour « Before Present ». 11'000 BP signifie 11'000 années avant l'année présente, fixée de manière conventionnelle à 1950.



Figure 5.20 : Placage morainique couvert pelouse alpine. On observe notamment des gros blocs très représentatifs.



Figure 5.21 : Placage morainique en zone de forêt à l'aval du Lac Bleu.

Parallèlement à ce placage morainique ancien très présent, les différents stades de récurrence glaciaire du Tardiglaciaire sont également marqués dans le paysage par une série de crêtes morainiques.

Sur le terrain, on retrouve des crêtes Tardiglaciaires à de nombreux endroits. C'est le cas par exemple en rive droite aux alentours de 2600m, mais surtout en rive gauche, dont la pente modérée est plus propice aux accumulations. Au niveau du Lac Bleu, on observe un complexe de plusieurs moraines anciennes imbriquées (Figure 5.22).

Cet ensemble de moraines imbriquées résulte de l'accumulation de sédiments déposés à la fois par le glacier des ARA (issu de la coalescence du Glacier Supérieur des ARA et de celui des Ignes) et par le glacier d'Arolla qui descendait plus bas dans la vallée.



Figure 5.22 : Le Lac Bleu et ses nombreuses moraines anciennes (traits-tillés violets).

La fin du Tardiglaciaire marque le début de l'Holocène et l'entrée dans un interglaciaire. L'Holocène se caractérise par des températures plus élevées que durant le Tardiglaciaire, mais aussi par de légères variations de température qui vont provoquer une série de pulsations glaciaires de faible amplitude dont la dernière est représentée par le PAG (Figure 5.12).

Les formes récentes (Holocène) comprennent principalement les marges proglaciaires, et les moraines du PAG qui les délimitent. En effet, la position glaciaire du PAG marque la dernière avancée glaciaire de l'Holocène, et elle en constitue également la plus importante (il existe des discussions concernant un éventuel stade au tout début de l'holocène qui correspondrait à une position glaciaire plus basse qu'au PAG (Ivy-Ochs et al. 2009), ce que semble confirmer la position de certaines crêtes morainiques cartographiées sur le terrain).

Les crêtes morainiques datant de cette époque du PAG, ainsi que l'espace situé entre celles-ci et le front actuel des glaciers composent ces marges proglaciaires, et représentent les surfaces récemment influencées par les glaciers.

Les marges proglaciaires suivent donc les systèmes glaciaires. On retrouve en conséquence deux principaux complexes de marge proglaciaire sur le BV, liés aux deux principaux systèmes glaciaires décrits plus haut. Comme ces deux systèmes glaciaires, très différents du point de vue de leur morphologie, les marges proglaciaires se différencient très nettement aussi.

La marge proglaciaire des Ignes est très classique, avec un glacier retranché au-dessus d'un verrou central, verrou en aval duquel on retrouve des crêtes morainiques latérales PAG bien marquées encadrant une zone de faible pente principalement couverte par du placage morainique et par une zone d'épandage bien développée (Figure 5.23). Cette zone d'épandage s'est construite dans un secteur à faible pente où les eaux provenant de la fonte du glacier situé plus à l'amont se concentrent

et, en fonction de leurs débits, déposent des matériaux, puis les érodent. Cela crée cette morphologie plane où les matériaux fins déposés sur une surface relativement importante sont parcourus par différents chenaux.

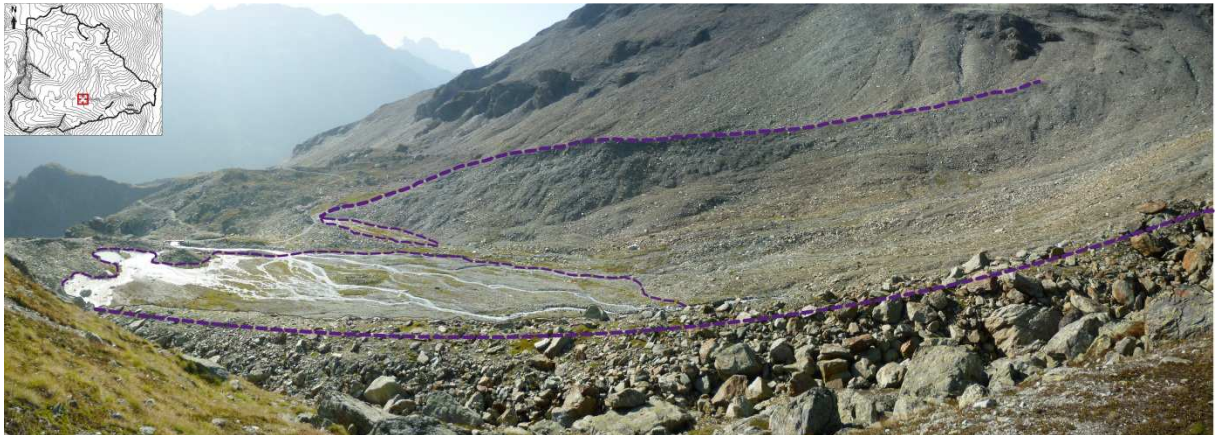


Figure 5.23 : Marge proglaciaire des Ignes. Les crêtes morainiques du PAG (traits-tillés violets), encadrent le sandur au centre (entouré de traits-tillés violets plus fins).

La marge du Glacier Supérieur des ARA est beaucoup plus singulière, notamment à cause de ses différentes langues, développées dans des environnements lithologiques et topographiques différents. La marge proglaciaire rattachée à la langue nord ressemble à celle des Ignes. Construite dans une situation géologique semblable (limite entre les schistes et le massif de grabbros central), elle comporte aussi de grandes constructions morainiques du PAG qui délimitent bien la marge en elle-même, couverte de placage morainique (Figure 5.24). L'absence de zone d'épandage dans ce cas est probablement due à la pente, relativement importante.



Figure 5.24 : Marge proglaciaire de la langue nord du Glacier Supérieur des ARA. Les crêtes morainiques du PAG sont ici de très grande taille (traits-tillés violets), et on observe l'absence de sandur.

Par contre, la marge proglaciaire de la partie sud du complexe glaciaire montre une morphologie très différente. En effet, elle s'est développée sur un replat structural à dominance de métagabbo résistant. Il en résulte :

- La présence de peu de cordons morainiques et les seuls présents sont de petite taille et à granulométrie grossière. Par contre, la situation topographique a conduit à la construction d'un grand bastion morainique terminal sur les bords du replat structural (Figure 5.25).

- L'absence de zone d'épandage, mais la présence d'un placage morainique grossier et flûté (le placage morainique est organisé sous forme de lignes longitudinales dans le sens de l'écoulement glaciaire). Les eaux de surface se comportent de deux manières principales. Soit elles s'infiltrent pour resurgir au bas du bastion, soit elles s'accumulent dans divers lacs proglaciaires (Figure 5.26).



Figure 5.25 : Bastion morainique du PAG du Glacier Supérieur des ARA (au centre de la photo).



Figure 5.26 : Marge proglaciaire du Glacier Supérieur des ARA. Les eaux de fonte ont tendance à s'accumuler dans différents lacs, auxquels l'activité des micro-organismes donne parfois des coloris étonnants.

Les glaciers actuels, bien qu'ils représentent encore 15% de la surface du BV, sont en situation de déséquilibre et influencent nettement moins les dynamiques morphologiques que par le passé. L'importance des formes et des dépôts glaciaires sur le terrain résulte majoritairement de l'histoire glaciaire de celui-ci. Nous avons donc tenté de reconstruire cette histoire sur base de ces formes, qui témoignent du passé.

Les positions glaciaires passées

L'ensemble de ces accumulations glaciaires s'est donc formé à partir du Tardiglaciaire, et donc de la dernière déglaciation. Comme nous l'avons déjà évoqué, cette période du Tardiglaciaire est caractérisée par une succession de phases de retrait prononcé et de phases de légères avancées glaciaires. Plusieurs modèles de cette déglaciation ont été définis dans les Alpes en fonction des endroits (Exemples : Maisch 1982 ; Schoeneich 1998 ; Cutterand et Nicoud 2005). Ils ont tous pour but de dater ces différents stades de récurrence glaciaire temporaire et de définir pour chacun d'eux l'extension glaciaire qui s'y rattache.

Ces extensions sont en général décrites par une valeur de dépression de ligne d'équilibre glaciaire (DLEG), c'est-à-dire qu'on exprime ces extensions par la différence entre l'altitude de leur ligne d'équilibre et celle d'un stade de référence (Scapozza 2008, Schoeneich 1998). Pour déterminer la position de la ligne d'équilibre d'un glacier, c'est la règle de l'AAR (Ablation Area Ratio) qui est généralement utilisée (Scapozza 2012), et qui considère que 2/3 de la surface d'un glacier à l'équilibre se situe en amont de la ligne d'équilibre (en zone d'accumulation), et 1/3 en dessous (en zone d'ablation).

Dans les Alpes, l'extension maximale du PAG (qui date d'environ 1850, cette date variant légèrement selon les endroits) constitue ce stade de référence. Le stade du PAG est choisi comme référence car c'est la dernière période de stabilisation des glaciers, et donc celle qui est la plus marquée dans le paysage par la présence de moraines construites. Le travail de reconstruction des stades glaciaire est en effet rendu possible par la présence de constructions morainiques anciennes qui marquent des positions de stabilisation et de réavancée glaciaire passées (Figure 5.27). Les stades glaciaires

correspondent quant à eux à une ou à un ensemble de position correspondant à une période de récurrence (Scapozza 2012).

Sur base des différentes formes glaciaires décrites et cartographiées sur le terrain, nous avons émis des hypothèses concernant les différentes positions des glaciers lors de ces stades de retrait.

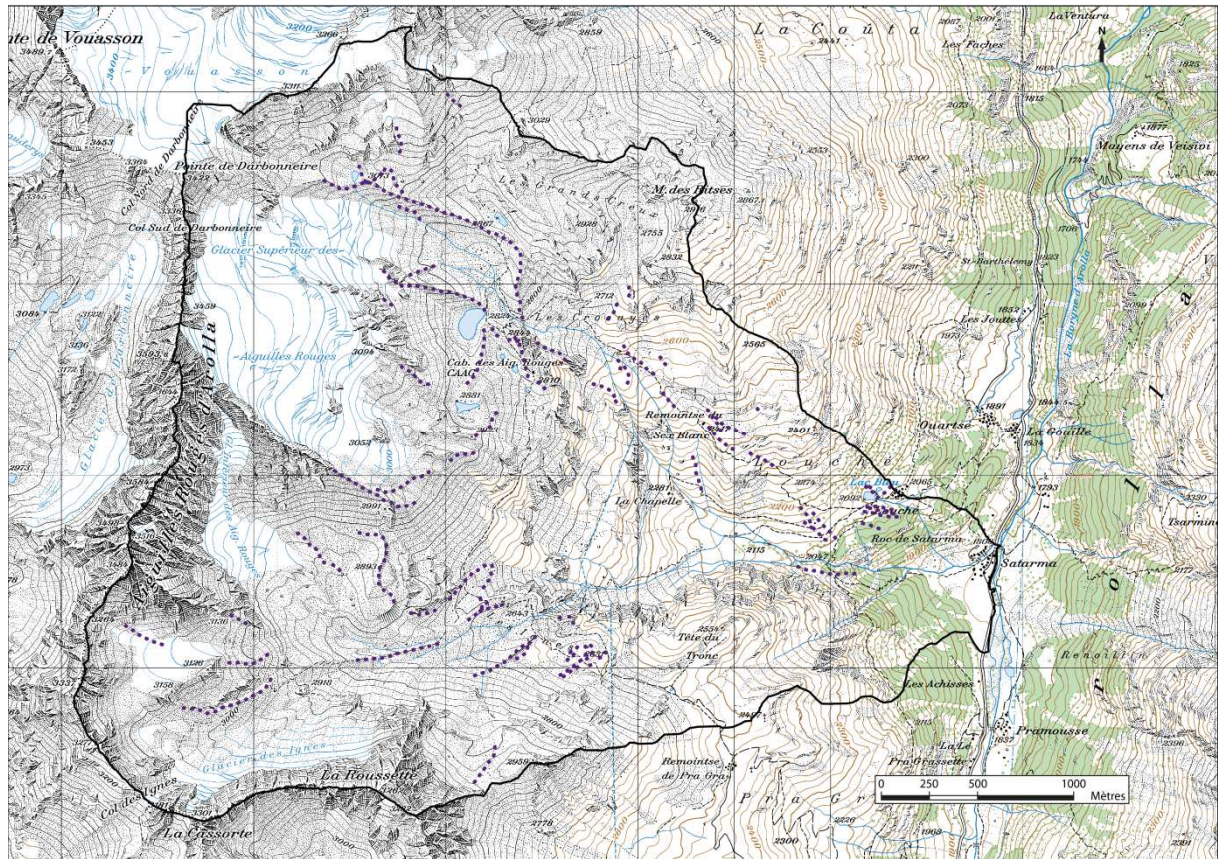


Figure 5.27 : Carte des cordons morainiques présents dans le BV. Ces cordons sont représentés en pointillés violets. Fond de carte swisstopo.

Ces hypothèses s'appuient sur un travail global sur le retrait glaciaire du Val d'Hérens réalisé par Couterrand et al. (2012) Ce travail visait à définir les extensions des différents grands stades Tardiglaciaires de la vallée en général. Cette étude ne se penche donc pas sur les extensions précises des petits glaciers des vallées secondaires. Cela dit, elle nous a servi de référence pour corrélérer les extensions observées et décrites ci-après.

Nous avons défini quatre positions principales pour les glaciers du BV (Tableau 5.1 et Figure 5.29). La première position est bien entendu celle du PAG. C'est la seule pour laquelle les deux systèmes glaciaire principaux (Ignes et ARA Supérieur) sont séparés. Ces 4 positions sont décrites dans le tableau suivant, avec leur valeur de DLEG et la corrélation entre ces valeurs et les grands stades de retrait des Alpes (Maisch 1981).

Nom de la position	Altitude de la LEG (m)	DLEG (m)	Val d'Hérens (Coutterand et al. 2012)	Alpes (Maisch 1981)
PAG	2933	0	-	-
ARA I	2816	117	-	Bockten 100-150 ou Kromer 60-90
ARA II	2774 (IIa) et 2725 (IIb)	159 (IIa) ou 208 (IIb)	Evolène 240	Egesen 170-240
ARA III	2672	261	La Lulette 360	Daun 250-350

Tableau 5.1 : Positions glaciaires définies sur base des crêtes morainiques, et leur corrélation aux stades de déglaciation des Alpes.

Pour pouvoir définir les extensions glaciaires Tardiglaciaires et calculer des dépressions de la ligne d'équilibre, il faut définir **l'extension glaciaire maximale du PAG**, et en définir une valeur d'altitude de la ligne d'équilibre.

Au niveau du BV, le stade maximum du PAG est assez bien marqué, notamment pour le Glacier des Ignes et la langue nord du Glacier Supérieur des ARA. Il est un peu moins net pour la langue sud de ce dernier en raison de la pauvreté de cette zone en crêtes morainiques. L'utilisation de cartes anciennes telles que les cartes Siegfried (1878 et 1880) ou Dufour (1861) peuvent aider dans ce cas-là (Figure 5.28).

Le Glacier des Ignes devait remplir tout l'espace de la marge proglaciaire actuelle et remonter assez haut dans les versants amont du cirque. Il semble également que le glacier de la Roussette, qui a pratiquement disparu actuellement, devait être connecté au Glacier des Ignes. Au niveau du Glacier Supérieur des ARA, ses deux principales langues devaient pratiquement se rejoindre au niveau de la position actuelle de la cabane des ARA. Le glacier de Vouasson devait également s'écouler dans le BV et rejoindre la langue nord du Glacier Supérieur des ARA.

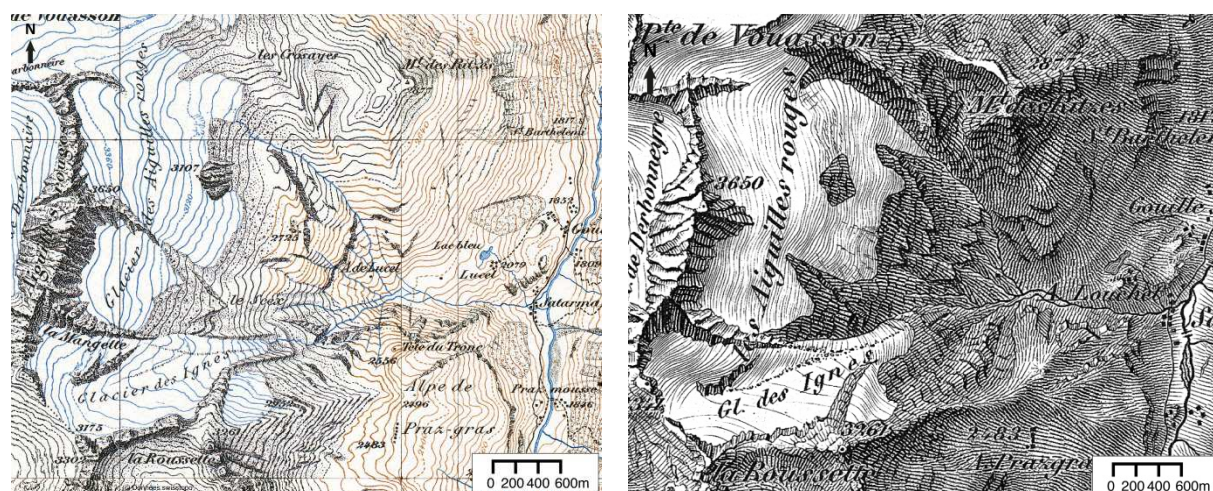


Figure 5.28 : Carte Sigfried (1878 et 1880, gauche) et Dufour (1861, droite). Au vu de leurs dates de réalisation, ces cartes sont de bons indicateurs de la position des glaciers durant le PAG. Source : swisstopo.

Pour les **stades tardiglaciaires**, nous nous sommes inspirés des travaux de Coutterand et al. (2012). En effet, si la détermination des extensions des différents glaciers du BV durant le PAG est rendue assez évidente par la présence de crêtes morainiques nettes et bien marquées, le BV comporte de très nombreuses constructions morainiques plus anciennes qu'il est plus compliqué de corréliser avec une époque précise. Cette abondance de crêtes rend difficile la détermination des positions glaciaires y étant rattachées car le nombre de combinaisons entre ces différents cordons morainiques est grand.

Nous avons donc défini des groupes de moraine pour lesquels nous avons dessiné des positions glaciaires probables. Pour chacune de ces positions, nous avons calculé une valeur de DLEG, qu'il a ensuite fallu corrélérer avec des stades glaciaires déjà définis. C'est à ce niveau-là que nous nous sommes appuyés sur les travaux de Coutterand et al. (2012).

- Le stade ARA I :

Le premier stade, nommé ARA I, a été corrélé avec la période du Kromer/Bockten. Il s'agit de deux stades de récurrence du début de l'Holocène, et dont la position se trouve entre le stade PAG et les dernières récurrences du Tardiglaciaire correspondant à la période du Dryas récent. Ces stades sont encore mal connus car ils n'apparaissent pas pour tous les glaciers alpins (Ivy-Ochs et al. 2009). Cela dit, au vu du nombre de crêtes relevées dans le BV, il semble clair qu'une partie d'entre-elles doivent être holocène et ante-PAG.

- Le stade ARA II :

Nous avons défini le stade ARA II comme étant probablement l'extension liée à la récurrence du Dryas récent. Cette période est appelée Egesen dans les Alpes et est souvent bien marquée dans le paysage par des crêtes morainiques polyphasées témoignant de légères fluctuations glaciaires (Ivy-Ochs et al. 2007 ; Scapozza 2008). Les moraines situées au sud du Lac Bleu semblent correspondre à cette description. De plus, nous avons calculé une DLEG d'environ 208 m pour celles-ci, ce qui pourrait correspondre au stade Egesen (Maisch 1982). À noter la présence d'une petite crête morainique légèrement plus basse dans le versant et correspondant à une DLEG d'environ 160m. Elle pourrait être également rattachée au Dryas récent.

- Le stade ARA III :

Enfin nous avons mis en évidence un troisième stade, plus ancien, et lié aux moraines les plus hautes cartographiées sur la rive gauche du BV. Selon nos estimations, l'extension liée à ces crêtes devait présenter une DLEG d'environ 260 m. Ces valeurs sont comprises entre les valeurs communément rattachées à l'Egesen et les valeurs attribuées au stade du Daun pendant le Dryas ancien (Maisch 1982). Notre stade ARA III pourrait être lié à l'un comme à l'autre mais semble plus proche des valeurs du Daun. En effet, certaines crêtes corrélées à ce stade se rattachent à une grande crête construite par le Glacier d'Arolla. Elles doivent donc être issues de la même période, et selon les travaux de Coutterand et al. (2012), le Glacier d'Arolla ne devait pas atteindre une telle hauteur au Dryas récent. Cet argument plaide en faveur d'une corrélation du stade ARA III avec le stade du Daun, au Dryas ancien.

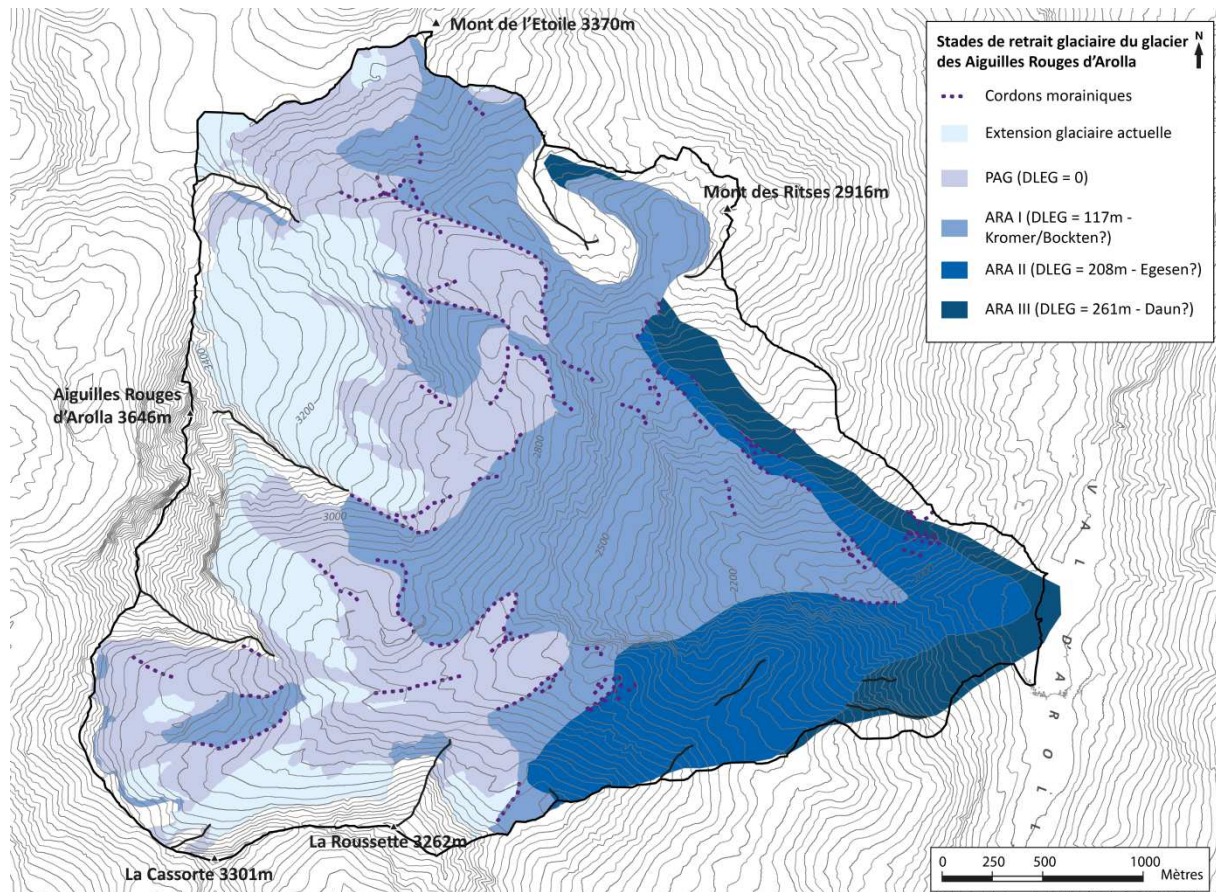


Figure 5.29 : Positions des glaciers reconstituées à partir des crêtes morainiques cartographiées. Ces positions ont été corrélées ensuite aux stades de retraits tardiglaciaires.

Remarque :

- Nous avons donc défini trois positions Tardiglaciaires principales sur base des moraines observées sur le terrain. Ce travail reste subjectif notamment au vu du nombre de crêtes morainiques disponibles sur le terrain pour réaliser les corrélations (Figure 5.27 et Figure 5.30). Des mesures de terrain plus approfondies (nucléïdes cosmogéniques, marteau de Schmidt, etc.) devraient permettre de confirmer ou d'infirmer nos hypothèses.
- Ce stade PAG a servi de stade de référence pour calculer les DLEG des positions glaciaires antérieures. Dans cette démarche, il existe un léger problème lié au fait que le Glacier des Ignes et celui Supérieur des ARA étaient séparés lors du PAG. Il est possible qu'un des deux cirques ait plus contribué à l'alimentation en glace des glaciers Tardiglaciaires que l'autre. De ce fait, l'altitude de la LEG du PAG, que nous avons définie comme étant la moyenne des LEG des deux glaciers, peut être surestimée ou sous-estimée. Au vu des glaciers actuels, il est même assez probable que la région ARA-Etoile ait eu une influence plus grande que la région des Ignes sur l'alimentation des glaciers Tardiglaciaires. Dans ce cas, les valeurs de DLEG déterminées ici seraient légèrement sous-estimées. De plus, plusieurs glaciers, et notamment celui de Vouasson et celui du Mont de l'Etoile s'écoulent seulement en partie dans le BV. Il est difficile dans ce cas de savoir quelle part de leur surface participait durant le Tardiglaciaire à l'alimentation en glace du BV.
- La méthode de la dépression de la ligne d'équilibre reste un modèle et comporte des défauts. En effet, le calcul des surfaces et des altitudes est réalisé sur base de la topographie actuelle qui est probablement différente de celle du BV durant le Tardiglaciaire.

En bref, la reconstitution de stade glaciaire et la modélisation du retrait des glaciers est une tâche complexe. Nous ne faisons ici qu'évoquer des pistes d'explication de la construction du relief du BV, et une étude plus approfondie sur l'évolution quaternaire des glaciers permettrait d'apporter plus de certitudes quant aux hypothèses formulées ici. Ce travail traitant principalement des dynamiques sédimentaires actuelles, nous ne discuterons pas plus en profondeur ces questions de paléogéographie des glaciers.



Figure 5.30 : Différentes crêtes morainiques anciennes présentes dans le BV (en haut à gauche : 602730/100039 ; en bas à gauche : 601733/99101 ; à droite : 602950/99683).

5.1.2.3. Morphologie périglaciaire

La morphologie périglaciaire fait référence à l'intervention du gel du sol dans la construction des formes. Le modelé périglaciaire nécessite donc la présence de gel temporaire ou permanent (pergélisol) dans le substratum. Il existe de ce fait deux grands types de formes : celles issues principalement des processus d'alternance gel-dégel et celles nécessitant la présence de pergélisol.

Ces deux grands types de formes périglaciaires renvoient donc au processus principal qui les a générées. Cela dit, on retrouve souvent les formes issues de l'alternance de gel-dégel en zone de pergélisol.

Le pergélisol correspond à un sol ou à une roche dont la température reste en dessous de 0 °C pour au moins une année (French 2007).

Le pergélisol décrit donc un état thermique. La présence de glace dans le sous-sol n'est pas une condition nécessaire à la présence de pergélisol. Néanmoins, ce dernier contient souvent de la glace, ne serait-ce que parce que l'eau d'infiltration a tendance à geler au contact des températures négatives.

Dans les Alpes, le pergélisol est essentiellement discontinu et sa répartition dépend largement des températures de l'air, et donc de l'altitude. Cela dit, l'altitude ne conditionne pas à elle seule la présence de pergélisol puisque d'autres facteurs tels que l'exposition, les caractéristiques de la couche neigeuse hivernale, la granulométrie des formations sédimentaires superficielles, etc., permettent d'expliquer la répartition du pergélisol.

De par la présence de ces nombreux facteurs de contrôle, il est difficile de modéliser la répartition du pergélisol (Lambiel 2006). De manière générale, on considère que celui-ci occupe ce qu'on appelle « la ceinture du pergélisol ».

Selon les différents travaux menés notamment par l'IGUL en Valais (Lambiel 2006, Scapozza 2008, ...), les limites de cette « ceinture du pergélisol » se situent entre 2400 m (versant nord) et 2700 m (versant sud) à l'aval, et au niveau de la limite inférieure des neiges permanentes à l'amont. En effet, le pergélisol n'est généralement pas présent dans les zones englacées, et les recherches récentes montrent également qu'on ne retrouve pas ou peu de pergélisol dans les marges proglaciaires récemment désenglacées (Delaloye 2004).

Les alternances de gel-dégel peuvent quant à elles avoir une influence au-delà de la limite inférieure du pergélisol, en général jusqu'à la limite supérieure de la forêt, voire même plus bas. Elles jouent également un rôle important au niveau du délitage des parois, à haute altitude.

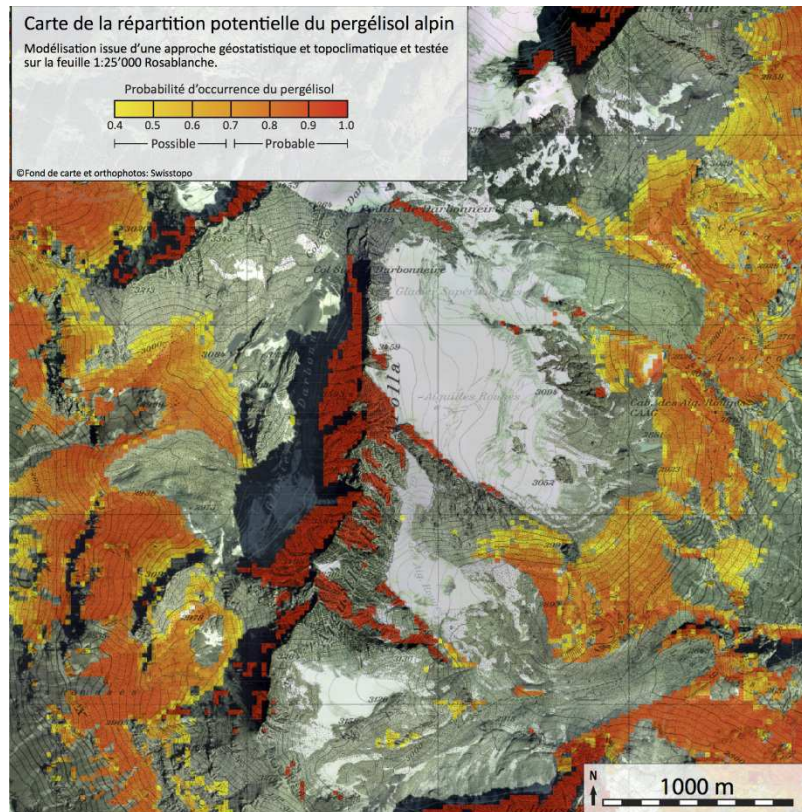


Figure 5.31 : Carte de la répartition du pergélisol. Source : modifiée d'après Deluigi (2012).

La figure 5.31 ci-dessus permettent de se faire une première idée des secteurs à pergélisol du BV. La forte présence glaciaire dans le BV explique notamment les zones de haute altitude où la présence de pergélisol est peu probable. A l'aval, c'est simplement l'altitude (et les températures qui en dépendent) qui limite l'extension vers 2400 m.

On remarque également que de nombreuses parois rocheuses sont représentées en zone de pergélisol probable. La définition du pergélisol étant purement thermique, les parois rocheuses peuvent comprendre des secteurs à pergélisol en fonction de leurs températures et malgré l'absence de glace en quantité. Cela dit, le pergélisol de parois n'entraîne pas de modelé particulier, et nous n'en parlerons pas plus avant. Il peut cependant jouer un rôle dans certains événements d'écroulement rocheux (Figure 5.32) (Ravanel 2011).



Figure 5.32 : Cicatrice d'écroulement sur la face est des Aiguilles Rouges (surface plus claire, entourée par les traits rouges). Il est possible que cet événement soit la conséquence de la déstabilisation du pergélisol de parois.

Les formes du domaine morphogénétique périglaciaire sont donc la conséquence des alternances degel-dégel (saisonniers et/ou journaliers) ou de la présence de pergélisol dans le sous-sol (voire des deux). Les cycles d'enneigement hivernal peuvent également jouer un rôle non négligeable dans l'aggradation des formes.

De manière générale, le modelé périglaciaire dépend largement de la topographie. En effet, dans les versants en zone périglaciaire, l'intervention de la gravité permet dans certains cas la mise en place de formes de fluage périglaciaire très représentatives. En revanche, les zones topographiquement planes sont plutôt affectées par des processus de réorganisation des sols sans déplacements importants. Ces deux situations sont présentes dans le BV malgré l'importance glaciaire qui réduit les espaces à morphologie périglaciaire.

Les formes de fluage périglaciaire

Les formes de fluage périglaciaire sont très courantes dans les versants sédimentaires situés dans la ceinture du pergélisol. Cela dit, elles ne sont pas toujours présentes. Elles peuvent faire intervenir plusieurs mécanismes différents et concerner des épaisseurs variables de substrat. En effet, en fonction de la pente, de la teneur en glace, de la granulométrie, etc., plusieurs types de mouvements peuvent se développer. La forme la plus représentative reste le glacier rocheux.

Un glacier rocheux est « l'expression visible, dans des matériaux non consolidés, de la déformation lente et continue d'un corps de pergélisol sursaturé en glace » (Delaloye, 2004). La construction de ce type de forme, très représentative du domaine morphogénétique périglaciaire, nécessite donc la présence de pergélisol sursaturé en glace, d'une pente suffisante pour provoquer la mise en mouvement, et d'une alimentation en matériaux rocheux non consolidés importante (Barsch 1996). Dans le BV, des glaciers rocheux n'ont été cartographiés qu'à un endroit. Il s'agit de la dépression des Grands-Creux au nord du terrain étudié.

La région des **Grands-Creux**, située sous le Mont des Ritses au nord du BV, possède une morphologie très particulière. En effet, il s'agit d'une vaste dépression entourée de parois de plusieurs dizaines de mètres de haut, et pratiquement fermée puisqu'elle ne communique avec le reste du BV que par le biais d'un col dont l'altitude dépasse de plusieurs mètres celle du fond de la dépression. Cette cuvette s'est développée dans un massif de prasinites et de metabasaltes particulièrement faillés (Marthaler 2011), et dont les nombreuses fractures ont dû favoriser le creusement.

Si les pieds de parois entourant le fond de cette dépression sont couverts de cônes d'éboulis grossiers à fins, le plancher de celle-ci est quant à lui constitué d'un amas de blocs rocheux dont la taille peut être très importante (plusieurs mètres de diamètre).

C'est dans cette zone à gros blocs que nous avons observé différents bourrelets et différentes rides en surface qui évoquent une morphologie de type « glacier rocheux » (Figure 5.33). De plus, il est possible d'entendre des écoulements d'eau sous les blocs à certains endroits de la dépression, et ce malgré l'absence de source d'eau visible (pas de névés, ...). Cette morphologie et la présence d'eau semblent indiquer la présence de pergélisol riche en glace.



Figure 5.33 : Glacier rocheux dans la dépression des Grands-Creux. Celui-ci, comme les autres formes présentes dans cette dépression, est caractérisé par un front peu élevé, et une granulométrie grossière.

Quatre éléments semblent favoriser le développement de glaciers rocheux à cet endroit :

- La présence de débris rocheux en quantité, et notamment de gros blocs plurimétriques, responsables d'une porosité importante au sein des formations superficielles. Ce détail favorise la présence d'air dans le sous-sol, et notamment d'air froid hivernal qui peut jouer le rôle d'isolant thermique entre celui-ci et les températures extérieures et ainsi empêcher la chaleur estivale de pénétrer dans le sol. Les glaciers rocheux en question sont en effet situés au fond d'une dépression, ce qui permet probablement à l'air froid et dense d'être stocké dans la porosité en été. Il est également possible qu'un « effet de cheminée » (Lambiel 2006) entraîne la présence d'air froid au bas des pentes d'éboulis.
- L'altitude, située au-dessus de la limite inférieure du pergélisol, puisque le fond de la dépression se situe à environ 2700 m.
- Le faible ensoleillement du fond de la cuvette, qui est protégé du rayonnement solaire par son encaissement et les hautes parois qui l'entourent.
- L'absence de traces glaciaires récentes, qui témoigne d'une libération de l'espace assez ancienne par les glaciers.

La morphologie de l'endroit reste assez particulière. Cette particularité provient de la topographie en dépression presque fermée. En effet, les différents glaciers rocheux développés en bas de parois s'écoulent tous vers le centre de la dépression, et donc les uns vers les autres (Figure 34.). Ces glaciers rocheux semblent d'ailleurs aujourd'hui assez peu actifs, probablement parce que la majorité de l'espace de la dépression a été comblé par cette convergence des différentes langues. Les fronts sont donc actuellement de petite taille et composés de matériaux grossiers qui indiquent leur faible activité. Cela dit, l'analyse des données Terrasar montre une décorrélacion, et donc un mouvement léger de certains lobes (Figure 5.35).

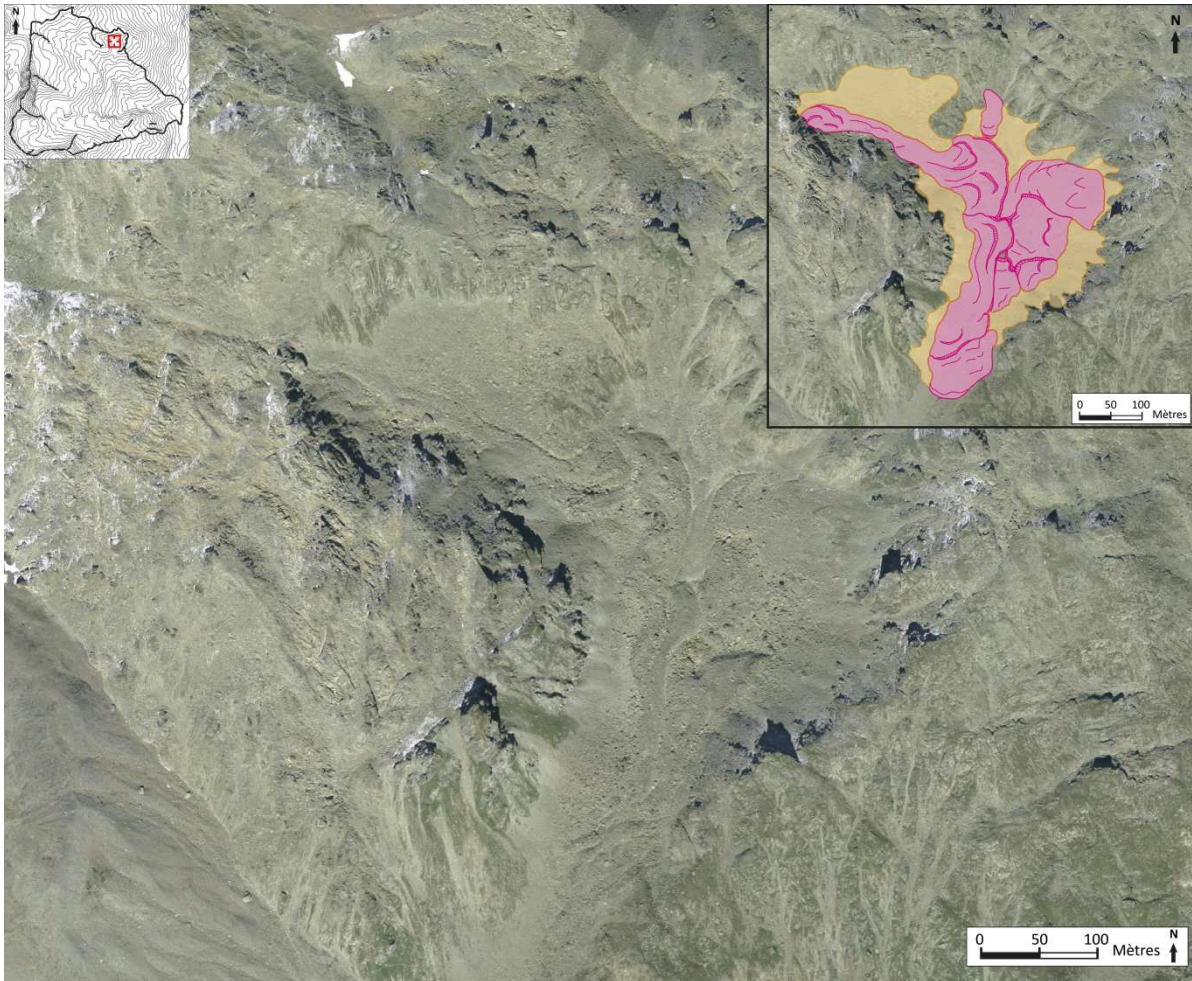


Figure 5.34 : Vue aérienne de la dépression des Grands-Creux. Les différentes langues de glacier rocheux (en rose) convergent vers le centre de celle-ci. Les matériaux qui composent ces langues proviennent de dépôts d'éboulis (en ocre).

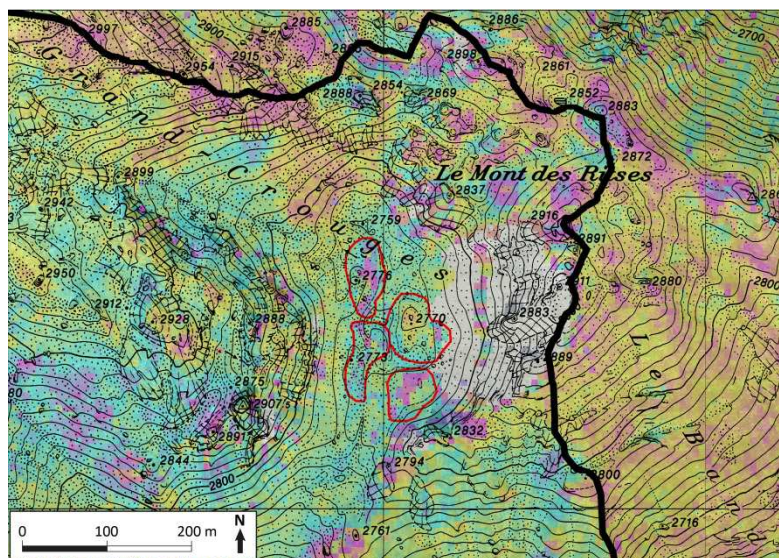


Figure 5.35 : Interférogramme Terrasar (ascending) dont l'intervalle va du 24/09/09 au 05/10/09. On remarque de petites décorrélations au centre de la dépression indiquant la présence de mouvements. Les glaciers rocheux doivent donc être actifs. Source : TERRASAR-X data courtesy LAN0411, LAN1145, © DLR

Les glaciers rocheux sont donc de grandes formes de fluage, entraînant des mouvements assez profonds liés à la présence d'un pergélisol riche en glace. Lorsqu'un glacier rocheux est de petite taille, voir embryonnaire, la forme est appelée protalus-rampart. Le protalus est considéré comme la forme de transition entre l'éboulis fluant et le glacier rocheux. Ce terme d'éboulis fluant caractérise quant à lui un dépôt d'éboulis soumis à un fluage profond mais lent ne permettant pas réellement la mise en place d'une forme particulière. L'éboulis fluant présente généralement un petit bourrelet terminal issu de ce fluage lent (Figure 5.36).

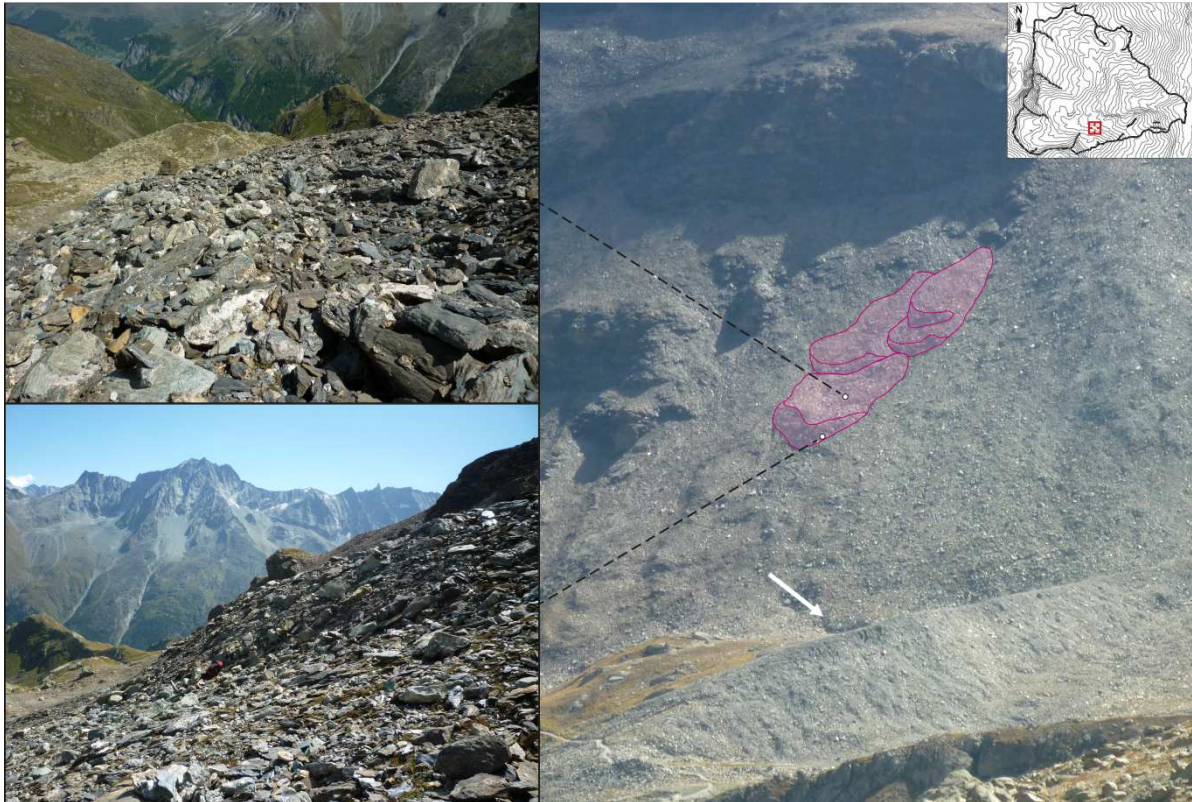


Figure 5.36 : Eboulis dominant la marge des Iignes. On remarque le bourrelet terminal de fluage de l'éboulis (flèche blanche), ainsi que les protalus présents en haut de la pente (formes roses).

Il existe aussi une multitude de formes issues de mouvements plus superficiels et principalement liées aux alternances de gel-dégel journalières et saisonnières.

Ces formes peuvent se développer en zones de pergélisol. Elles représentent alors des mouvements affectant la couche active (la couche active consiste en une couche surmontant le corps de pergélisol et qui est soumise à un dégel estival ; elle oscille selon les cas entre quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur dans les Alpes). Elles peuvent également se retrouver à des altitudes plus basses, du moment que l'on retrouve des périodes de gel et de dégel.

Ces formes sont liées au processus de solifluxion. Celui-ci peut faire intervenir de nombreux mécanismes différents et entraîner la mise en place de différentes formes telles que les coulées, les loupes, les terrassettes, ...

Matsuoka (2001) définit quatre mécanismes différents responsables de l'aggradation de ces différentes formes de solifluxion. Ils font tous intervenir la présence de gel dans les couches superficielles du sol, et c'est pourquoi ces formes seront considérées ici comme d'origine périglaciaire, bien que la gravité joue un rôle primordial également dans le processus de fluage.

	« Needle-ice creep »	« Frost creep »	Gélifluxion	« Plug-like flow »
Profondeur du mouvement	Centimétrique	Centimétrique	Centimétrique à métrique	Centimétrique à métrique
Cycles	Journaliers	Journaliers	Saisonniers	Saisonniers
Mécanisme	Mouvement peu profond mais parfois rapide initié par la mise en place de « pipecrakes » ou d'aiguilles de glace lors du gel nocturne. Le mouvement est engendré lors du dégel diurne.	Mouvement peu profond et de vitesse moyenne, initié par une perte de cohésion des particules des couches superficielles du sol lors du dégel diurne.	Mouvement parfois important impliquant une couche de sol relativement épaisse (jusqu'à plusieurs mètres) et qui est provoqué à la fois par le dégel printanier du sol, et par l'humidification de celui-ci par la fonte des neiges.	Mouvement induit par la mise en place de lentilles de glace au-dessus du toit du pergélisol. Ce mouvement est dû à la présence de pergélisol en profondeur qui refroidit la couche active par le bas et permet la croissance de ces lentilles.

Tableau. 5.2 : Les différents processus responsables de la solifluxion. Source : Matsuoka 2001.

Sur le terrain, ces formes de solifluxion se retrouvent à plusieurs endroits, mais principalement sur le versant orienté au NE à l'amont de la Tête du Tronc et de Pra-Gras (Figure 5.37).

En effet, l'ensemble des pentes de ce versant est couvert de débris rocheux, principalement d'origine gravitaire, et est soumis à des mouvements de fluage. On y retrouve différentes formes liées à divers types de mouvements de fluage différents :

- À l'est, nous avons observé de nombreuses loupes de solifluxion de formes variables. Certaines présentent une morphologie en bourrelet et d'autres prennent une forme de loupe typique. On retrouve également des coulées de solifluxion (Figure 5.38).
- La partie amont du versant comprend moins de formes individualisées, mais il présente une surface ondulée qui évoque de légers mouvements de fluage superficiel.
- L'extrême ouest du versant semble enfin soumis à des mouvements plus profonds, comme en témoigne le bourrelet terminal de l'éboulis, ou encore les protalus-ramparts que l'on observe à mi-pente. Dans ce cas, le mouvement est probablement induit par la déformation d'un corps de pergélisol riche en glace.

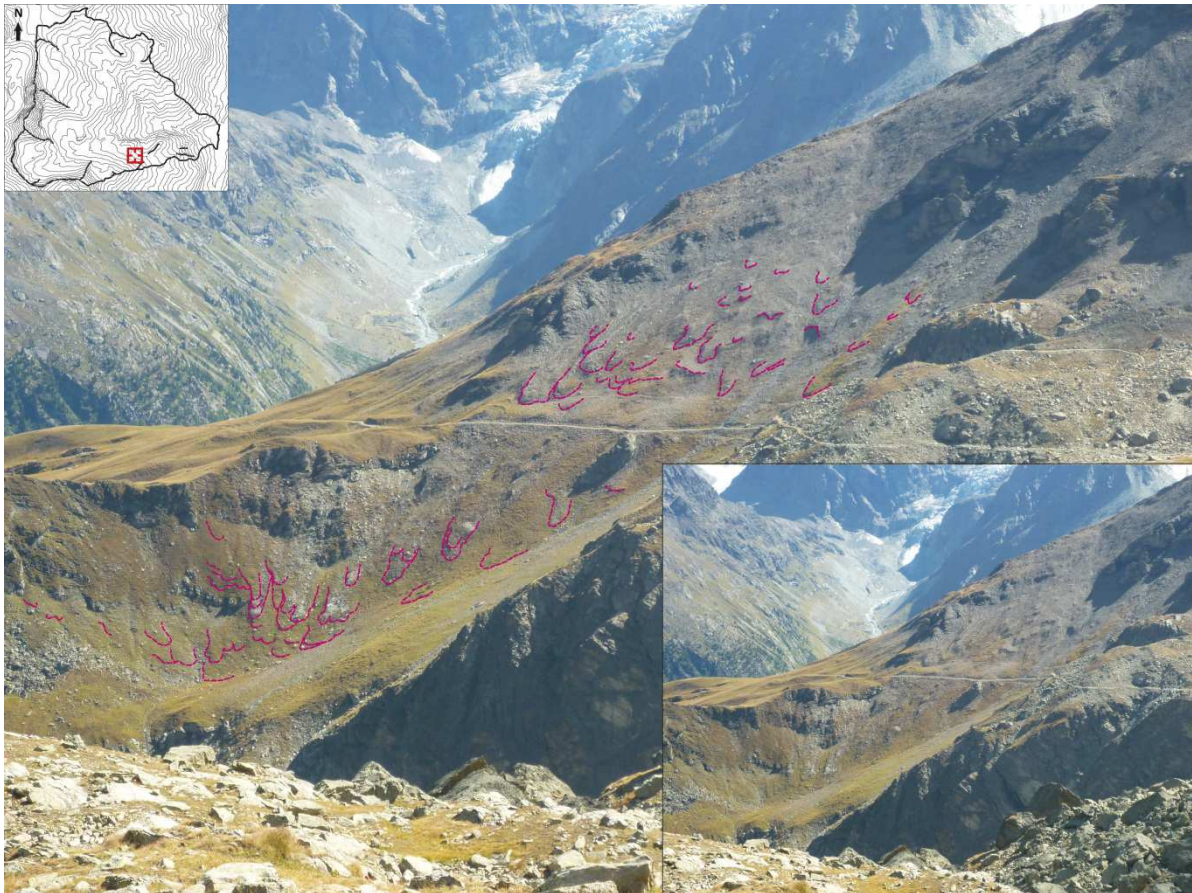


Figure 5.37 : Versant soliflué à l'ouest de la Tête du Tronc. Il comporte de très nombreuses formes de fluage superficiel (traits roses), plutôt actives à l'amont, et fossiles à l'aval, en zone végétalisée.

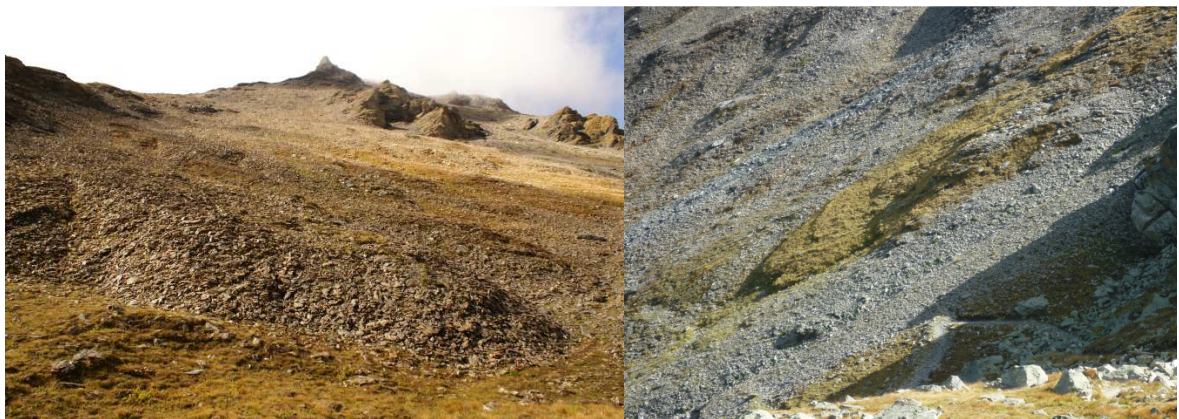


Figure 5.38 : Bourrelet (gauche) et loupe (droite) de solifluxion dans le versant à l'ouest de la Tête du Tronc. La loupe, couverte de végétation, ne semble plus très active. Source : S. Utz (photo de gauche).

Les mouvements de fluage de portions relativement superficielles du sol sont également présents à d'autres endroits sur le terrain. On en observe notamment sur les flancs de plusieurs cordons morainiques PAG, comme par exemple aux Ignes ou dans la marge du Glacier Supérieur des ARA (Figure 5.39). Ce fluage morainique illustre le processus de rééquilibrage des constructions morainiques suite au retrait glaciaire. En effet, ces formes construites se retrouvent souvent déstabilisées par la fonte du glacier qui les a érigées. Le fluage superficiel permet de réduire la pente des flancs des crêtes morainiques et d'augmenter leur stabilité.



Figure 5.39 : Crête morainique solifluée. Il s'agit ici du versant extérieur de la moraine latérale gauche de la langue nord du Glacier Supérieur des Aiguilles Rouges (601070/101374).

A l'instar des glaciers, les formes périglaciaires ont également souffert de l'augmentation des températures depuis la fin des glaciations quaternaires. En effet, le réchauffement provoque un déplacement de la limite inférieure du pergélisol. Si les glaciers ont tendance à laisser de grandes surfaces de till morainique derrière eux lors de leur retrait, les formes de fluage périglaciaire ont tendance à se fossiliser. C'est le cas des glaciers rocheux, qui sont considérés comme fossiles lorsqu'ils ne contiennent plus de glace, mais aussi des formes de solifluxion (Figure 5.40). La plupart des études montrent en effet que les loupes de solifluxion végétalisées sont en général affectées par des mouvements très faibles et représentent plutôt un état fossile (Matsuoka 2001, Rolin 2002). Dans le BV, on observe une transition entre les formes de solifluxion totalement végétalisées et les formes actives entre 2450 et 2550 m.



Figure 5.40 : Protalus fossile près de la Tête du Tronc (forme rose). Celui-ci est recouvert à l'amont par une coulée de solifluxion active (tirets roses). Il est d'ailleurs possible qu'une activité solifluante similaire ait été à l'origine du protalus, durant une époque plus froide. On observe également des loupes de solifluxion fossiles à l'arrière-plan.

Les formes de réorganisation du sol

Comme nous l'avons dit, le fluage périglaciaire se développe dans les secteurs de pente, sous l'action conjuguée de la gravité et du gel. Dans les secteurs plus plats ou au niveau des parois rocheuses, le gel et l'alternance de gel-dégel se matérialisent plus par les processus de gélifraction et de cryoturbation.

La gélifraction est un processus d'altération des roches très répandu. Il est responsable en grande partie du délitage des parois rocheuses et conduit à la création des éboulis lorsque les débris rocheux créés subissent un déplacement gravitaire. Cela dit, dans certains cas, les débris produits par gélifraction restent en place à la surface des rochers. Ils forment ainsi ce qu'on appelle des amas de gélifractions (Figure 5.41).

Les formes issues du processus de cryoturbation sont un peu plus rares. En effet, elles nécessitent la présence de débris rocheux à granulométrie pas trop grossière, et déposés en zone de faible pente.

A l'est du sommet de la Roussette se situe une petite crête schisteuse à sommet plat sur laquelle on retrouve des processus d'altération de la roche, puis de réorganisation des blocs rocheux par l'action du gel. Les roches se délitent et produisent des accumulations de débris qui, soumis eux-mêmes au gel-dégel, se structurent et forment des sols polygonaux ou striés, et des zones de dallage de pierres (Figure 5.42).



Figure 5.41 : L'arête du col des Ignes, couverte d'amas de gelifracts.

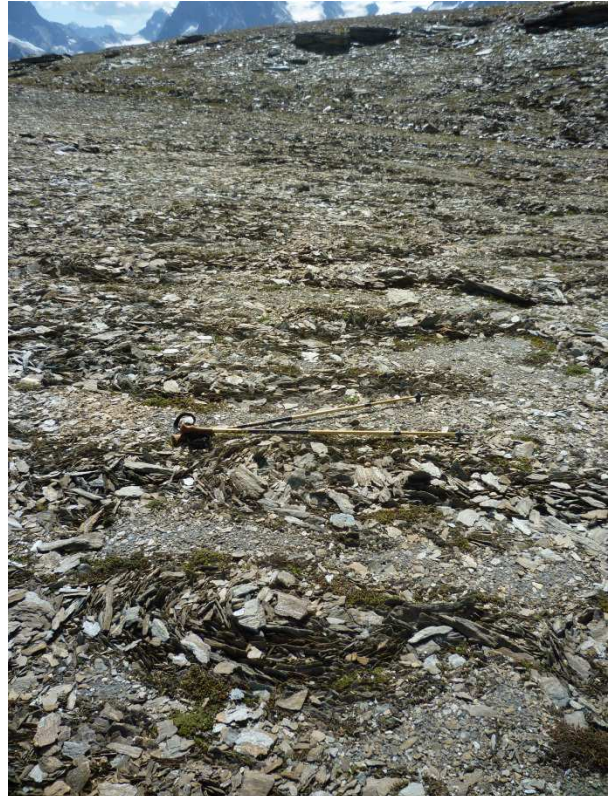


Figure 5.42 : Sols structurés sur le petit sommet schisteux plat (point 2959 m ; 601453/98519).

En fait, c'est l'alternance de gel-dégel qui provoque des mouvements de contraction et de dilatation assez complexes du sol qui entraînent une réorganisation de celui-ci et notamment un tri des matériaux en fonction de leur taille granulométrique (Figure 5.43). Les mécanismes précis de ce type de mouvements, appelés aussi cryoturbation, ne sont pas bien connus (Morard et al. 2009).

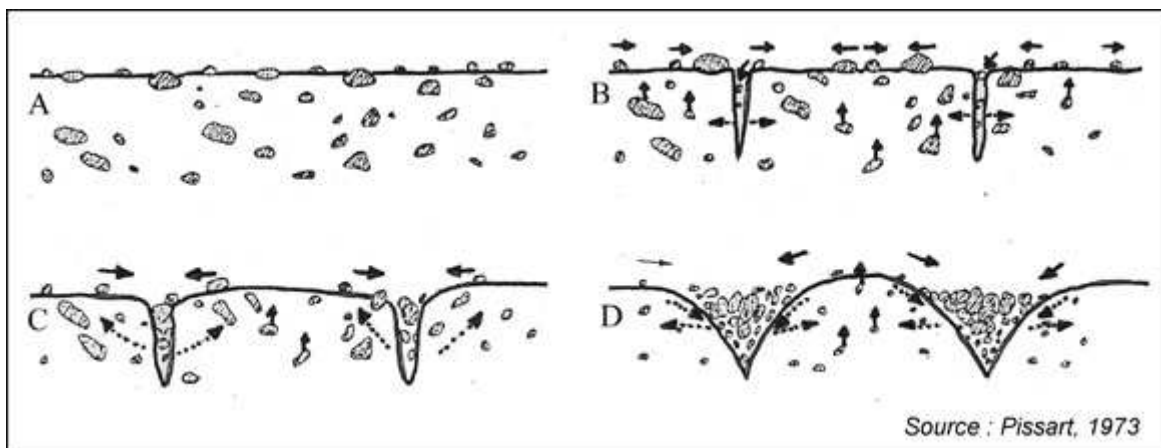


Figure 5.43 : « Hypothèses de formation des petits sols polygonaux de haute montagne, sur la base d'expériences effectuées. A : Soulèvement des cailloux par le gel ; B : Ouverture de fissures de retrait ; C et D : Bombement des centres et déplacements en surface des cailloux par des aiguilles de glace ». source : Pissart, 1973, In : Morard et al. 2009

Relations glaciers-domaine périglaciaire

Les relations entre les glaciers et le pergélisol sont complexes. Comme nous l'avons dit, les zones occupées par des glaciers tempérés actuellement sont plutôt défavorables à l'établissement de pergélisol, et les ensembles sédimentaires récemment désenglacés également (Delaloye 2004). Il existe cependant des situations, très rares, dans lesquelles le pergélisol se reconstruit rapidement suite au retrait glaciaire. Sur le terrain, on observe notamment la présence d'un glacier rocheux au pied de la face SE de la Pointe de Darbonneire (599843/101469), dans un secteur probablement occupé par le Glacier Supérieur des ARA au PAG (Figure 5.44). La formation rapide de ce glacier rocheux pourrait être due à une alimentation importante en débris rocheux issus de l'altération importante par gélifraction des schistes composant le sommet. Il est également possible que cette production de blocs ait recouvert une lentille de glace laissée par le retrait glaciaire et dont la déformation provoquerait le mouvement.



Figure 5.44 : Glacier rocheux récent de Darbonneire. Il est alimenté par le délitage des schistes de la Pointe de Darbonneire et s'écoule juste à côté du Glacier Supérieur des ARA. Source : Google Earth, image du 30/10/2009 (image de droite) et Rémi Thivet (image de gauche).

Ce type de forme renvoie à la problématique du lien entre le retrait glaciaire et la création de néo-pergélisol. Plusieurs recherches (p. ex : Ackert et al. 1998 ; Ribolini et al. 2010) ont en effet montré que dans certains cas l'enterrement de lentilles de glace lors du retrait d'un glacier peut entraîner la création de glaciers rocheux. Cette forme se situerait donc à la limite entre le glacier couvert et le glacier rocheux. Sans investigations plus approfondies (prospection géophysique, par exemple), il est difficile de se prononcer plus avant sur l'origine de cette forme. Elle possède cependant la morphologie d'un glacier rocheux (front, rides de surface, bourrelets), nous la considérons donc comme tel.

Dans la marge proglaciaire des Ignes, on observe également des formes de fluage associées à une présence probable de glace enterrée. Dans ce cas, la morphologie rappelle plus celle de formes de fluage superficiel de type solifluxion, et de ce fait, les mouvements affectent probablement plutôt la couche détritique supraglaciaire (Figure 5.45). On pourrait imaginer que ces formes se soient créées par glissement de cette couche détritique humidifiée sur la surface de la lentille de glace sous-jacente.



Figure 5.45 : Fluage de la couche de débris supraglaciaire sur la surface de la glace couverte dans un versant amont du cirque des Ignes (599373/98575). Les bourrelets témoignant de celui-ci sont présents à gauche, à l'amont du névé.

5.1.2.4. Morphologie gravitaire

Comme son nom l'indique, le domaine gravitaire englobe les formes du relief dont la formation nécessite la mise en mouvement de matériaux par gravité. En milieu alpin, les altitudes élevées et les grandes dénivellations confèrent aux objets une énergie potentielle importante. Dans les secteurs à forte pente, celle-ci est susceptible de provoquer des mouvements de matériaux rocheux par chute ou glissement.

Les processus gravitaires se sont développés et ont pris de l'importance après la période glaciaire. En effet, le retrait glaciaire a entraîné une décompression généralisée des versants et des parois rocheuses, et donc une fragilisation de celles-ci. De plus, le réchauffement des conditions climatiques associé à la libération de nombreux affleurements rocheux par le recul glaciaire ont accru l'importance des alternances de gel-dégel dans le délitage des parois.

Au même titre que les processus torrentiels, ils ont grandement participé à ce que l'on a appelé la crise paraglaciale (Ballantyne 2002), période d'importante production sédimentaire qui a suivi la déglaciation.

Éboulis et éboulements

Les formes les plus courantes du domaine gravitaire de haute montagne sont les éboulis. Il s'agit d'accumulations de débris rocheux caractérisées par :

- Un granoclassement des particules. Le mouvement principal étant la chute, les débris rocheux se déposent en fonction de leur énergie cinétique, qui dépend de leur masse. Les gros blocs ont ainsi tendance à rouler plus loin et plus bas que les particules plus fines. Les premiers cités se retrouvent donc à l'aval de l'éboulis et les second plutôt à l'amont.
- Une pente régulière issue de l'empilement lent et régulier des débris.

Les éboulis prennent en général la forme de cône lorsque la source de matériaux est très localisée (couloir), ou bien celle de voile d'éboulis lorsque les débris ne sont pas concentrés lors de leur chute

(Figure 5.47). Cela dit, au sein du BV des ARA, les dépôts d'éboulis ne sont pas très nombreux. Cela s'explique probablement par la place importante occupée par des dépôts glaciaires et préglaciaires, ainsi que par la résistance des roches présentes. On retrouve par exemple des éboulis dans la région du Mont de l'Etoile et du Mont des Ritses, globalement au nord du périmètre, dans des zones plus fragiles d'un point de vue géologique. Des cônes d'éboulis sont également présents dans la dépression centrale, au pied des parois de la Tête du Tronc (Figure 5.46). Une partie de ces cônes d'éboulis ont la particularité d'être végétalisés, ce qui dénote une faiblesse de l'activité actuelle.

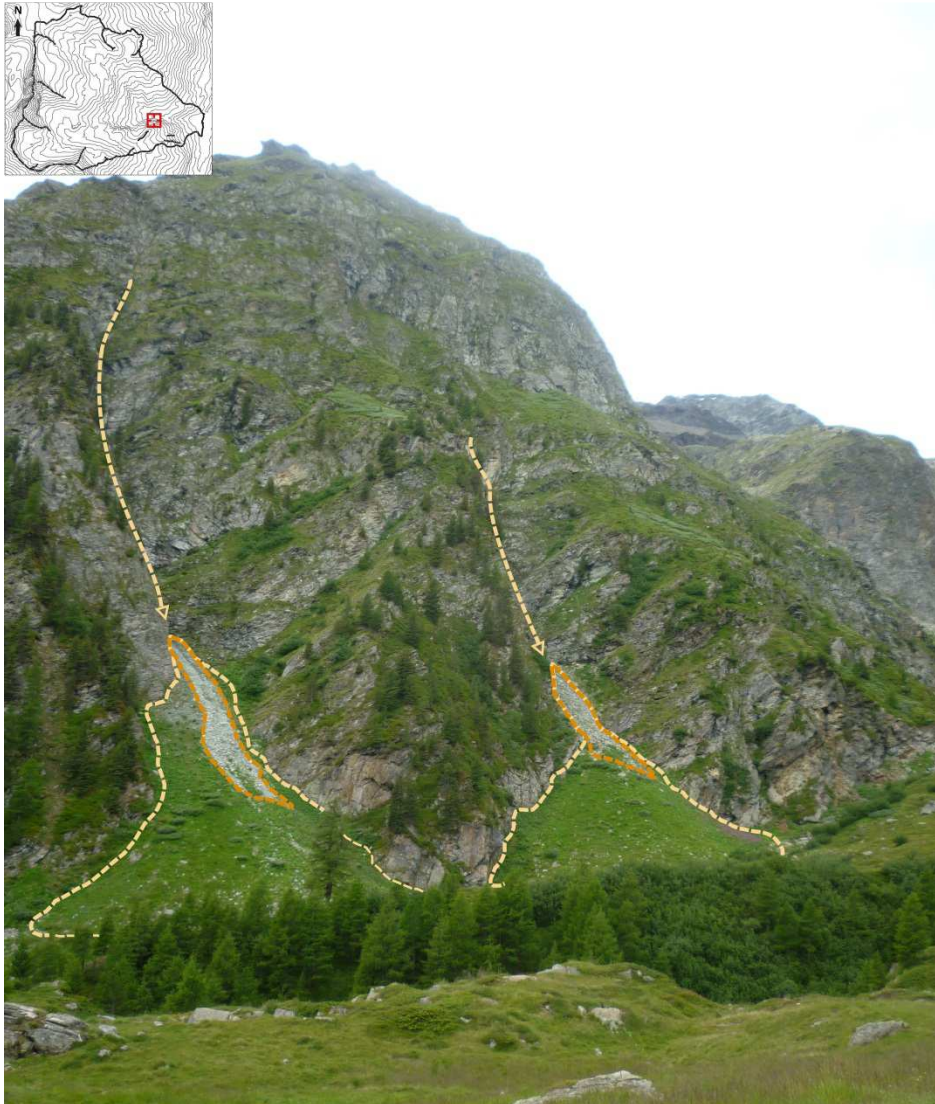


Figure 5.46 : Cônes d'éboulis végétalisés dans la partie aval du BV (traits-tillés ocres pâles). Les couloirs d'éboulis sont bien visibles à l'amont des cônes, et on observe une petite zone encore active au sommet de ceux-ci (ocre foncé).

Parallèlement aux éboulis, on retrouve les dépôts d'éboulements. Si l'éboulis se construit sur de plus longues périodes par l'accumulation successive de débris rocheux de toutes tailles, les dépôts d'éboulement sont souvent liés à une ou quelques chutes de blocs souvent grossiers beaucoup plus localisées dans le temps. On observe ces éboulements à divers endroits sur le terrain, toujours au pied de parois relativement résistantes (Figure 5.48).



Figure 5.47 : Eboulis de serpentinite dans la région du Mont de l'Etoile (601028/101556).



Figure 5.48 : Petit dépôt d'éboulement sous la Tête du Tronc (602283/99199).

Les formes de tassement/glissement

Outre ces formes qui se construisent par la chute de débris rocheux, on dénombre d'autres formes gravitaires qui font intervenir des mouvements généralement plus lents. Il s'agit des processus de glissement/tassement.

Ceux-ci entraînent la mise en mouvement de masses de matériaux relativement importantes par gravité. Comme évoqué plus haut, le retrait glaciaire a entraîné une décompression des versants. En fait, d'une certaine manière, la pression qu'exerçait la masse des glaciers lors du LGM stabilisait les versants. Depuis son retrait, certains versants sont entrés dans une phase de déstabilisation se matérialisant par de grands tassements rocheux. Ce sont alors des morceaux entiers de versants qui se désolidarisent petit à petit et s'affaissent.

Le versant en rive gauche du val d'Arolla se retrouve actuellement dans cette situation. Plus précisément au niveau du BV des ARA, le versant est du Mont des Ritses présente de nombreuses traces de cette déstabilisation (Figure 5.49), notamment la présence de crevasses rocheuses (Figure 5.50), de niches d'arrachement et une morphologie très chaotique qu'on retrouve dans la zone qui domine le Lac Bleu.

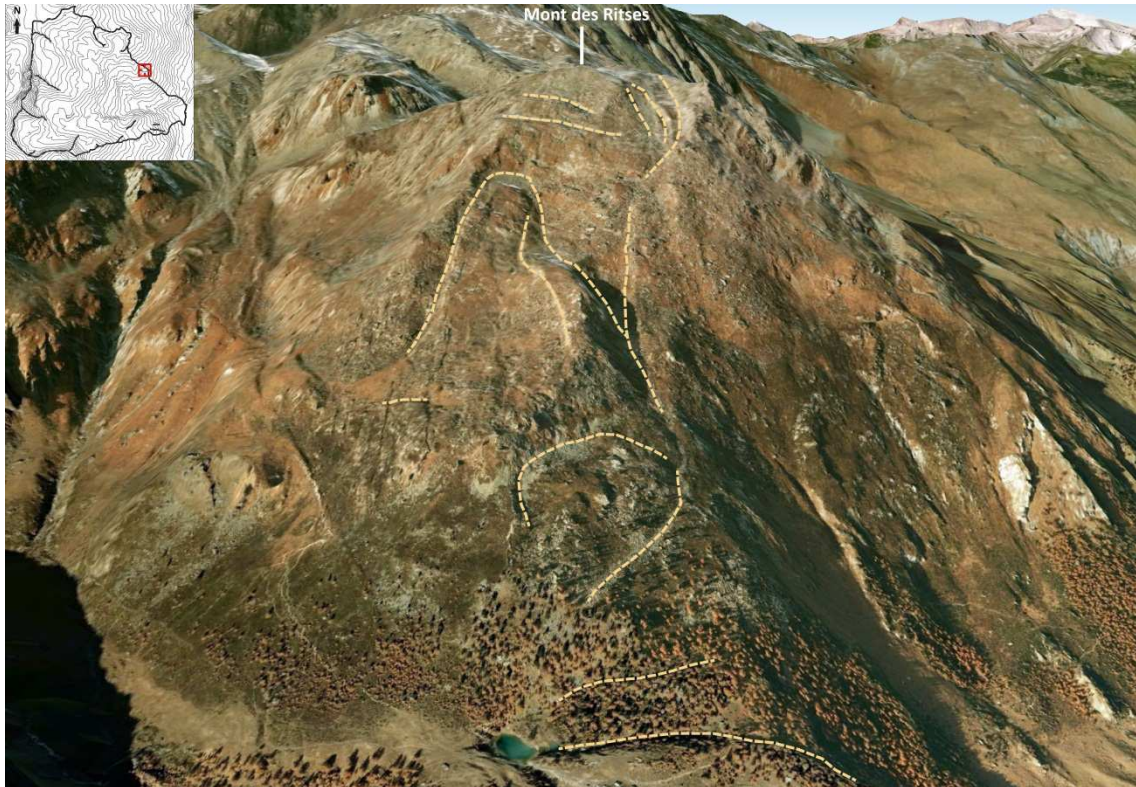


Figure 5.49 : Le versant sud-est du Mont des Ritses. Les lignes en traits-tillés ocres soulignent les fractures issues de l'affaissement de la masse rocheuse. Ce tassement a cependant l'air peu actif actuellement. Source : Google Earth, image du 30/10/2009.

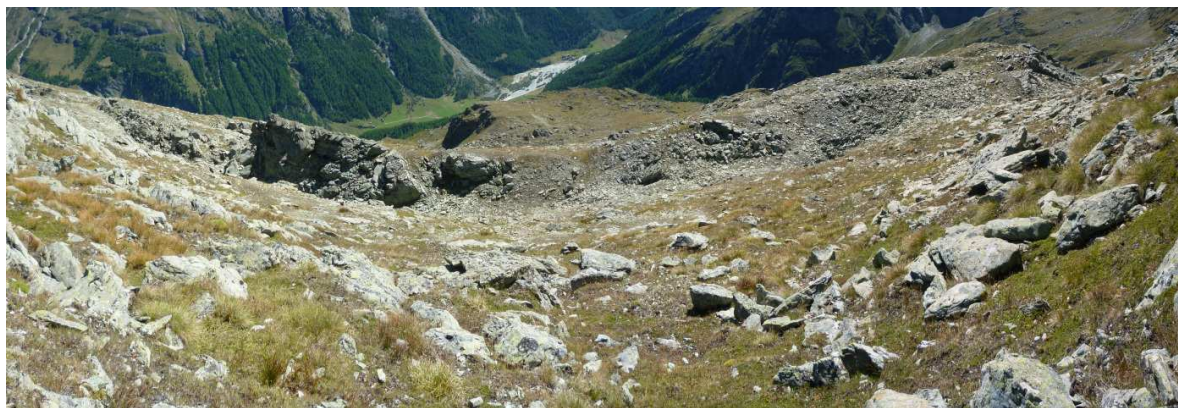


Figure 5.50 : Fracture dans le haut du versant sud-est du Mont des Ritses (voir Figure 5.49). Elle constitue une trace de la déstabilisation de ce versant.

Le versant est du Mont des Ritses, situé en partie dans le BV, constitue la plus grande forme de tassement/glisement présente. Cela dit, de petits tassements rocheux sont aussi présents au centre du bassin et à l'amont de la Tête du Tronc. On observe également un petit glissement de terrain dans cette région de la Tête du Tronc. Ce glissement de petite taille s'est mis en place dans les dépôts morainiques anciens et ne semble pas très actif.

Sur le terrain d'étude, les formes gravitaires sont donc peu nombreuses notamment par rapport aux surfaces d'accumulations glaciaires. Cela est notamment dû au fait que les formes dites gravitaires se définissent comme des formes pour lesquelles le processus principal d'origine est la gravité. Cela dit, la gravité entre en compte dans la création de nombreuses autres formes classées dans d'autres domaines morphogénétiques. C'est le cas des formes de fluage périglaciaire, qui nécessitent

l'intervention de la gravité, mais aussi des nombreux débris rocheux supraglaciaires issus bien souvent de la chute de matériaux depuis les parois surplombant les glaciers.

5.1.2.5. Morphologie fluviale

En montagne, la morphologie fluviale fait largement intervenir les processus torrentiels qui sont abordés plus loin. Nous allons donc simplement évoquer ici les principales formes appartenant à ce domaine et leur origine.

Les circulations d'eau de surface constituent un agent d'érosion, de transport et de dépôt important dans les systèmes montagneux. En effet, la capacité des écoulements à transporter une charge dépend notamment de leur débit et de leur vitesse, qui elle-même est influencée par l'énergie du relief (Anderson et Brooks 1996).

La variation temporelle forte des débits, liée aux périodes de fonte et aux précipitations, mais aussi la structure topographique du BV caractérisée par des secteurs à pente forte et des secteurs plus plats, font fortement varier cette capacité érosive des écoulements et induisent la mise en place de formes d'érosion et de dépôts.

Les formes d'érosion

Les formes d'érosion fluviale sont principalement représentées par le ravinement des formations superficielles (Figure 5.51). En effet, malgré la grande énergie conférée aux écoulements par les dénivellations importantes, le ruissellement de surface possède une capacité nettement plus faible à éroder la roche en place que les glaciers ou même les processus de gélifraction. Cela est d'autant plus vrai que les roches en présence sont résistantes, comme cela est le cas à de nombreux endroits du BV. Le creusement de ravines concerne donc principalement des secteurs d'accumulations sédimentaires préexistantes comme des éboulis ou des dépôts morainiques.



Figure 5.51 : Ravine torrentielle creusée dans les éboulis schisteux à l'aval de la Tête du Tronc. On observe également des dépôts de levées torrentielles de chaque côté de la rigole.

L'action des processus fluviaux consiste donc bien principalement à la remobilisation de sédiments accumulés par d'autres processus. Dans le BV, le bastion morainique central du Glacier Supérieur des ARA est particulièrement affecté par le ravinement. On dénombre également des ravines un peu partout sur le terrain, développées principalement dans les éboulis schisteux et le till morainique non végétalisé (Figure 5.52).



Figure 5.52 : Ravine torrentielle (désignée par les flèches blanches) développée dans la marge proglaciaire du Glacier Supérieur des ARA (600925/100926).

Le ravinement fait souvent intervenir le processus d'érosion régressive, c'est-à-dire qu'en s'enfonçant dans son lit, et en érodant les berges, le cours d'eau peut provoquer une propagation de l'érosion vers l'amont dans l'axe des écoulements. Cette propagation de l'érosion peut également se faire latéralement. Dans les parties aval du BV, ce processus d'érosion régressive latérale est fréquent et se matérialise par la présence de niches d'arrachement fluviale sur les flancs des chenaux (Figure 5.53).

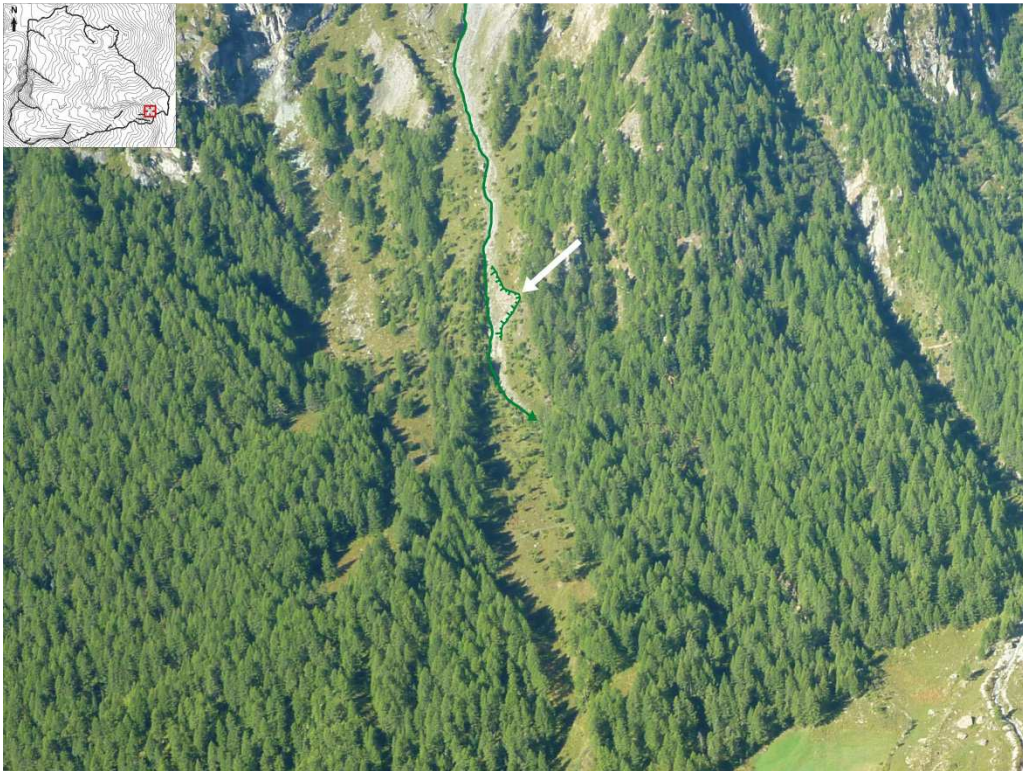


Figure 5.53 : Niche d'érosion torrentielle latérale le long du chenal principal du petit bassin-versant torrentiel sud (voir chapitre 4).

Si l'érosion directe de la roche par les cours d'eau n'est de manière générale que peu marquée, on retrouve tout de même au sein du BV des zones de creusement de gorges dans la roche. Ces gorges témoignent principalement de périodes où les glaciers occupaient un espace plus grand. Elles consistent en effet en des zones d'érosion par les écoulements sous-glaciaires sous pression et chargés en matériaux fins. Il s'agit notamment de la gorge raccordant le torrent de Déchéna à la plaine centrale (Figure 5.54).



Figure 5.54 : Gorge sur le tracé du torrent de Déchéna, située juste à l'amont de la plaine centrale (602220/99919).

Les formes de dépôt

Dans les zones de perte d'énergie des écoulements fluviaux, la baisse de la capacité de transport de ceux-ci entraîne une sédimentation. Les secteurs concernés se trouvent généralement au niveau des ruptures de pente, qui entraînent une perte de vitesse brusque des écoulements et donc le dépôt.

La plaine centrale est particulièrement représentative de ce type de processus. Malgré sa forte végétalisation, on y observe une morphologie assez chaotique construite par l'enchevêtrement de divers chenaux d'écoulements fossiles (Figure 5.55). La rupture de pente nette de cette zone par rapport aux versants amont a conduit les cours d'eau à déposer successivement de grandes quantités de matériaux, et à prendre une morphologie en tresses. Cette morphologie en tresses, qui a disparue aujourd'hui, explique la présence de ces nombreux chenaux fossiles.



Figure 5.55 : La plaine centrale du BV. Sur la photo de gauche, les lignes en traits-tillés verts délimitent les zones où l'on observe ces anciens chenaux, illustrés de plus près par la photo de droite. On observe également sur la photo de gauche le petit tassement rocheux du centre du BV (symboles en ocre).

Le cône de déjection principal résulte lui aussi de cette perte de compétence des écoulements par rupture de pente. Situé au niveau du fond de la vallée d'Arolla, le cône présente un aspect qui témoigne plutôt d'une faible activité (Figure 5.56). Entièrement végétalisé, sa pente est relativement faible et sa surface est presque plane. Seule la partie amont présente une morphologie évoquant une certaine dynamique, avec la présence de débris rocheux. Ce cône semble donc s'être principalement développé lors de périodes plus intenses du point de vue de la torrentialité.



Figure 5.56 : Le cône de déjection, situé au débouché du torrent dans le Val d'Arolla. La partie amont (traits-tillés verts foncés) de la forme possède une morphologie plus chaotique et s'est probablement fossilisée plus tardivement que la partie aval (traits-tillés verts clairs).

Plus à l'amont, on retrouve des accumulations fluviales liées directement au processus de lave torrentielle (voir chapitre 2.3.2). Situés dans les versants, ces dépôts sont principalement consécutifs à la dispersion des événements de crues torrentielles. En effet, les laves torrentielles ont tendance à garder leur énergie lorsqu'elles sont concentrées dans un chenal ou dans une ravine. En revanche, lorsqu'elles sortent du réseau, elles peuvent se disperser dans les versants et ainsi perdre la charge transportée qui se dépose alors sous forme de levées ou de lobes. On retrouve ce type d'accumulation à différents endroits, comme par exemple dans les parois centrales (Figure 5.57) ou au niveau des versants de la Tête du Tronc.



Figure 5.57 : Dépôts torrentiels de versant situés au centre du BV (601555/99744).

5.1.2.6. Formes anthropiques

Le BV ne comporte pas beaucoup de formes à proprement parlé construites par l'homme. En effet, on ne retrouve pas de pistes de ski, ni de digues paravalanches, ni de routes carrossables dans le périmètre du terrain.

En fait, les seuls aménagements anthropiques importants concernent les prises d'eau du système de Grande Dixence SA, ainsi que l'endiguement du torrent au niveau du hameau de Satarma. Ces aménagements sont décrits dans le chapitre 4.

L'action anthropique n'a donc pas vraiment modifié la topographie du BV, mais simplement conduit à la construction de quelques aménagements. Ces aménagements influencent quant à eux les dynamiques géomorphologiques actuelles. Leur rôle, notamment au niveau de l'activité torrentielle du BV, sera discuté plus loin.

5.1.2.7. Autres formes particulières

Le BV présente certaines formes issues d'autres domaines morphogénétiques. Il s'agit principalement des domaines :

- Nival : ce domaine fait intervenir la neige et notamment les avalanches dans la création de formes. C'est par exemple le cas du couloir déboisé qui surplombe le cône de déjection à l'aval du BV (Figure 5.58). Celui-ci résulte du passage probable d'une avalanche qui a créé une zone de souffle.



Figure 5.58 : Couloir de déracinement dû aux avalanches sur les pentes conduisant au cône (traits-tillés bordeaux). La présence de blocs éboulés sur le cône dans l'axe de ce couloir (flèches blanches) évoque également une activité gravitaire.

- Lacustre : on retrouve plusieurs deltas d'origine lacustre dans le BV. Ils se situent tous dans les marges proglaciaires et sont issus de la sédimentation de la charge solide transportée auparavant par des écoulements de surface dont la capacité de transport s'est réduite à l'entrée dans le lac (Figure 5.59).



Figure 5.59 : Dépôt lacustre dans la marge du Glacier Supérieur des ARA.

- Organogène : Il s'agit du développement de sols par altération physico-chimique des roches. Ce processus entraîne la mise en place de petites plaques de végétation sur des secteurs rocheux.

5.1.3. Morphogenèse

De manière générale, la morphologie actuelle du BV est largement héritée des périodes de glaciation quaternaires, et notamment du LGM, mais aussi de la période qui court depuis le retrait glaciaire à aujourd'hui. En effet, lors du LGM pratiquement l'ensemble du BV était couvert de glace. Cette présence de glace a dû fortement modifier la morphologie du BV, à tel point que le relief du BV n'a probablement conservé aucune trace datant d'avant ce dernier maximum glaciaire.

La forme globale du BV dépend fortement cette occupation glaciaire que la région a connue lors des différentes glaciations quaternaires et principalement la dernière (LGM). C'est en grande partie sous l'effet de l'érosion glaciaire que le relief du BV s'est façonné. La morphologie du BV est principalement héritée de ces périodes glaciaires, notamment par la création de zones de surcreusement et par celle des profils transversaux et longitudinaux du BV.

A la suite du LGM (à partir de 18'000 ans environ ; Coutterand 2010), les hautes vallées alpines vont progressivement passer d'un système morphogénétique à dominance glaciaire stable (LGM), à un système en grande partie désenglacé (aujourd'hui). Cette évolution s'explique principalement par des variations d'ordre climatique qui ont entraîné un retrait glaciaire massif.

La déglaciation s'est faite en grande partie lors du Tardiglaciaire dont nous avons déjà parlé auparavant. Ce retrait des glaciers a été entrecoupé de différents stades de récurrence glaciaire temporaire.

Ce retrait est responsable des vastes surfaces de placage morainique ancien présent sur le BV, mais aussi des différentes crêtes morainiques anciennes. Il a également permis la mise à jour d'affleurements rocheux moutonnés.

Cette période de recul glaciaire correspond à une période de transition appelée crise paraglaciale (Church et Ryder 1972). En effet, le réchauffement climatique responsable de la fonte des glaciers a conduit à une déstabilisation du système morphogénétique en place en passant d'un système glaciaire à un système tempéré en partie désenglacé (Mercier 2009). Les crises paraglaciaires caractérisent toutes périodes de déglaciation, et donc notamment la période allant de la fin du Pléistocène (donc le Tardiglaciaire) au début de l'Holocène, mais aussi la période qui a suivi le PAG, par exemple. Cela dit, la crise paraglaciale Tardiglaciaire, qui s'est prolongée au début de l'Holocène est celle qui a eu le plus grand impact sur la morphologie actuelle des zones englacées au LGM, et est donc celle qui est souvent mise en avant dans les publications.

Cette crise paraglaciale, comme toutes les périodes paraglaciaires, se caractérise par l'intervention de processus non glaciaires mais dont les caractéristiques et l'occurrence sont directement liées au retrait glaciaire (Ballantyne 2002). En effet, ce retrait glaciaire a principalement deux conséquences :

- la libération de grandes surfaces de matériaux morainiques meubles et non consolidés ;
- la libération d'affleurements rocheux et de versants rendus raides par l'érosion glaciaire et soumis à des processus de décompression post-glaciaires.

Ces deux principales conséquences du retrait glaciaire, dans ce cas-ci Tardiglaciaire, entraînent une réponse du système caractérisée par (Figure 5.60) :

- L'aggradation de formes périglaciaires. De vastes surfaces sédimentaires ont en effet été libérées des glaces et sont sujettes à l'établissement de pergélisol, dans certains cas riche en glace. On observe alors la formation de glaciers rocheux et autres formes de fluage périglaciaire.
- Erosion fluviale intense des stocks sédimentaires libérés. Le réchauffement climatique provoque la présence d'eau liquide à plus haute altitude et favorise ainsi la torrencialité,

d'autant plus que de grandes quantités de sédiments ont été mises à jour par le retrait glaciaire.

- Augmentation de la gélifraction et de la météorisation des parois. Le retrait glaciaire a également libéré bon nombre d'affleurements rocheux. Ceux-ci peuvent alors être soumis aux processus de gélifraction et de délitage, ce qui augmente la production sédimentaire en altitude.
- Augmentation du transfert sédimentaire gravitaire à cause de la déstabilisation des parois et des versants. La réponse du système géomorphologique à cette déstabilisation caractérisée par une décompression des parois et des versants se fait principalement de trois manières différentes. Soit on observe un ajustement rapide et catastrophique se matérialisant par l'écroulement plus ou moins soudain d'un volume de roche important, soit la déstabilisation entraîne la mise en place de tassements rocheux profonds mais aux mouvements assez lents. La troisième réponse consiste au réajustement progressif du versant par éboulisation ou par de petits éboulements (Ballantyne 2002).
- La déglaciation offre des prises en bas de versant pour l'érosion fluviale régressive. L'érosion fluviale va donc remonter les versants et les entailler petit à petit. Parallèlement, on observe un remplissage des fonds de vallée par des dépôts alluviaux, de type fluvio-glaciaire, mais aussi de type cône de déjection.

La crise paraglaciale constitue donc une période de baisse progressive de la production sédimentaire, mais aussi un changement dans les processus dominants de cette production, ainsi que du transfert sédimentaire. En effet, l'époque glaciaire est caractérisée par une grosse production sédimentaire mais par une dominance presque exclusive des processus d'érosion et de transfert glaciaires. La période paraglaciale voit quant à elle l'intervention d'autres processus de production et de transfert tels que les processus gravitaires et le fluviaux.

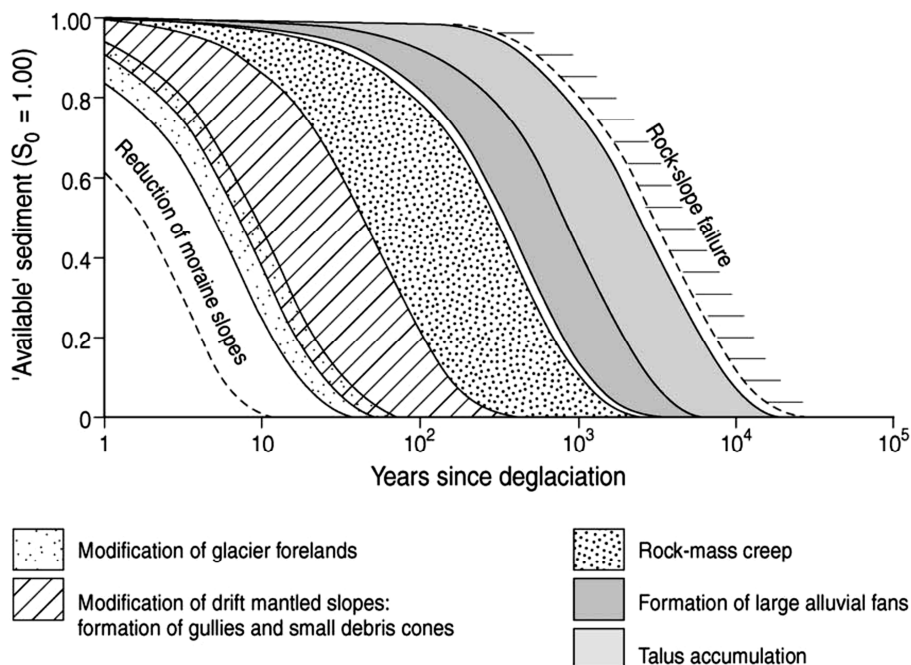


Figure 5.60 : Différents processus caractérisant la période de déglaciation, et le temps nécessaire à ceux-ci pour retrouver un état stable. Source : Ballantyne 2002.

Sur le terrain, il est difficile de savoir l'impact qu'a eu cette période paraglaciale sur la morphologie. Cela dit, certaines formes ou ensembles de formes semblent issus d'une période plus active et non-glaciaire :

- Les dépôts sédimentaires non-glaciaires des parties basses (aval) du terrain, notamment le cône de déjection, mais aussi une série de dépôts gravitaires et fluviaux végétalisés qu'on retrouve au niveau de la plaine centrale. La morphologie de cette plaine centrale est d'ailleurs probablement héritée de processus fluvio-glaciaires et fluviaux paraglaciers.
- Le grand tassement rocheux du Mont des Ritses semble issu du retrait glaciaire et de la décompression du versant. Il présente en effet tous les signes d'une déstabilisation assez ancienne

Suite à cette période de crise climatique, les environnements alpins sont revenus à un système plus stable, malgré quelques légères variations climatiques engendrant de petites fluctuations glaciaires telles que celle du PAG. Ces fluctuations holocènes des glaciers ont engendré de petites crises paraglaciers de très faible amplitude qui ont eu une influence bien moins importante morphogénétiquement parlant que la crise de la fin du Pléistocène et le début de l'Holocène.

Les espaces englacés sont devenus plus rares et occupent les tranches d'altitude les plus élevées dans les Alpes. Les zones libres de glace, situées en altitude également, sont le théâtre de processus périglaciaires, gravitaires, fluviaux, etc. actifs.

Les zones plus basses au niveau des fonds de vallée, se sont progressivement fossilisées, ou ont en tout cas diminué d'activité avec la baisse progressive des conditions énergétiques.

Actuellement, le système entre dans une période de réchauffement prononcé et surtout rapide qui risque d'entraîner une certaine déstabilisation et une petite crise paraglacière (Scapozza 2012), avec le retrait glaciaire actuel et la déstabilisation plus ou moins prouvée du pergélisol.

5.2. Dynamique sédimentaire contemporaine

5.2.1. Cascade sédimentaire générale

Nous avons vu dans le chapitre théorique que les processus de transfert sédimentaire s'organisaient en cascades sédimentaires selon les directions des pentes principales. La cascade sédimentaire générale du BV des ARA est assez complexe. En effet, la morphologie du relief du BV favorise un emboîtement des processus et la présence d'affleurements rocheux raides et de zones planes entraîne une variation dans l'énergie des processus. La taille du BV rend également cette analyse plus complexe par rapport à celles définissant les systèmes de transfert sédimentaire d'un versant. En effet, la forme du BV résulte de la coalescence de plusieurs sous-bassins-versants.

Pour pouvoir tirer des informations concernant la cascade sédimentaire du BV, nous avons donc pensé à la réalisation d'une carte, qui synthétise cette cascade en représentant les stocks sédimentaires et les voies de transfert (Figure 5.61). Cette carte donne également des indications dynamiques en classant les zones d'accumulation sédimentaire et les transferts en deux classes : active et inactive. Les accumulations sédimentaires actives désignent les stocks sédimentaires dont l'alimentation en matériaux s'effectue toujours régulièrement, et l'adjectif inactif qualifie les stocks fossiles. Pour ce qui est des transferts sédimentaires, lorsqu'il y a mouvement régulier de matériaux, le transfert sera considéré comme actif.

L'analyse de cette carte dite « géosystémique » permet de tirer quelques enseignements sur la cascade sédimentaire qui caractérise ce bassin-versant et sur son fonctionnement.

5.2.1.1. Répartition spatiale des zones de transfert

Cette carte permet tout d'abord de mettre en évidence les zones d'activité et les secteurs fossiles (Figure 5.62). Les secteurs d'activité correspondent aux endroits où les formes d'accumulation sont

insérées dans la cascade sédimentaire de manière active, en étant alimentées en matériaux et en fournissant les échelons inférieurs.

Sur le terrain d'étude, ces zones actives ont une répartition spatiale particulière, avec deux principaux secteurs actifs (Figure 5.62) :

- l'ensemble de la partie haute du BV (au-dessus de 2900 m environ) ;
- la zone intermédiaire caractérisée par de fortes pentes (entre 2450 m et 2850 m environ).

Il est logique que la partie amont du BV soit active. En effet, elle correspond aux secteurs influencés par le gel et les précipitations solides. Il s'agit principalement des zones encore englacées actuellement, ainsi que des hautes parois rocheuses soumises à la météorisation et donc accompagnées de dépôts d'éboulis actifs. De ce fait, l'activité glaciaire et la présence de gélifraction des parois rocheuses expliquent cette activité caractérisée par une production sédimentaire importante, notamment sous forme de chute de matériaux, puis de transfert principalement glaciaire. Sur la carte géosystémique, nous avons considéré comme actifs uniquement les glaciers présentant encore la capacité de déplacer les débris incorporés dans la masse de glace ou couvrant celle-ci. Les différentes lentilles de glace présentes notamment dans la marge des laves sont donc considérées comme inactives en terme de transport puisqu'elles ne se déplacent plus. On remarque également sur cette carte que les glaciers représentent les seuls stocks glaciaires actifs puisqu'ils sont encore alimentés en sédiments, contrairement aux dépôts morainiques.

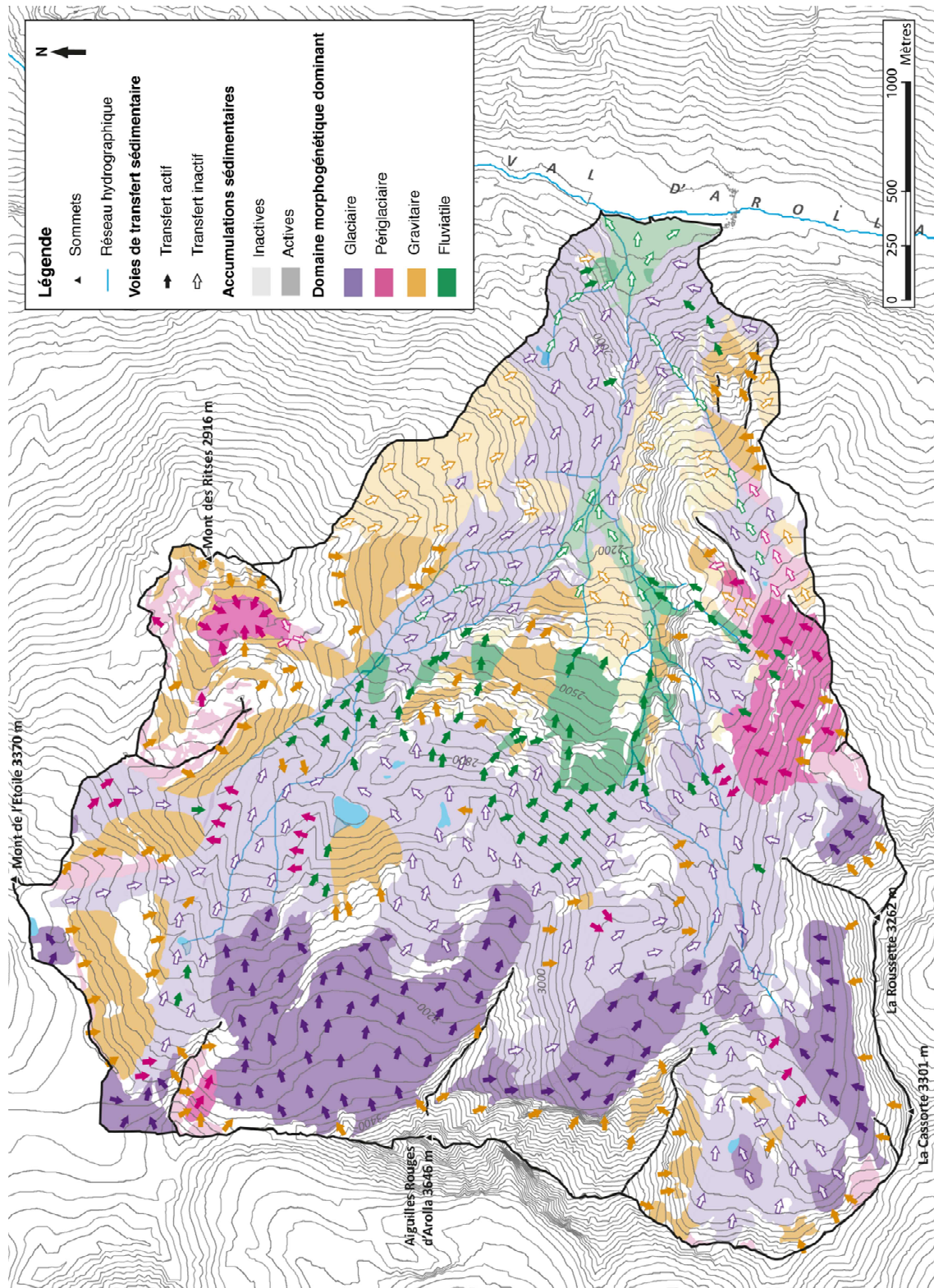


Figure 5.61 : Carte « géosystémique ». Elle représente la cascade sédimentaire du BV.

La zone intermédiaire à forte pente représente le deuxième secteur d'activité important. Cette zone se situe globalement entre les altitudes de 2450 m et 2850 m et il semble que ce soit la topographie qui explique le plus la dynamique. En effet, les pentes raides permettent un gain d'importance de la force de gravité qui induit les mouvements de matériaux. On y observe effectivement des formes d'origine gravitaire, mais aussi fluviatile et périglaciaire. Cette zone est alimentée en sédiment par la météorisation des parois, mais aussi par la remobilisation de matériaux essentiellement morainiques provenant de l'amont. A cet échelon-là, ce sont plus les processus torrentiels qui relient les formes entre elles. On observe également quelques zones de transport par fluage superficiel, ainsi que des stocks sédimentaires gravitaires, souvent des dépôts d'éboulement.

Par contraste, on retrouve également deux grandes zones inactives sur le terrain (Figure 5.62) :

- les zones les plus à l'aval du BV ;
- Les surfaces des secteurs désenglacés depuis la fin du PAG.

Dans les secteurs aval, on retrouve de nombreuses accumulations sédimentaires fossiles, et notamment des dépôts fluviatiles, gravitaires et morainiques, déposés probablement lors de la crise paraglaciale de la fin du Pléistocène et du début de l'Holocène. Ces dépôts sédimentaires sont pour la plupart végétalisés et du fait de leur ancienneté, ils ne sont évidemment plus alimentés régulièrement en matériaux. Ces formes ont un aspect souvent adouci et leur couverture végétale les rend également peu actives en terme d'alimentation de la cascade sédimentaire en sédiments.

Les secteurs de marges proglaciaires holocènes, et généralement PAG, sont quant à eux non-végétalisés. Ils concernent de grandes surfaces sédimentaires non-consolidées qui ne sont plus actives car les glaciers responsables de leur formation ont reculé depuis le PAG. Cela dit, dans certains cas, ces accumulations morainiques PAG sont remobilisées par d'autres processus, comme le fluage périglaciaire, le ravinement ou par de petits mouvements gravitaires. Ces mouvements restent en général très localisés et sont cantonnés à cette zone globalement inactive. Ils ne sont donc pas d'une grande signification dans l'évacuation de la charge sédimentaire vers les parties aval du BV.

A noter également qu'une partie de ces dépôts morainique PAG se situe dans la zone active intermédiaire. Ces accumulations ne sont évidemment plus alimentées en matériaux, mais elles sont remobilisées par des processus actifs. Il s'agit principalement des faces externes des crêtes frontales et du bastion central.

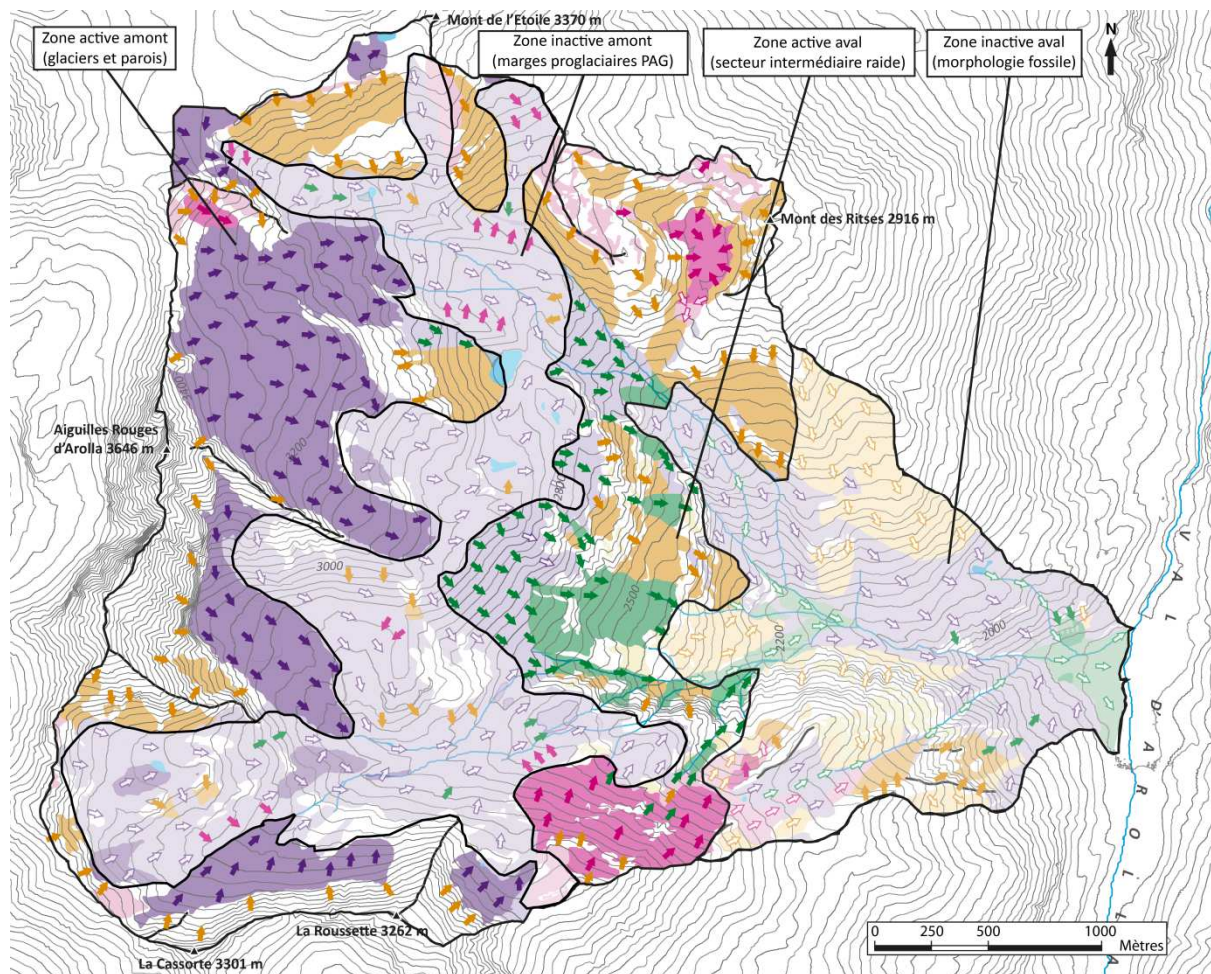


Figure 5.62 : Répartition spatiale de ces quatre grandes zones : deux zones actives du point de vue de la production et du transfert des sédiments, et deux zones à activité faible (zones pâles).

5.2.1.2. Le rôle des différents processus dans la cascade sédimentaire

L'analyse de la cascade sédimentaire permet également d'introduire une réflexion sur la place et le rôle que peuvent avoir les différents processus présents sur le terrain dans les transferts sédimentaires.

Tout d'abord, cette carte montre qu'il existe quatre domaines de processus principaux qui influencent la dynamique sédimentaire. Il s'agit bien sûr des domaines gravitaire, glaciaire, périglaciaire et fluviatile. Les autres processus que l'on retrouve au sein du BV n'ont qu'une influence modérée sur les dynamiques de transferts et ne concernent généralement que de petites surfaces. C'est par exemple le cas des processus nivaux ou lacustres.

Des accumulations issues de ces quatre domaines, les dépôts glaciaires occupent la plus grande surface. Cela dit, on se rend compte que les secteurs où la production sédimentaire glaciaire est encore active sont relativement peu nombreux. Il s'agit des zones englacées actuellement. En effet, les glaciers sont ici considérés comme les stocks sédimentaires glaciaires actifs du BV. Les glaciers comprennent dans leur masse une certaine quantité de matériaux que l'on qualifie d'intraglaciers et de supraglaciers. Ces matériaux proviennent à la fois de l'érosion glaciaire et de la chute de blocs sur la surface de glace.

La quantité de matériaux transportée ainsi que la lenteur de ce transport permettent de considérer les glaciers à la fois comme de stocks sédimentaires, mais aussi comme des agents de transport. Les dépôts intra- et supraglaciaires constituent des stocks sédimentaires actifs puisqu'ils sont régulièrement alimentés en matériaux.

Au contraire, les dépôts de till morainique laissés par le retrait glaciaire ne sont plus alimentés et constituent des stocks fossiles. La plupart des secteurs de dépôts morainiques sont donc inactifs, ou hérités. Ils se sont pour la plupart créés durant le Tardiglaciaire ou suite au PAG. Dans les parties les plus basses du BV, cette inactivité se traduit par un recouvrement des accumulations morainiques par la végétation, ce qui les rend également moins actives du point de vue de l'alimentation de la chaîne de transfert en sédiment. Les accumulations plus récentes, principalement PAG, participent de manière plus significative aux transferts, n'étant pas encore stabilisés par la végétation.

Le domaine périglaciaire domine quant à lui les secteurs d'altitude non englacés, ou non récemment désenglacés. On peut imaginer qu'une plus faible présence glaciaire aurait permis une extension plus grande de ce domaine sur le périmètre du BV. On remarque sur cette carte la limite inférieure du domaine vers 2550 m. En terme de transfert sédimentaire, les processus périglaciaires sont principalement représentés par les mouvements de fluage et les masses de sédiments qui y sont associées. A ce niveau, les formes de fluage profond sont les plus importantes en terme de volumes transportés. Ainsi, les glaciers rocheux peuvent être de bons vecteurs de transport de matériaux, alors que la solifluxion, qui concerne la portion superficielle du sol, représente des volumes de sédiments nettement plus faibles.

Les processus périglaciaires et notamment le gel-dégel sont également responsables de la production d'amas de gélifracts et de sols structurés, comme nous l'avons vu dans la partie précédente. Cela dit, ces formes ne sont pas très importantes en terme de dynamique sédimentaire et de transport de matériaux. C'est pour cela qu'elles sont moins prises en compte ici.

Le domaine gravitaire se particularise par sa dispersion au sein du BV. On retrouve des dépôts gravitaires un peu partout sur le terrain. Les zones d'accumulations actives, et donc encore alimentées en matériaux, sont toutes situées plutôt dans les parties hautes du BV. La répartition des formes gravitaires dépend également largement des pentes puisque celles-ci se développent principalement sous les secteurs de parois rocheuses à pente très raide. On notera également une certaine concentration de formes plutôt fossiles dans les secteurs de basse altitude (en dessous de 2400 m). Les formes gravitaires englobent également les tassements rocheux. Les tassements présents sur le terrain sont ici considérés comme inactifs car leur aspect évoque des mouvements assez faibles. En effet, ils sont situés dans des zones végétalisées et se caractérisent par une éboulisation assez faible.

Le modelé fluvial occupe quant à lui les espaces centraux et aval du BV. On observe également une distinction entre les formes fossiles, souvent végétalisées, situées à nouveau plutôt dans les parties aval du BV, et les formes toujours alimentées régulièrement, généralement situées dans les secteurs intermédiaires du BV. Les processus de transferts fluviaux consistent principalement en des phénomènes torrentiels intenses. Il s'agit en effet de processus de transfert réellement efficaces. Les processus d'érosion plus classiques et continus des écoulements de surface par la suspension ne sont pas pris en compte ici car ils ne représentent que des masses très faibles de sédiments transportés.

Ces quatre domaines morphogénétiques et les processus qui y sont associés interagissent donc au sein de la cascade sédimentaire pour mener à bien le transfert des masses de sédiments de l'amont vers l'aval. Chaque processus participe à ce transfert et possède bien souvent un rôle assez bien défini dans la chaîne de transport.

En effet, l'activité sédimentaire du BV des ARA se caractérise par un ensemble de processus de production sédimentaire primaire et de formes de stockage primaire issues de cette production, puis d'un ensemble de processus de transfert secondaires et de dépôts du même ordre, etc. Il est donc possible de définir une hiérarchie de processus et donc le rôle de chacun d'eux dans cette cascade (Tableau 5.3).

Les affleurements rocheux constituent la source primaire de sédiments, comme cela le cas dans tout système. A partir de là, il existe des processus de production que nous qualifierons de primaires. Il s'agit principalement de l'érosion glaciaire et de la météorisation des parois. Ce terme « météorisation » englobe les différents processus d'altération de la roche en place (le principal en haute montagne est la gélifraction). Le terme anglais « weathering » exprime mieux ce concept de météorisation des parois, qui provient de l'intervention de processus physico-chimiques liés principalement aux conditions climatiques (l'humidité, la température, etc. « weather ») sur la roche en place. Ces processus sont les principaux producteurs de sédiments meubles dans le BV.

Les matériaux produits par l'érosion glaciaire sont généralement directement transportés par le glacier. Ce transport est certes lent mais il comprend souvent des quantités de sédiment importantes. Cette lenteur du transport glaciaire et la quantité de sédiment transporté (intraglaciaire et supraglaciaire) fait que les glaciers constituent également un stock de sédiments à part entière. Nous considérerons donc ici les glaciers comme des stocks sédimentaires primaires par le biais des sédiments intraglaciaires qu'ils comportent. Les dépôts morainiques seront au contraire considérés comme des stocks secondaires car ils résultent d'un transport.

Dans le cas de la météorisation, il arrive que les débris rocheux restent sur place et créent des amas de gélifractions. Lorsqu'ils ne restent pas en place, c'est souvent la gravité qui provoque leur mouvement.

Les amas de gélifractions constituent donc les deuxièmes stocks primaires de sédiments meubles sur le terrain, au même titre que les débris intraglaciaires. Les accumulations sédimentaires déposées à la suite du transport gravitaire (éboulis, accumulations supraglaciaires, éboulements) seront classées comme stocks secondaires.

C'est ensuite que la cascade sédimentaire se complexifie puisqu'un nombre important de processus intervient au niveau de ces stocks secondaires (moraines et dépôts gravitaires) en provoquant le transfert des sédiments vers l'aval et vers des stocks tertiaires.

Au niveau du BV, ces processus de remobilisation sont principalement le fluage périglaciaire profond ou superficiel, mais aussi l'érosion fluviale. Il arrive également que certains dépôts situés dans des pentes raides se déstabilisent et se mettent en mouvement par gravité. Les accumulations créées par ces remobilisations peuvent être considérées selon notre classement comme tertiaires.

	Primaire		Secondaire		Tertiaire	
	production	stock	transfert	stock	transfert	stock
Glaciaire	érosion glaciaire	Matériaux intraglaciales	Transport glaciaire	moraine construite et placage morainique	transport glaciaire des matériaux supraglaciales	placage morainique, moraine construite
Périglaciale	météorisation (gel-dégel, plus d'autres processus d'altération)	amas de gélifracsts	/ /		fluage	glaciers rocheux, éboulis fluants, solifluxion
Gravitaire	/ /		chute, glissement, tassement	éboulis, éboulements, masses tassées, glissements, matériaux supra-glaciaires	chute	Remaniement gravitaire de dépôts morainiques, de glaciers rocheux, ...
Fluvatile	/ /		/ /		processus torrentiels	cônes et accumulations fluviales, dépôts fluvio-glaciaires, dépôts de laves torrentielles, etc.

Tableau 5.3 : Hiérarchisation des processus dans la cascade sédimentaire du BV.

Le tableau 5.3 ci-dessus synthétise globalement la hiérarchie qui existe entre les processus constitutifs de la chaîne de transferts. Cette hiérarchie comporte des similitudes avec la synthèse réalisée par Otto et Dikau (2004) dans le Turtmantal (Figure 5.63).

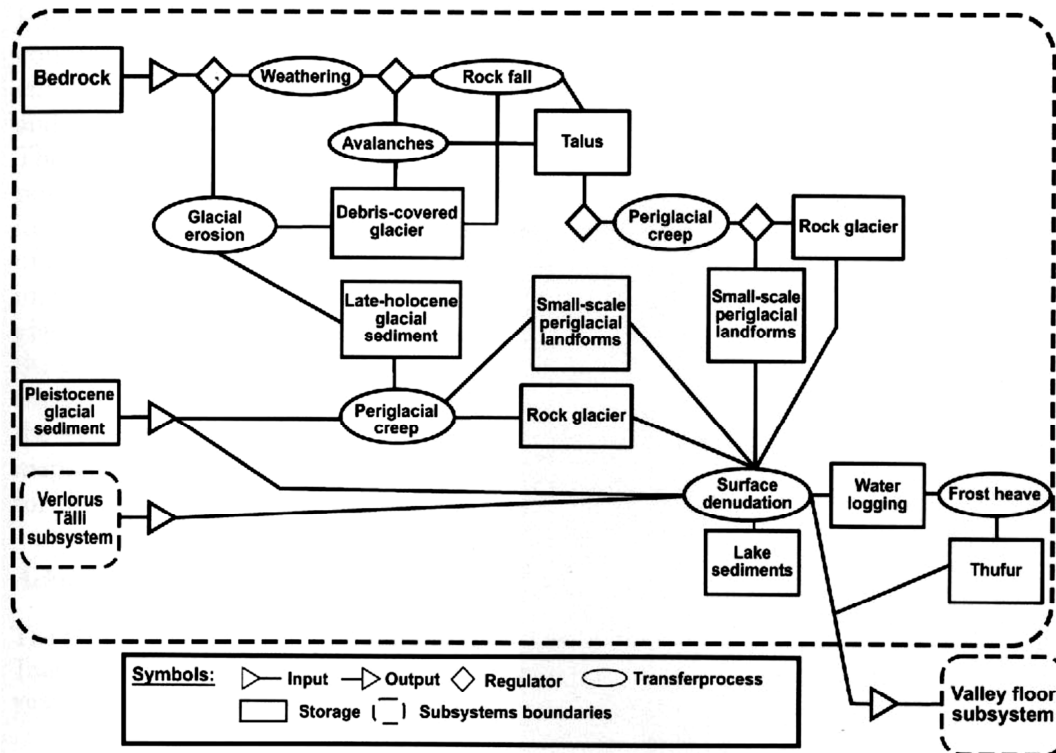


Figure. 5.63 : Schéma systémique de la cascade sédimentaire d'une vallée secondaire du Turtmantal. On y observe notamment le rôle de production sédimentaire de la météorisation (weathering) et de l'érosion glaciaire. Source : Otto et Dikau 2004.

5.2.1.3. Exemples de toposéquences

Pour illustrer cette hiérarchie des processus au sein de la cascade, et le rôle de chacun dans les transferts, nous avons isolé quelques toposéquences (Otto et al. 2009) représentatives des processus de transfert sédimentaire du BV (de la Figure 5.64 à la Figure 5.67, ainsi que la Figure 5.69). La situation de ces toposéquences sur le terrain est donnée par la Figure 5.70°.

a) Les Ignes :

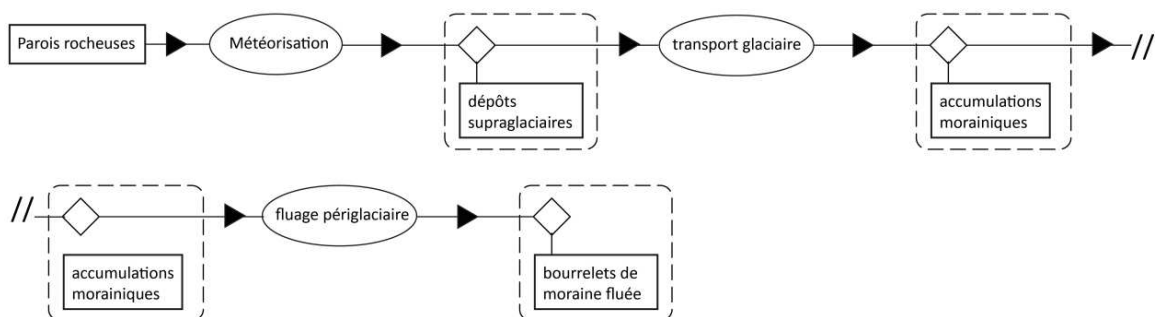


Figure 5.64 : Toposéquence générale des Ignes.

On observe une rupture de la cascade sédimentaire dans la Figure ci-dessus (Figure 5.64). En effet, les zones où la production d'accumulations morainiques est encore active sont peu importantes, et ces dépôts très récents sont rarement directement remobilisés. Les accumulations morainiques remobilisées par fluage sont des formes héritées du PAG principalement. Il n'y a donc pas de

continuité entre la production de matériaux morainiques et la remobilisation des moraines par fluage périglaciaire.

b) Région du Glacier Supérieur des Aiguilles Rouges et des pentes aval :

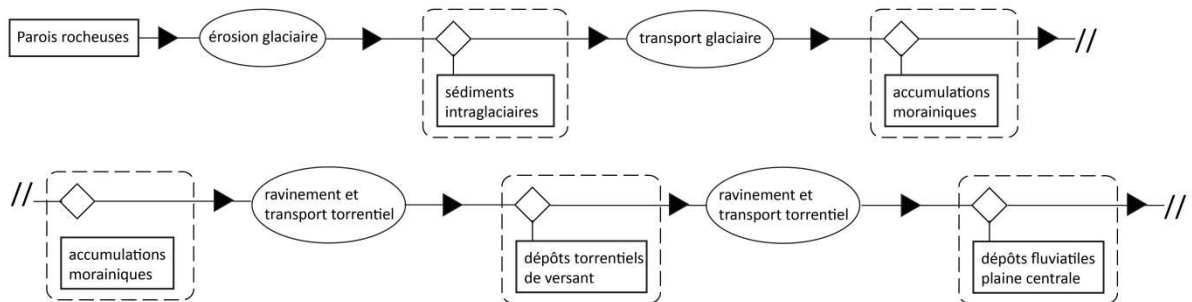


Figure 5.65 : Toposéquence générale du secteur des Aiguilles Rouges Supérieur.

Cette toposéquence illustre à nouveau cette déconnexion entre la production morainique actuelle et les sédiments morainiques PAG servant de source de sédiments aux transferts. On remarque également ici le rôle de l'érosion fluviatile torrentielle essentielle dans le remaniement de ces stocks hérités. Ce transfert torrentiel se fait souvent en plusieurs étapes au sein d'un versant avant d'atteindre les fonds de vallée.

c) Grands-Creux :

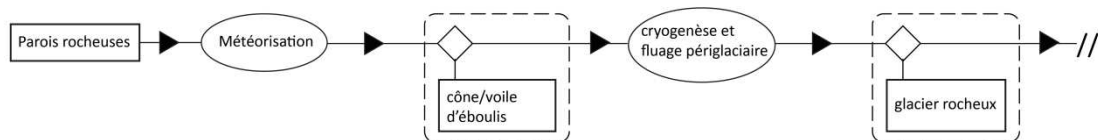


Figure 5.66 : Toposéquence générale du secteur des Grands-Creux.

Cette toposéquence est très représentative des systèmes de haute montagne, avec la production d'éboulis qui alimentent des glaciers rocheux. La particularité ici vient du fait que le système est fermé. On retrouve un bout de cascade sédimentaire déconnecté du reste. Les accumulations sédimentaires représentées par les glaciers rocheux se déplacent lentement vers le fond d'une dépression fermée où elles sont stockées sans être remobilisées.

d) Versant à l'ouest de la Tête du Tronc :

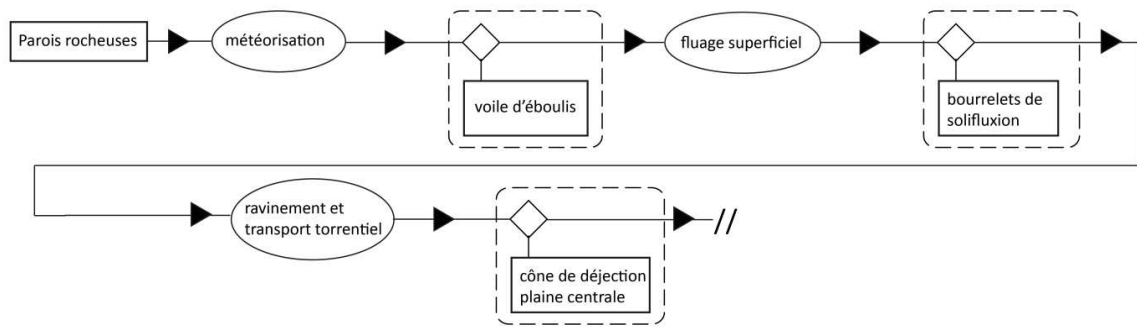


Figure 5.67 : Toposéquence générale du versant à l'ouest de la Tête du Tronc.

Le fluage périglaciaire endosse ici un rôle de transition sédimentaire. Les mouvements de fluage apportent les sédiments gravitaires vers le réseau de transport fluvial. Ce rôle est ici assez modéré du point de vue des quantités de matériaux transportés, mais dans certains cas il peut être essentiel. On notera que, comme pour les toposéquences précédentes, la chaîne de transfert s'arrête avant d'atteindre le cône de déjection.



Figure 5.68 : Le rôle transitoire des processus de fluage et notamment la solifluxion, dans les transferts sédimentaires. Depuis la zone de production (entourée en noire), les sédiments sont mobilisés par la solifluxion (flèches roses) et atteignent des zones où l'action torrentielle les remobilise (flèches vertes).

d) Bassin torrentiel sud :

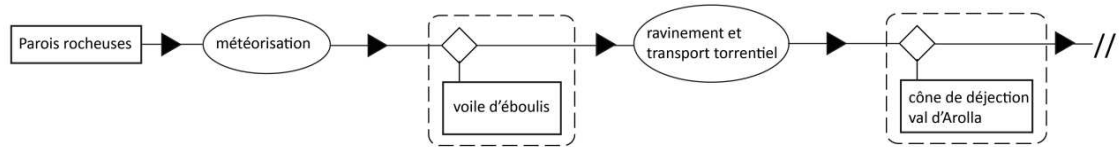


Figure 5.69 : Toposéquence générale du petit bassin-versant torrentiel sud.

Cet exemple représente une toposéquence courte mais complète, ce qui est plutôt rare sur le BV. On y retrouve une production primaire, qui entraîne la création de stocks gravitaires et l'évacuation de ces stocks via des processus torrentiels actifs qui atteignent le cône.

L'ensemble de ces toposéquences sont localisées dans la figure suivante (Figure 5.70) :

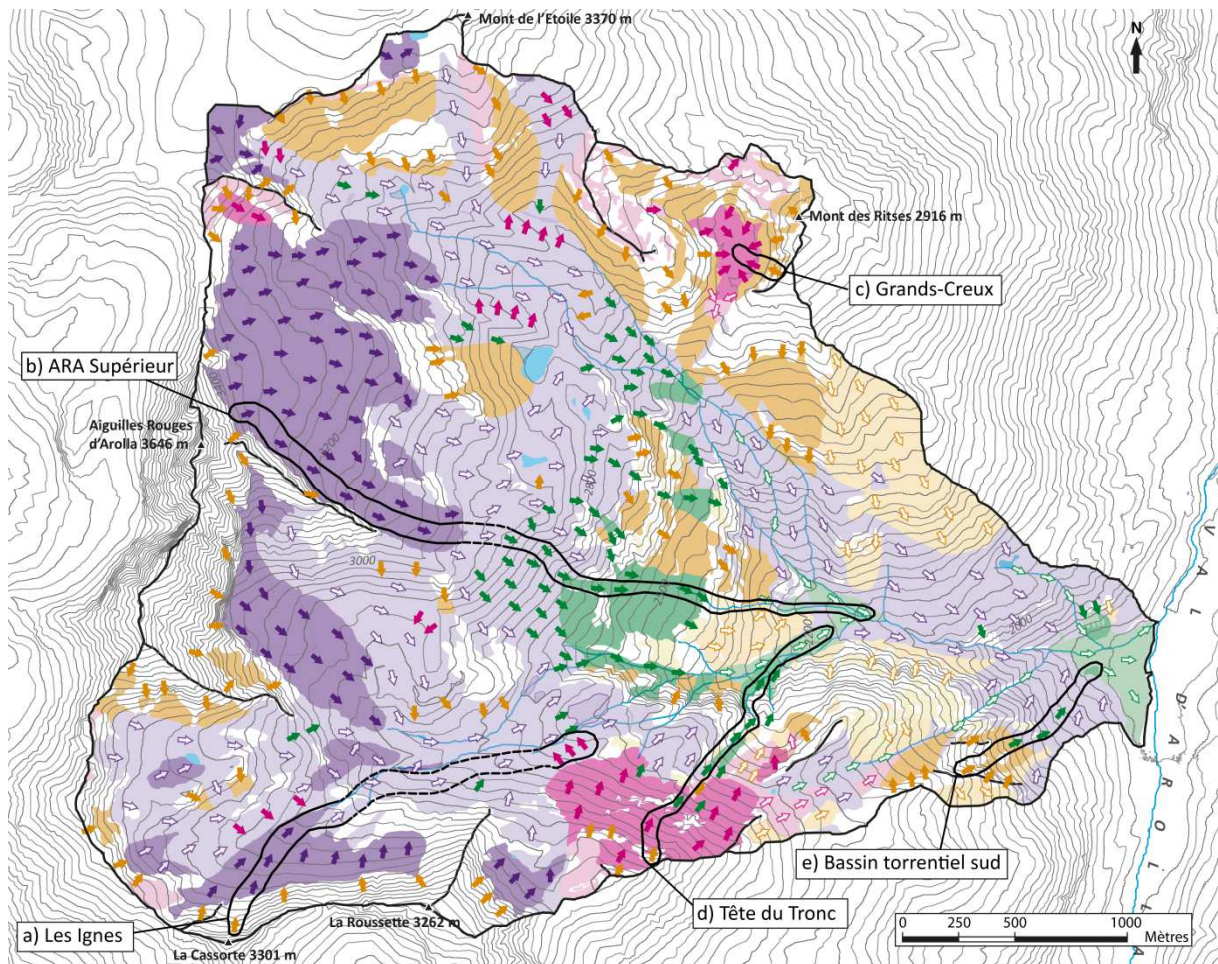


Figure 5.70 : Localisation des toposéquences décrites ci-dessus sur le périmètre du BV.

5.2.1.4. Synthèse sur la cascade sédimentaire générale

En analysant les différentes toposéquences décrites au point précédent, on remarque que celles-ci ne sont pas toujours continues d'un bout à l'autre. Il existe des ruptures entre les maillons de la chaîne. En effet, en plus des deux principales zones où se concentrent les processus actifs, cette carte met en évidence deux grands secteurs d'inactivité. C'est notamment la présence d'une zone d'activité plus faible à l'aval de ces deux zones très actives qui entraîne cette discontinuité générale de la chaîne des transferts sédimentaires.

Ces déconnexions de la chaîne sont explicables en partie par les variations climatiques qui ont engendré un recul glaciaire important à différentes époques, ce qui entraîne la mise en place de vastes secteurs de placage morainique inactifs car non alimentés en matériaux. Ces secteurs de placage morainique représentent en effet de grandes surfaces inactives.

Cela dit, on remarque que cette alternance de secteurs actif et inactif se calque sur la topographie générale du BV. En effet, les secteurs actifs sont principalement situés dans à zones de forte pente et les secteurs inactifs sur des replats. Cela confirme l'analyse de Ballandras (2002) sur le géosystème hydrogravière, organisé selon les pentes.

On remarque ainsi que la topographie générale du BV, qui est construite selon trois paliers successifs de pente faible séparés par des secteurs raides, se calque assez bien avec les secteurs d'activité. La zone active la plus à l'amont se situe dans des secteurs dominés par les parois rocheuses qui constituent les marges du BV. Ensuite, on observe des replats où sont installées les marges proglaciaires holocènes inactives. Plus bas, on retrouve le secteur d'activité du centre du bassin, situé sur des pentes raides également, notamment sur les marges du massif de gabbros central. Ces pentes mènent vers l'aval jusqu'à la vaste plaine centrale, qui marque le passage aux zones aval, situées en dessous de 2400 m et comportant une majorité de dépôts fossiles.

Ballandras (2002) évoquait les systèmes montagnards comme étant hydrogravitaires. Cette carte systémique montre donc bien le rôle de la gravité et des pentes, qui organisent les flux et leur intensité, mais aussi l'importance de l'eau comme agent de transfert. On remarque en effet l'importance des glaciers, du gel, mais aussi des circulations d'eau de surface et des processus torrentiels.

Comme nous l'avons vu, les processus torrentiels sont essentiels dans leur rôle de remobilisation et d'évacuation des sédiments stockés par d'autres processus en altitude. Cela dit, pour que cette évacuation se fasse, il est nécessaire qu'une connexion hydrologique soit présente entre les zones d'accumulation et l'aval. L'activité sédimentaire torrentielle est donc dépendante de cette connectivité qui ne semble pas toujours présente dans le BV. Cela a de grosses implications sur le développement et la propagation des processus torrentiels, mais aussi plus généralement sur l'évacuation de la charge sédimentaire globale du BV.

5.2.2. Activité torrentielle

5.2.2.1. Introduction

On a vu le rôle des processus torrentiels dans l'évacuation de la charge sédimentaire du BV, et notamment leur position dans les toposéquences. Ce rôle est donc essentiel car il permet de joindre les zones de grosse production sédimentaire aux parties basses des BV, voire jusqu'aux fonds de vallée. En règle générale, les transports fluviaux sont faibles du point de vue de la charge transportée. Mais en période de crue, les torrents peuvent être le théâtre de phénomènes de transferts sédimentaires intenses matérialisés par le processus de lave torrentielle. Ce processus que nous avons décrit au chapitre 2 nécessite la présence de matériaux meubles non consolidés et d'eau. L'étude des stocks de matériaux et des caractéristiques qui en font de bons fournisseurs en sédiments ou non permet de définir leur susceptibilité au déclenchement d'événements torrentiels intenses.

Nous avons donc réalisé une carte de cette susceptibilité de déclenchement pour le BV des ARA, pour comprendre l'activité sédimentaire non plus globale mais ici focalisée sur les processus torrentiels. En effet, en plus de leur rôle essentiel de remobilisateur et d'évacuateur de charge sédimentaire, ils représentent un risque lorsqu'ils atteignent les zones habitées.

Cette carte sera présentée et analysée plus loin. Nous allons d'abord revenir sur les indices morphologiques relevés sur le terrain et qui témoignent du développement des phénomènes de transfert sédimentaire torrentiel intenses, ou qui les favorisent.

5.2.2.2. Indices de torrentialité

Sur base de l'analyse géomorphologique que nous venons de réaliser en début de chapitre, il est possible d'identifier quelques indices morphologiques qui témoignent d'une certaine activité d'un point de vue torrentiel, ou qui favorisent l'occurrence des phénomènes de crue torrentielle. Ces indices correspondent principalement à la présence de sources potentielles en eau et en sédiments non consolidés, mais aussi à la présence de formes évoquant une activité récente.

Ces indices morphologiques sont :

- La présence de plusieurs systèmes glaciaires dont la fonte estivale est susceptible d'humidifier de manière importante ces accumulations sédimentaires.
- La présence de lacs proglaciaires qui peuvent éventuellement se vidanger par temps sec et provoquer le déclenchement de crues torrentielles.
- La présence dans le BV de grands volumes de sédiments non consolidés en zone périglaciaire et glaciaire. Ceux-ci sont principalement d'origine glaciaire, mais aussi quelques fois gravitaire. Ils sont en effet susceptibles d'être déstabilisés par le réchauffement des conditions climatiques, et donc par la dégradation du pergélisol.
- La haute altitude moyenne (2800 m), qui favorise d'une part la production sédimentaire par l'importance des précipitations neigeuses et l'influence du gel-dégel, et qui réduit d'autre part la couverture végétale générale du BV.
- La présence de ravines dans plusieurs secteurs du BV. Ces ravines témoignent notamment de l'occurrence d'événements intenses dans le passé.

Tous ces éléments constituent des indices morphologiques subjectifs susceptibles de favoriser l'activité des transferts torrentiels du BV. Ils n'impliquent pas que ce BV soit réellement très actif. Par exemple, la présence de nombreuses ravines torrentielles est certes un indice important, mais certaines d'entre elles montrent un aspect plutôt fossile (Figure 5.71). Certaines ravines ne sont donc plus actives depuis probablement plusieurs années, voire des dizaines d'années, et reflètent potentiellement des épisodes climatiques anciens.

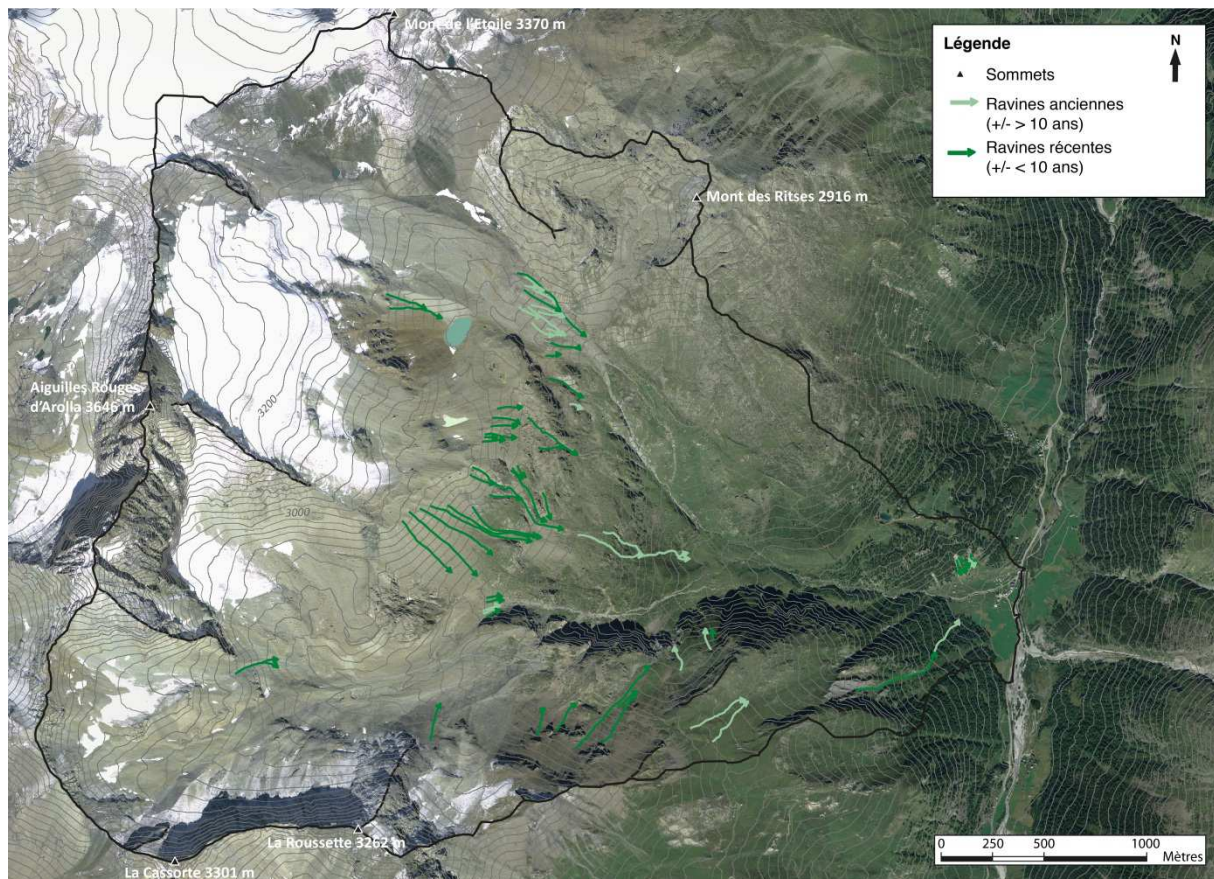


Figure 5.71 : Carte des ravines torrentielles et de leur âge estimé. Fond de carte : swisstopo.

De ce fait, il est nécessaire de pousser l'analyse plus loin en se basant sur d'autres indicateurs d'activité tels que la couverture végétale, les pentes ou la connectivité des stocks sédimentaires. C'est pour cela que nous avons réalisé une carte morphodynamique de l'activité torrentielle basée sur ces indicateurs en reprenant la méthode développée par D. Theler (Theler 2010) et explicitée au chapitre 3.

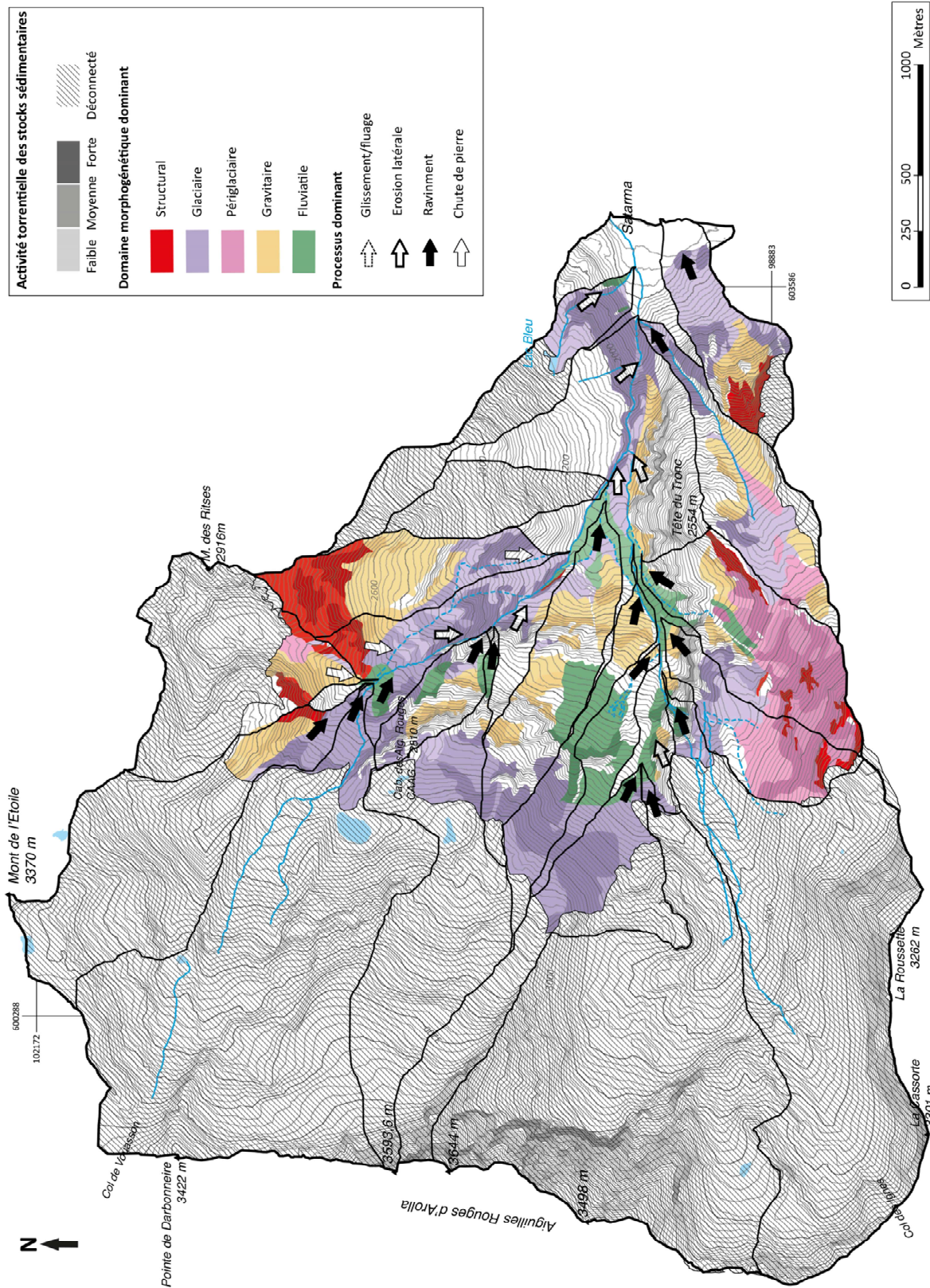
5.2.2.3. **Activité torrentielle du bassin-versant**

La carte d'activité torrentielle produite (Figure 5.72) divise les stocks sédimentaires en quatre classes : déconnectés, faiblement actifs, moyennement actifs et très actifs. L'activité d'une zone d'accumulation peut évoquer deux choses :

- Sa capacité à alimenter le réseau d'écoulement principal, représenté par les deux torrents principaux (le torrent des Ignes et le torrent de Déchéna) ;
- Sa susceptibilité au déclenchement d'événements intenses.

La carte représente également les processus principaux responsables de l'alimentation du chenal par différentes flèches. La méthode Theler (Theler 2010 ; Theler et al. 2010) prévoyait également de classer ces processus par fréquence. Cette étape n'a pas été réalisée ici à cause des difficultés

rencontrée à définir si l'alimentation de chenal se fait régulièrement, occasionnellement au moins d'une fois par an. En effet, la méthode a été testée par D.Theler (2010) sur des systèmes torrentiels plutôt très actifs. Elle n'est donc pas toujours adaptée à des bassins-versants dont l'activité torrentielle est moindre, comme c'est le cas du BV (voir ci-dessous).



Les grands secteurs déconnectés

L'analyse de la carte met en évidence la relative faiblesse de l'activité torrentielle globale. Les zones possédant un potentiel réel d'alimenter le chenal principal en matériaux sont relativement rares et ne correspondent qu'à environ 3km², ce qui représente à peu près 25% de la surface totale du BV. De plus, si on s'intéresse aux zones réellement actives dans la dynamique torrentielle, ou du moins aux secteurs classés comme très actifs par la méthode de cartographie utilisée ici, ceux-ci ne représentent que 10% de la surface totale du BV.

On remarque également l'importante complexité qui peut exister au niveau des différents sous-bassins. En effet, ces sous-bassins sont nombreux et enchevêtrés de manière assez compliquée. Ces sous-bassins présentent généralement une partie amont déconnectée du réseau d'écoulement torrentiel. En effet, la carte met en évidence un fort contraste entre les zones de forte activité torrentielle, ou du moins fortement susceptibles d'alimenter les transferts torrentiels, et les nombreuses zones déconnectées.

Ces zones déconnectées caractérisent principalement tous les secteurs amont du BV. Cette faible connectivité est due principalement à la forme du BV, et notamment à son profil, comprenant un palier rocheux important entre 2400 m et 2800 m selon les endroits. Nous considérons un stock comme déconnecté lorsque celui-ci n'alimente pas le chenal principal en matériaux. Cette déconnexion est ici principalement d'origine topographique car ce sont bien les replats qui freinent les transferts sédimentaires.

Cette déconnexion s'explique dans certains cas par la présence de barrages sédimentaires. On notera par exemple que toute la région du Mont de l'Etoile est déconnectée du reste en partie par la présence de la moraine latéro-frontale du Glacier Supérieur des ARA qui bloque le passage des écoulements (Figure 5.73). Ce processus est également présent dans certaines zones de la marge des Ignes, et de celle du Glacier Supérieur des ARA.



Figure 5.73 : Le rôle de barrage que prend la moraine latérale gauche du Glacier Supérieur des ARA (Traits-tillées violets) entraîne la déconnexion de tout un secteur sédimentaire dans la région du Mont de l'Etoile. Les sédiments ont tendances à se déposer dans la zone plane (surface blanche).

La présence d'infrastructures de captage d'eau de Grande Dixence SA sur le tracé des deux principaux chenaux perturbe également la propagation des crues torrentielles et constitue également un facteur de déconnexion. Sur la carte, nous avons considéré comme connectés certains stocks sédimentaires alimentant le chenal principal à l'amont de ces prises d'eau. En effet, ces stocks ne peuvent pas être considérés eux-mêmes comme déconnectés puisqu'ils alimentent le chenal principal en matériaux. C'est plutôt le tronçon du chenal en lui-même qui est déconnecté. L'impact des prises d'eau se fait donc plus à l'aval, et sera discuté plus loin.

Enfin, l'absence d'un réseau hydrographique bien développé dans certains secteurs, amont comme aval, entraîne cette déconnexion hydrologique.

La déconnexion de la majorité des parties hautes du BV est un facteur explicatif de la faible activité torrentielle globale de cette région. Ballantyne (2002) met en évidence le fait que les accumulations sédimentaires non consolidées ont tendance à se stabiliser avec le temps. Or les zones du BV les plus actives actuellement et les stocks sédimentaires les plus récents sont situés dans ces secteurs d'altitude déconnectés de l'aval. Une grande partie des dépôts sédimentaires les plus instables se trouve donc déconnectée du reste des chenaux principaux. Cette déconnexion hydrologique, liée également à des facteurs topographiques, empêche l'évacuation des sédiments stockés et produit dans ces zones amont. Dans ce cas-là les processus fluviaux, et principalement torrentiels, ne peuvent pas remplir le rôle de remobilisation des stocks produits en altitude par l'érosion glaciaire et la météorisation.

Les zones de fort potentiel d'activité

Cette carte met donc en évidence de grandes zones amont déconnectées. A l'aval de celles-ci, dans des secteurs intermédiaires, on retrouve quelques zones actives et responsables du déclenchement d'événements torrentiels et de l'alimentation de chenaux. Ces zones sont décrites plus loin (Figure 5.75 à 5.79) et sont situés par la carte suivante (Figure 5.74) :

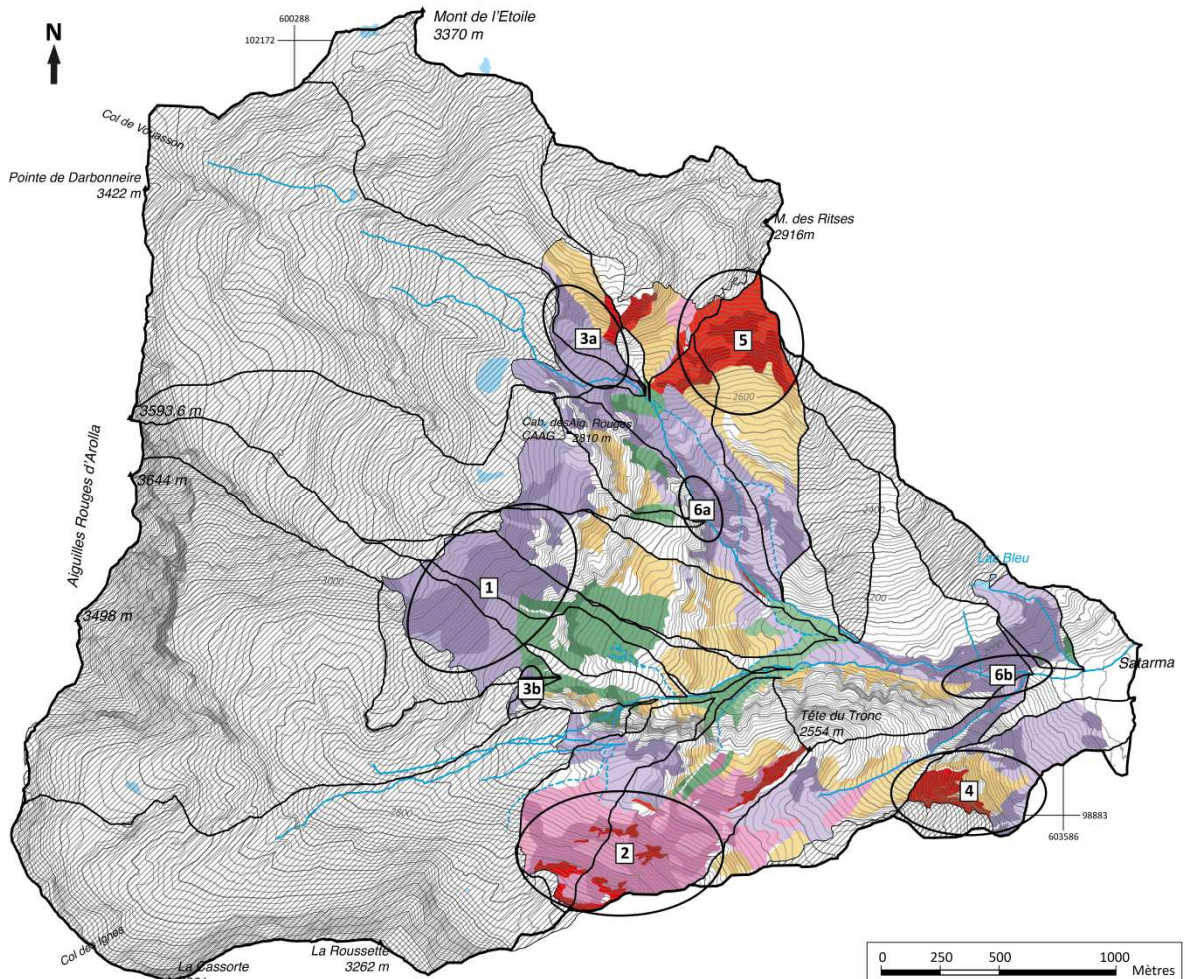


Figure 5.74 : Localisation des principaux secteurs actifs du point de vue des processus torrentiels.

1. le bastion des Aiguilles Rouges Supérieur (Figure 5.75) :

Le bastion morainique terminal du Glacier Supérieur des ARA, construit probablement au PAG, représente une des zones les plus actives du point de vue de la torrentialité. Il s'agit effectivement d'un secteur raide et peu végétalisé, composé de sédiments morainiques non consolidés. Ce bastion est d'ailleurs parcouru par différentes ravines de laves torrentielles dont la plupart semblent relativement fraîches (<10 ans). De plus, le bastion s'est construit sur les marges d'un replat structural et surplombe ainsi des pentes rocheuses assez raides. Ces pentes permettent aux laves torrentielles d'alimenter le chenal principal au niveau de la plaine centrale.



Figure 5.75 : Bastion morainique du Glacier Supérieur des ARA. La lumière du matin fait ressortir les ravines qui le parcourent. On observe également une zone de dépôt torrentiel intermédiaire à l'aval de celui-ci.

2. Versant périglaciaire à l'ouest de la Tête du Tronc (Figure 5.76) :

Ce versant périglaciaire, que nous décrivons dans la partie dédiée à la morphogenèse, comporte de vastes surfaces sédimentaires de type éboulis soumis à des mouvements de fluage périglaciaire de type solifluxion et fluage profond, en lien avec la présence probable de pergélisol. Ces stocks de sédiments en zone périglaciaire et dans un versant raide sont assez propices à une grande activité torrentielle. Le versant dénombre deux principales ravines témoignant de cette activité. Ces ravines relient les stocks, principalement situés au-dessus de 2500 m, jusqu'à proximité du chenal principal au niveau de la plaine centrale.



Figure 5.76 : Versant à l'ouest de la Tête du Tronc. Une ravine est visible sur la droite du secteur sédimentaire central.

3. Les moraines latéro-frontales du PAG des Ignes et de la langue nord du Glacier Supérieur des ARA (Figure 5.77) :

Ces secteurs sont comparable au bastion des ARA, au point près qu'ici les accumulations morainiques sont moins importantes en taille et moins raides. Cela dit, elles se situent dans l'axe des écoulements principaux, et donc directement connectées au chenal principal. Ces deux secteurs sont morphologiquement assez semblables, avec dans chaque cas une crête morainique terminale encadrée de parois et dont l'aspect raviné atteste encore une fois d'une certaine activité torrentielle. Les ravines, par leur aspect, semblent moins fraîches que dans le cas du bastion.

Ces deux secteurs de moraines latéro-frontales font partie de ces zones alimentant le réseau torrentiel à l'amont des prises d'eau. Leur rôle dans la dynamique sédimentaire est ainsi atténué.



Figure 5.77 : Moraine frontale de la langue nord du Glacier Supérieur des ARA.

4. La partie amont du petit bassin-versant torrentiel sud (Figure 5.78) :

Ce petit bassin situé à l'extrême sud du BV est directement connecté avec le cône de déjection. Il s'est développé dans les fortes pentes qui caractérisent les bords d'auge de la vallée d'Arolla. Les parties actives de ce bassin-versant se matérialisent par des parois rocheuses de schistes friables surplombant des dépôts d'éboulis schisteux à pente relativement raide. Ces dépôts sont parcourus par une profonde ravine torrentielle qui se poursuit ensuite vers l'aval en entaillant le placage morainique ancien et couvert de forêt. Cette ravine atteint le cône de déjection où elle disparaît dans un amas de blocs.



Figure 5.78 : Le petit bassin-versant torrentiel sud se découpe au centre de l'image, sur un versant à l'amont du cône de déjection. La lithologie à dominante schisteuse dans laquelle il s'est creusé favorise l'activité torrentielle par l'éboulisation et le ravinement.

5. Éboulis et parois amont du Sex Blanc (Figure 5.79) :

Le Sex Blanc est un alpage situé en rive gauche du BV (602335/100274). En amont de cet alpage, on retrouve les pentes sud du Mont des Ritses, constituées de prasinites très fracturées. Ce versant est par cela relativement instable et les parois les plus élevées se délitent régulièrement et alimentent ainsi de grands cônes d'éboulis à l'aval. Toute la partie amont de cette zone, tant les parois que les éboulis, est caractérisée par des fortes pentes et une grande instabilité. Si ce secteur n'est pas directement connecté aux chenaux torrentiels principaux, il représente tout de même une source potentielle importante de sédiments pour les phénomènes torrentiels.



Figure 5.79 : Parois et éboulis du versant sud du Mont des Ritses. La photo de gauche montre l'ensemble du versant (centre), et la photo de droite a été prise du haut des parois.

6. Divers secteurs raides de placage morainique ancien°.

On dénombre également quelques zones décrites comme actives dans des secteurs de placage morainique Tardiglaciaire et couverts de forêt. Ces zones de placage morainique semblent susceptibles d'alimenter le chenal principal essentiellement par érosion latérale et donc uniquement les portions longeant celui-ci. Or, la méthode de cartographie représente de vastes surfaces comme actives dans ces secteurs aval. Le niveau d'activité de ces zones serait lié aux limites de la méthode cartographique utilisée. Ces limites seront discutées plus loin, dans le chapitre 6.

Les principaux processus d'alimentation du réseau torrentiel

D. Theler (2010) évoque l'intervention de cinq processus principaux dans l'alimentation du réseau torrentiel par les accumulations sédimentaires stockées dans les sous-bassins. Il s'agit du ravinement, de l'érosion latérale, de l'éboulisation, du fluage/glissement et de l'intervention des avalanches de neige.

La plupart des secteurs sédimentaires à activité forte décrits ci-dessus présentent des ravines torrentielles. Le ravinement est en effet le processus principal d'alimentation des chenaux principaux. Les autres processus, comme les glissements, le fluage, les chutes de blocs ou l'érosion latérale sont présents mais de manière moins fréquente dans les BV alimentant les chenaux d'écoulement principaux.

A priori, la faible importance des processus d'éboulisation dans le déclenchement de lave torrentielle ou dans l'alimentation du chenal peut s'expliquer par la grande résistance des affleurements rocheux. En effet, hormis quelques affleurements de schistes (bassin torrentiel sud, amont du secteur de la Tête du Tronc, ...) et de prasinites faillées (Mont de Ritses), les roches du BV (métagabbros,

serpentinites, prasinites) semblent peu propices à l'alimentation régulière des chenaux et au déclenchement de laves torrentielles. C'est pourquoi certains secteurs d'affleurement rocheux connectés n'ont pas été représentés sur la carte. Nous avons simplement considéré que l'activité d'éboulisation de ceux-ci était négligeable. Il s'agit par exemple des parois végétalisées qui plongent sous la Tête du Tronc (prasinites peu fracturées). De plus, certains secteurs parmi les plus actifs du point de vue de la production sédimentaire gravitaire sont situés à l'amont, là où la gélifraction est la plus active, et donc dans des secteurs déconnectés.

Pour ce qui est des phénomènes de glissement de terrain ou de fluage, susceptibles d'alimenter le chenal, ils sont simplement absents du BV. Il existe bien entendu des zones soumises à ce type de processus de glissement, mais elles se trouvent trop éloignées des chenaux principaux pour les alimenter directement en matériaux. Elles alimentent cependant parfois le réseau de chenaux torrentiels par le ravinement, comme cela est le cas à l'amont de la Tête du Tronc (Figure 5.76).

Enfin, dans certaines zones, le processus d'érosion latérale des sédiments est présent et alimente les chenaux en matériaux. Les secteurs concernés sont généralement des zones où le placage morainique ancien borde le réseau d'écoulement. Cela dit, cette érosion latérale concerne souvent de faibles surfaces.

Il arrive également que des avalanches de neige participent à l'alimentation du réseau en matériaux. Ce rôle est difficile à mettre en évidence, tant le terrain ne présente que très peu de traces d'une activité avalancheuse. Il est donc possible que celles-ci jouent un rôle dans l'alimentation du chenal principal mais ce rôle est difficile à quantifier et il est donc ardu de savoir si ce processus est réellement actif et important par rapport aux autres processus.

5.2.3. Synthèse des dynamiques sédimentaires et torrentielles du bassin-versant

De manière générale, les deux cartes produites sont assez bien corrélées. Elles permettent de mettre en avant la spatialité des transferts sédimentaires et torrentiels du BV, et donc son activité globale en termes de production et d'évacuation de la charge sédimentaire.

Le BV peut en effet se diviser en deux grandes zones, elles-mêmes divisées en deux secteurs (Figure 5.80) :

- La zone déconnectée amont, caractérisée par des secteurs amont englacés et où la production sédimentaire par l'activité glaciaire et par la météorisation est encore présente, et des secteurs aval inactifs, où l'on retrouve de grandes surfaces planes de marges proglaciaires couvertes de placage morainique. Cette zone amont est déconnectée de l'aval par la présence de ces zones planes, ainsi que celle de crêtes morainiques latéro-frontales PAG créant par endroit des barrages aux transferts.
- La zone connectée aval, qui comprend des secteurs amont pentus et dominés par ces crêtes terminales du PAG et des secteurs aval majoritairement fossiles et végétalisés. Les secteurs amont sont actifs en termes de transfert et comprennent des stocks sédimentaires propices à l'alimentation des processus de lave torrentielle.

Chaque secteur actif présent sur le BV est donc complété en aval par un secteur moins actif, présentant des pentes moins raides et un plus grand nombre de formes fossiles. Cette caractéristique explique les difficultés du BV à évacuer sa charge sédimentaire. En effet, les faibles pentes freinent les dynamiques en baissant l'énergie des processus et en favorisant les accumulations de sédiments. Une fois stockés à l'aval, notamment au niveau de la plaine centrale, les sédiments ont du mal à être remobilisés justement par la présence de ces pentes plus douces, mais aussi par l'altitude modérée qui limite l'activité géomorphologique.

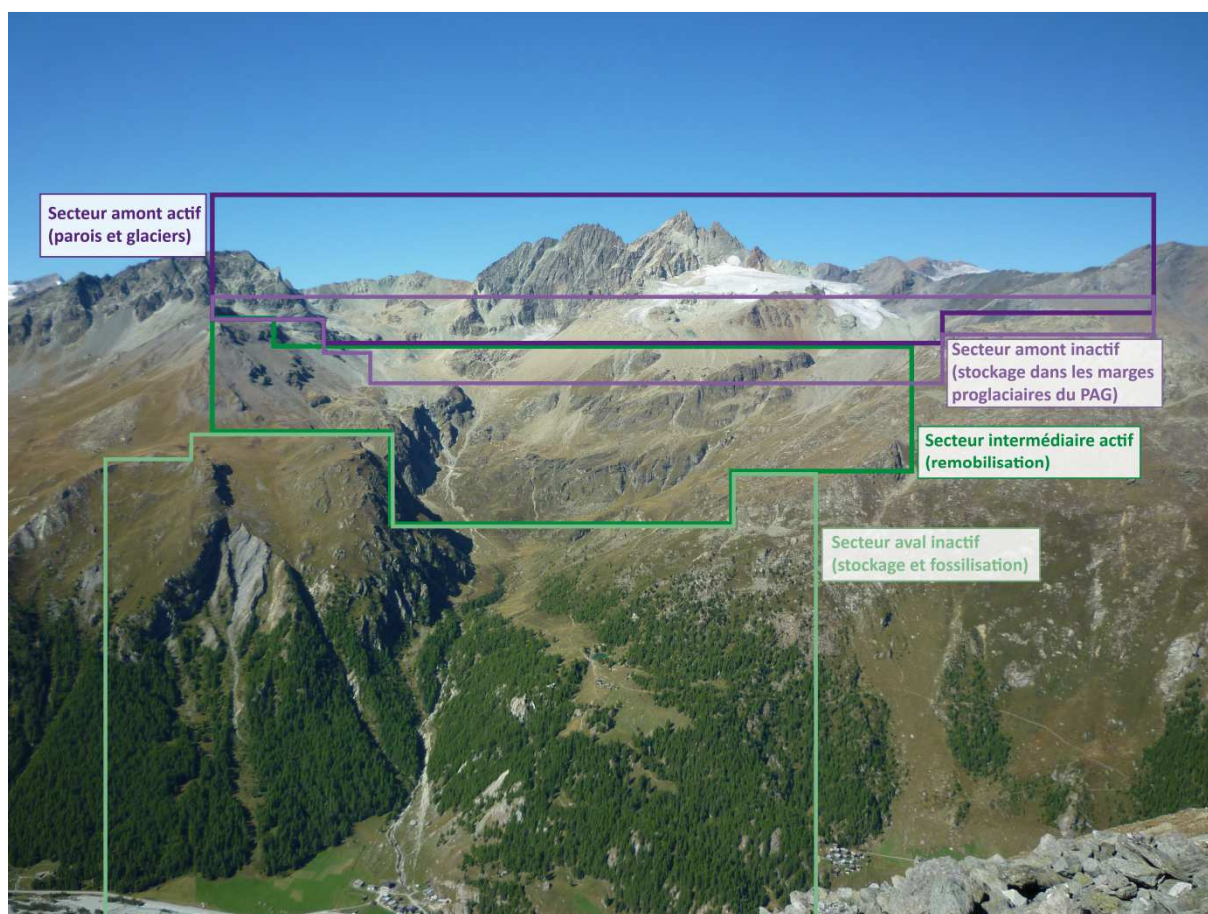


Figure 5.80 : Organisation du BV en terme de transfert sédimentaire.

Un autre élément joue aussi un rôle de frein au niveau du transfert des sédiments vers la vallée. Il s'agit des installations hydroélectriques de Grande Dixence SA. Les prises d'eau, installées sur les deux chenaux principaux, bloquent les écoulements et favorisent le dépôt de la charge sédimentaire charriée. Elles limitent ainsi les transferts sédimentaires amont-aval.

Ces deux caractéristiques expliquent cette difficulté qu'ont les processus à évacuer la charge sédimentaire. Même les processus torrentiels, dont le rôle de jonction entre les zones de stock sédimentaire d'altitude et les vallées est essentiel, n'ont pas une capacité suffisante. En effet, si plusieurs secteurs de stocks sédimentaires sont propices au déclenchement de crues torrentielles ou à l'alimentation du chenal principal, les phénomènes de crue atteignant la vallée semblent très rares. Les laves torrentielles auront en effet tendance à perdre de l'énergie et à se disperser au niveau des ruptures de pente. Elles peuvent également être simplement interceptées par les infrastructures des prises d'eau.

La forme et le profil du BV semblent donc jouer un rôle important dans la dynamique sédimentaire et provoquent une sorte de déconnexion interne au BV (entre les deux zones, amont et aval), mais aussi avec l'extérieur. A titre de comparaison, le BV se trouve plus proche d'une situation de vallée suspendue telle qu'Otto et Dikau (2004) la décrivent, que d'une situation de versant comme on l'observe en rive droite du Val d'Arolla par exemple.

En effet, le versant de la Tsa/Tsarmine, étudié notamment par Lambiel et al. (2004) et Vuilleumier (2011), possède une structure plus simple de versant. On y retrouve donc des parois rocheuses à l'amont, un épaulement glaciaire relativement petit et assez raide en zone intermédiaire et un bas de

versant raide à l'aval conduisant jusqu'à la vallée principale. Dans ce cas, les accumulations sédimentaires stockées au niveau des épaulements sont directement connectées aux fonds de vallée et alimentent régulièrement les cônes de déjection par l'intervention de processus torrentiels ou gravitaires (chutes de pierre) (Figure 5.81).

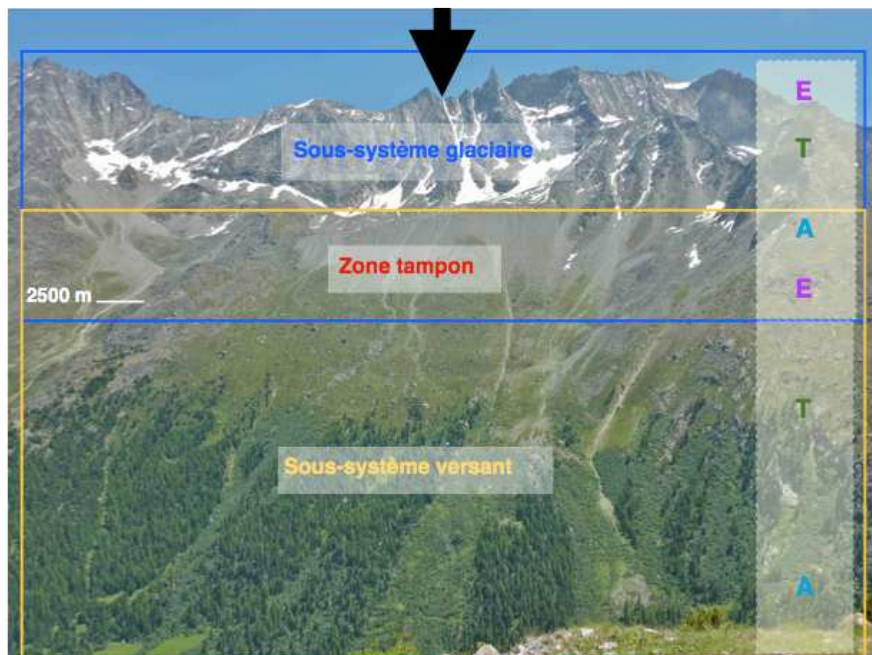


Figure 5.81 : Le système des transferts sédimentaires du versant de la Tsa, en rive droite du Val d'Arolla. On y observe trois zones, et non quatre comme dans le BV des ARA. Le transfert des sédiments se fait de manière plus facile et direct. Source : modifié d'après Vuilleumier (2011)

L'absence de cette plaine centrale, et donc d'une zone de stockage secondaire dans des zones d'altitude modérée, permet une connectivité des stocks sédimentaires beaucoup plus directe. Au niveau du BV, seuls quelques versants surplombant le cône de déjection présentent une connectivité semblable. Cela dit, ces versants sont en général peu élevés en altitude et présentent une végétation importante qui limite l'activité sédimentaire. L'exception vient probablement du petit sous-bassin torrentiel sud pour lequel on retrouve une connexion directe entre les parois, les éboulis schisteux et le cône (Figure 5.78).

Le BV a donc un comportement sédimentaire se rapprochant des vallées suspendues décrites par Otto et Dikau (2004) et également par Otto (2006). Leur analyse de la cascade sédimentaire du Turtmantal montre en effet une déconnexion entre les vallées latérales suspendues et la vallée principale. En effet, le fait que le plancher principal de ces vallées secondaires soit plus élevé que le fond de la vallée principal entraîne cette déconnexion. Ils décrivent en fait les vallées latérales comme des zones de production et de stockage sédimentaire important mais qui n'alimentent pas les transferts vers la vallée principale.

Le BV des ARA peut donc être considéré comme une vallée latérale de surface assez restreinte, et dont le profil morphologique (vallon légèrement suspendue par rapport à la vallée principale) entraîne une déconnexion sédimentaire.

Chapitre VI : Conclusions

Dans ce chapitre, nous allons revenir sur les différentes questions posées dans l'introduction. L'objectif est ici de voir si nous avons répondu à ces questions, de quelle manière, et éventuellement mettre en évidence les points qui n'ont pas pu être éclaircis.

Nous reviendrons également sur la cartographie géomorphologique, méthode utilisée dans ce travail pour répondre à ces questions. Nous examinerons aussi plus précisément les différentes méthodes cartographiques reprises dans ce travail pour savoir si elles sont pertinentes, et éventuellement si certains de leurs aspects mériteraient un approfondissement ou une amélioration.

Enfin, nous terminerons par une conclusion générale où les perspectives ouvertes par ce mémoire seront énoncées.

6.1. Synthèse

Les questions de recherche scientifique de ce travail se divisaient principalement en deux groupes :

- A) Celles concernant purement la géomorphologie et la morphogenèse du BV, c'est-à-dire : quelles sont les formes présentes, comment sont-elles organisées spatialement, et comment s'est construit le relief du BV au cours du temps ?
- B) Les questions concernant plutôt la dynamique géomorphologique contemporaine du BV, c'est-à-dire : quelle est la cascade sédimentaire du BV, quel est le rôle des différents processus dans ce contexte de transfert amont-aval, quel est le rôle des processus torrentiels en particulier, quelles sont les zones sources aux transferts torrentiels, ou encore quelle est l'activité torrentielle du BV ?

Le travail de cartographie géomorphologique, à l'aide de la légende essentiellement morphogénétique de l'IGUL, nous a permis de répondre au premier groupe de questions (groupe A).

Le terrain étude correspond à un BV torrentiel de grande taille, dont la structure est assez complexe et est issue de l'importante érosion glaciaire que la région a connu, principalement lors des périodes glaciaires pléistocènes. Au niveau des formes d'accumulation sédimentaire, les dépôts morainiques dominent le BV en représentant 36% de sa surface. Ces dépôts se sont mis en place depuis le retrait glaciaire tardiglaciaire, à la fin de du Pléistocène. On y distingue les dépôts anciens, datant précisément de cette période du Tardiglaciaire, et les dépôts plus récents, datant du PAG et du retrait qui a suivi. Les glaciers actuels représentent encore 15% de la surface du BV, mais ils sont en situation de déstabilisation climatique et leur dynamique est faible.

Les dépôts non-glaciaires représentent un peu moins de la moitié de la surface du BV. Ils sont répartis en trois processus principaux : périglaciaire, gravitaire et fluviatile. Si les accumulations périglaciaires sont principalement localisées en altitude, au-dessus de 2400m, la répartition spatiale des stocks sédimentaires fluviatiles et gravitaires est nettement moins précise. La mise en place d'un modelé périglaciaire dépend en effet des conditions froides liées à l'altitude car elle fait intervenir le gel du sol dans la construction des formes. Les principales formes observées sont issues de processus de fluage généralement superficiel. Les glaciers rocheux sont assez rares sur la surface du BV, probablement parce que la présence glaciaire est forte. On retrouve également sur le terrain d'autres formes périglaciaires faisant intervenir des masses de sédiments moindres, et résultant de l'alternance de gel/dégel : les sols structurés et les amas de gélifrats. Ces formes périglaciaires ont dû se développer durant l'Holocène, les plus anciennes probablement après le retrait glaciaire tardiglaciaire, et les plus récentes après le retrait glaciaire PAG.

Les formes gravitaires et fluviatiles sont donc plus dispersées dans le BV. On y distingue les formes fossiles végétalisées et des formes actives. En général, les formes fossiles sont situées dans les parties aval et se sont mises en place lors de périodes plus actives du point de vue des transferts

sédimentaires. Il s'agit de cônes de déjections fossiles, de cônes d'éboulis fossiles ou encore de tassements rocheux assez peu actifs et issus de la décompression des versants lors de la crise paraglaciale. Les accumulations actives sont quant à elles présentes à plus haute altitude, dans les versants ou au pied de ceux-ci. Ces formes sont généralement récentes.

La cartographie morphogénétique, et le travail de terrain qui va avec, se sont donc montrés efficaces dans la représentation des formes du BV et consiste en un bon outil pour mettre en évidence la spatialité de celles-ci. La réalisation de cette carte permet également de faciliter la compréhension de la chronologie de la mise en place des formes et de l'évolution des glaciers.

Pour répondre à la deuxième série de question (groupe B), nous avons réalisé deux cartes. La première (carte géomorphologique géosystémique), a permis de synthétiser l'organisation des transferts sédimentaires dans le BV. Nous avons en effet observé que la cascade sédimentaire du BV s'organisait selon deux secteurs actifs et deux secteurs fossiles. Comme nous l'avons vu sur la carte morphogénétique, une de ces zones inactives se situe à l'aval du BV. C'est là que l'on retrouve ces dépôts fluviatiles et gravitaires fossiles et végétalisés, mais aussi des accumulations morainiques anciennes. Le deuxième secteur inactif concerne les marges proglaciaires du PAG, dont les surfaces couvertes de placage morainique ne sont plus alimentées en matériaux. Parallèlement, la carte géosystémique a été utile pour mettre en évidence les deux secteurs actifs du BV, situés d'une part dans les zones encore englacées, où l'érosion glaciaire et la météorisation des parois sont encore actives, et d'autre part dans un secteur intermédiaire à pente généralement assez raide et où les processus périglaciaires et fluviatiles remobilisent des sédiments principalement glaciaires et gravitaires. La météorisation des parois est également active dans cette deuxième zone.

Le rôle des différents processus dans les transferts sédimentaires a également pu être mis en avant. Les principaux processus d'érosion des parois et donc producteurs de sédiments meubles sont l'action des glaciers et l'altération physico-chimique, notamment la gélifraction. Les sédiments produits sont ensuite rapidement transportés par les glaciers ou par l'action de la gravité pour entraîner la formation d'accumulations glaciaires (moraines) et gravitaires (éboulis, couverture supra-glaciaires, éboulements). Les processus périglaciaires et fluviatiles jouent ensuite le rôle de remobilisateurs de ces dépôts.

La deuxième carte se focalisait sur les processus torrentiels. L'intérêt d'étudier plus précisément ceux-ci vient du fait qu'ils jouent un rôle particulier et essentiel dans la cascade sédimentaire mise en avant par la carte précédente, mais aussi parce que les processus de transferts torrentiels, et notamment les phénomènes de lave torrentielle représentent un facteur de risque important pour les infrastructures humaines établies en montagne.

La réalisation d'une carte représentant l'activité torrentielle des stocks sédimentaires avait donc pour objectif de mettre en évidence les secteurs sédimentaires potentiellement les plus susceptibles de fournir les transferts torrentiels en matériaux. Un certain nombre de secteurs ont été identifiés par ce biais-là. Il s'agit principalement de dépôts gravitaires actifs, situés dans des pentes raides, ainsi que des faces externes des crêtes morainiques frontales du PAG. Cela dit, cette carte a surtout permis de souligner la faible activité torrentielle du BV. En effet, si le BV comporte de gros volumes sédimentaires et un certain nombre de secteurs actifs du point de vue torrentiel, sa caractéristique principale provient de ses grandes surfaces déconnectées du réseau torrentiel et incapables d'alimenter celui-ci en sédiment.

Pratiquement l'ensemble des secteurs situés à l'amont des limites de l'extension du PAG des glaciers est déconnecté, que ce soit par la présence de replats rocheux freinant les dynamiques de transfert ou par les barrages créés par les crêtes terminales du PAG. De ce fait, un grand nombre de stocks sédimentaires ne sont pas en position d'alimenter les chenaux d'écoulement principaux.

Le même phénomène se reproduit à l'aval. Les secteurs définis comme actifs le sont parce qu'ils se caractérisent par une pente forte, une faible couverture végétale et une bonne connexion avec les chenaux principaux du torrent. Cela veut dire qu'ils peuvent alimenter régulièrement ces chenaux en matériaux par divers processus, notamment le ravinement, les chutes de blocs ou l'érosion latérale qui sont les processus principaux d'érosion de ces stocks. Cela ne veut pas dire que les processus de lave torrentielle déclenchés dans ces secteurs actifs ou dans les chenaux peuvent se propager vers l'aval. En effet, on note la présence d'une zone plane centrale à l'aval de la plupart des stocks actifs, qui agit comme un frein à la propagation des crues torrentielles. La rupture de pente nette réduit brusquement l'énergie des laves torrentielles et induit une perte de vitesse et de charge solide de celles-ci. La présence de prises d'eau dans les chenaux principaux accentue ce frein.

Les laves torrentielles qui se déclenchent dans le BV se retrouvent généralement bloquées, soit avant d'atteindre les chenaux principaux (secteurs déconnectés amont), soit après, au niveau de la plaine centrale. L'évacuation de la charge sédimentaire du BV est donc assez faible et sa dangerosité du point de vue torrentiel l'est aussi.

Les deux cartes visant à faciliter l'analyse de la dynamique sédimentaire du BV ont donc relativement bien rempli leur rôle, en mettant en évidence la spatialité des secteurs actifs et inactifs, et en mettant en évidence le rôle prépondérant de la topographie du BV comme moteur des transferts par l'augmentation de l'énergie dans les secteurs raides et d'altitude, et la baisse de cette énergie dans les secteurs aval et plats. Ces analyses nous ont permis de conclure que l'évacuation sédimentaire du BV est relativement faible.

6.2. Discussion

La dernière question de notre problématique concernait l'utilisation de la cartographie comme un moyen d'analyse de la dynamique géomorphologique d'un bassin-versant de haute montagne. Nous avons vu ci-dessus que la réalisation de ces trois cartes nous a permis de répondre de manière relativement satisfaisante aux questions de recherche. Les cartes permettent en effet de regrouper l'information sur un document et de représenter celle-ci de manière à faire ressortir de nouveaux éléments.

Cela dit, l'utilisation de la cartographie présente quelques faiblesses également :

- La subjectivité :

Les trois cartes produites dans ce travail présentent des informations issues en grande partie d'interprétations de données récoltées principalement via des observations de terrain. L'information présentée correspond donc à la vision de l'auteur et à ses choix. Une analyse géomorphologique reste quelque chose de complexe. Dans certains cas, les formes sont simples et leur origine ou leur activité ne souffre pas de contestation. Cela dit, dans un certain nombre de cas, une même forme peut être représentée de deux (ou plusieurs) manières différentes. Au même titre que dans certaines situations un processus peut être considéré comme actif ou fossile. C'est là que la subjectivité intervient. Les cartes produites sont influencées par l'expérience personnelle de l'auteur. Ce problème de subjectivité semble difficile à dépasser. Il peut être atténué par la multiplication des points de vue, et donc par l'intervention de personnes extérieures pour contrôler, apporter d'autres avis susceptibles d'enrichir l'analyse du relief sur le terrain et ensuite sur la carte.

- Le manque de données quantitatives :

Le second point faible de l'approche cartographique provient de son aspect qualitatif. Plus particulièrement dans une étude sur le comportement sédimentaire d'un bassin-versant, les données sur les volumes de sédiment ou sur les taux de transfert, d'érosion, etc., sont intéressantes. Sans elles, il est difficile d'insérer l'analyse dans une perspective temporelle. En effet, les cartes représentent la situation actuelle. Nous avons également approché les modalités de l'évolution passée de la géomorphologie du BV par l'utilisation de ces cartes. Cela dit, elles n'offrent pas réellement de perspectives face aux évolutions futures. Des calculs de taux d'érosion et de volumes permettraient d'intégrer une vision à plus long terme à nos analyses. Dans le contexte actuel des changements climatiques, cette vision à long terme est essentielle et ressort de la plupart des études sur les comportements sédimentaires des BV (Schrott et al. 2003). Bien sûr, il s'agit ici d'un travail de mémoire produit sur un temps relativement court et avec des objectifs définis en conséquence. Seulement, l'apport de quantifications permettrait d'ouvrir un peu plus celui-ci aux considérations futures.

Notre analyse cartographique présente donc deux faiblesses générales. Nous allons revenir à présent plus précisément sur les méthodes de cartographie utilisées :

- Cartographie morphogénétique :

La carte morphogénétique réalisée à l'aide de la légende de l'IGUL est efficace dans la représentation de la morphologie du BV. La carte produite est claire, relativement précise et simple à analyser. Cette carte constitue donc une bonne base pour la réalisation des deux cartes suivantes. Elle présente cela dit plusieurs inconvénients.

Sa réalisation sur le logiciel ArcGis entraîne quelques problèmes techniques. En effet, nous avons travaillé avec une geodatabase produite récemment par B. Maillard, chercheur à l'IGUL. Cette geodatabase étant récente, il a fallu composer avec plusieurs problèmes, notamment au niveau de l'exportation des cartes, mais aussi au niveau des couleurs (et contrastes) utilisées pour certains figurés.

La division de la légende de l'IGUL en différents domaines morphogénétiques pose des problèmes d'interprétation de certaines formes. Le principal souci se situe entre les domaines périglaciaires et gravitaires. En effet, de nombreuses formes périglaciaires nécessitent l'intervention de la gravité pour leur développement. Il s'agit essentiellement des processus de fluage et les formes qui l'accompagnent. Par exemple, la forme « glacier rocheux » est classé par la légende de l'IGUL dans le domaine périglaciaire, alors que le fluage plus superficiel est classé dans le domaine gravitaire. Or les recherches actuelles concernant ces formes et principalement la solifluxion, mettent en évidence l'importance du dégel et de la fonte des neiges dans l'aggradation des formes (Matsuoka 2001). La solifluxion devrait donc être reclassée dans le domaine périglaciaire, ce que nous avons fait dans ce travail.

- Méthode Theler :

La méthode de cartographie de la dynamique torrentielle (Theler 2010, Theler et al. 2010), si elle apporte des informations intéressantes sur les processus torrentiels du BV, présente à notre sens quelques points qu'il serait possible d'améliorer.

Cette méthode est relativement ambiguë du point de vue de la détermination des classes de végétation. Celles-ci sont définies par la densité de la couverture végétale, déterminée sur les photos aériennes. Pour les zones à faible couverture végétale, l'opération est relativement simple. Les problèmes proviennent principalement de la limite entre la classe « >75% » de végétation et entre « 75% » et « 30% » de végétation, qu'il nous a semblé difficile de visualiser. D'autres méthodes de délimitation plus automatisées, en lien avec les concentrations de certaines couleurs sur les photos aériennes, pourraient rendre l'opération plus systématique et moins subjective.

Le même problème se pose au niveau de la détermination des classes de connectivité. Les limites entre les classes posées par la méthode sont dans ce cas plus claires et précises, mais c'est bien l'interprétation sur le terrain qui est plus compliquée et, à nouveau, relativement subjective. Une automatisation devrait là encore être possible sur base d'un MNT à haute précision, par exemple.

Enfin, cette méthode semble donner une trop grosse importance aux pentes par rapport aux autres indicateurs (connectivité et couverture végétale). En effet, les secteurs de pente supérieure à 30° sont d'office considérés comme très actifs malgré leur couverture végétale dense, ou leur connectivité limitée (Figure 6.1). C'est ainsi que certains secteurs de placage morainique boisé du bas du BV sont représentés comme étant très actifs, alors que sur le terrain ces zones apparaissent peu propices à l'alimentation des processus torrentiels en sédiments.

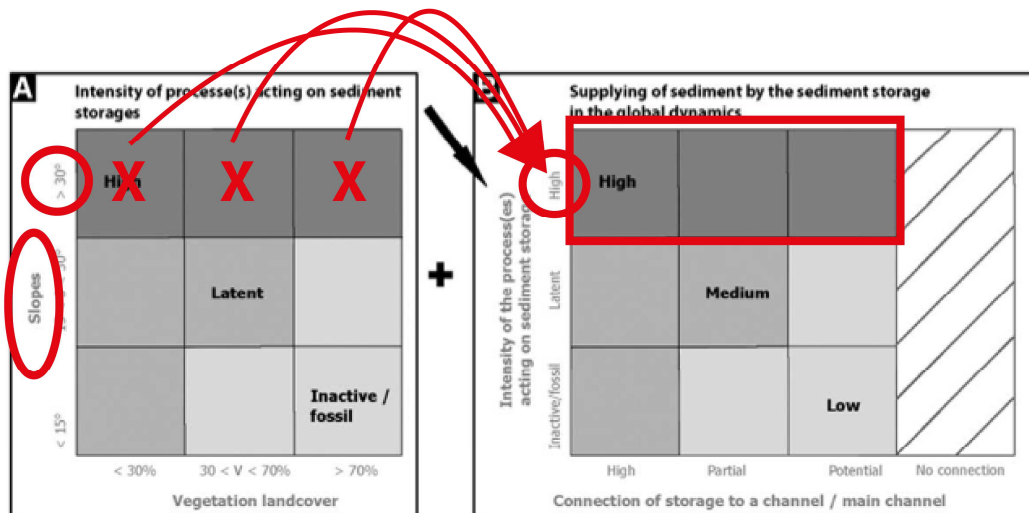


Figure 6.1 : Le système de matrices de la méthode Theler (Theler 2010). Les secteurs de fortes pentes se retrouvent toujours classés en zones potentiellement très actives. Cela ne semble pas toujours se vérifier sur le terrain. Source : Theler et al. (2010)

En bref, les méthodes cartographiques sont efficaces pour mettre en place une compréhension fonctionnelle du système. Elles n'en restent pas moins perfectibles. De plus, elles mériteraient d'être complétées par des méthodes plus quantitatives pour ajouter des données chiffrées aux analyses.

6.3. Conclusion et perspectives

Dans ce travail, nous avons donc étudié la morphologie et la dynamique d'un bassin-versant de haute montagne à l'aide de la cartographie géomorphologique. Ce bassin, le BV des ARA, possède une géomorphologie assez riche, notamment du point de vue de l'héritage glaciaire pléistocène et holocène. Il est donc intéressant du point de vue morphogénétique.

Du point de vue de la dynamique sédimentaire, l'étude cartographique de ce terrain met en évidence la faiblesse de l'évacuation des sédiments, et la rareté des événements de transferts torrentiels intenses se propageant vers l'aval. Les aléas de laves torrentielles qui se déclenchent dans le BV et qui atteignent le fond de la vallée sont, semble-t-il, très rares. Le risque pour le village de Satarma (seule zone habitée située sur le périmètre étudié) et ses infrastructures est très faible. L'aspect du cône de déjection, peu raide et végétalisé, semble le confirmer.

Comme nous l'évoquons dans l'introduction, dans le contexte actuel de réchauffement global (ICPP 2007) les tendances sont à la libération de gros stocks sédimentaires meubles par la fonte des glaciers et la déstabilisation du pergélisol (Chiarle et al. 2007). Ces sédiments peuvent ensuite être remobilisés par des événements torrentiels intenses, d'autant plus que les estimations prévoient également une augmentation des événements pluvieux intenses. Ces tendances devraient favoriser une augmentation de la torrencialité.

Ces conclusions ne semblent pas s'appliquer dans le cas du BV de ARA. En effet, ces changements ne devraient pas avoir de grandes conséquences sur les transferts amont-aval à cause des différents éléments entraînant la déconnexion des parties amont (prises d'eau, topographie et barrages sédimentaires des crêtes morainiques PAG). Il reste cela dit possible qu'un (ou des) événement(s) exceptionnel(s) se produise(nt) et transporte(nt) de grandes charges de sédiments jusque dans le Val d'Arolla. Le BV des ARA tend donc probablement à se fossiliser très lentement depuis l'aval vers l'amont, le contexte actuel de réchauffement global ayant également pour effet de réduire la production sédimentaire primaire (érosion glaciaire notamment).

Si le terrain étudié n'a pas une grosse dynamique de transfert, et qu'il n'est pas de grand intérêt dans les problématiques de risque torrentiel, ce travail nous a cependant permis de mettre en évidence l'utilité de la cartographie géomorphologique dans l'étude du comportement sédimentaire actuel de ces bassins-versants de haute montagne. Concernant le BV des ARA, les perspectives de recherches ne sont donc pas très importantes, notamment à cause de cette déconnexion, et la difficulté des processus torrentiels à atteindre le cône et les zones habitées. Seules quelques formes isolées pourraient être intéressantes du point de vue de la recherche scientifique pure. On pourrait se poser par exemple la question de savoir comment s'est formé le glacier rocheux récent de Darbonneire, s'il y a toujours beaucoup de glace stockée dans les glaciers rocheux des Grands-Creux et où s'écoule l'eau de fonte (dépression fermée), ou encore quel est l'âge réel des nombreuses différentes crêtes morainiques tardiglaciaires présentes dans le BV ?

Cela dit, la reproduction de la méthodologie (avec les quelques améliorations que nous discutons ci-dessus) à d'autres bassins-versants semble être intéressante. En effet, pour des bassins-versants dont la topographie et la situation géographique sont plus propices au déclenchement et surtout à la propagation des événements torrentiels jusque dans des zones habitées, cette méthodologie permet de mettre en évidence le fonctionnement sédimentaire du bassins-versants, et de cibler les grandes zones sédimentaires qui alimentent ces processus de transferts torrentiels.

Il serait ensuite intéressant d'étudier ces stocks plus précisément, en essayant d'obtenir des chiffres de volumes, de taux d'érosion, etc., qui serviraient à savoir plus précisément les quantités de matériaux susceptibles d'être remobilisés vers l'aval, et de pouvoir placer le travail dans une perspective à plus long terme.

La cartographie géomorphologique s'est donc montrée efficace pour mettre en évidence le comportement sédimentaire du BV et, couplée à des mesures plus quantitatives, elle semble être intéressante pour l'étude et le suivi de bassins-versants alpins plus actifs, et plus dangereux, et ainsi s'inscrire de manière plus importante dans cette problématique essentielle des dangers naturels et de l'évolution de ceux-ci en fonction de l'évolution globale du climat et des dynamiques sédimentaires de montagne.



Figure 6.2. : Les Aiguilles Rouges d'Arolla et les sommets du fond de la vallée vus depuis l'arête du Mont de l'Etoile.

Références bibliographiques

- Ackert, R. (1998). A Rock Glacier/Debris-covered Glacier System at Galena Creek, Absaroka Mountains, Wyoming. *Geografiska Annaler*, 80 A (3-4), 267-276.
- Anderson, M. et Brooks, S. (1996). Advances in hillslope processes (vol 2). In *British geomorphological research group symposia series*. Chichester, John Wiley & Sons Ltd.
- Atlas Siegfried au 1:50'000. Feuilles : 527 Lourtier (1878) ; 528 Evolène. (1878) ; 530 Gd. Combin (1880) ; 531 Matterhorn (1880). Wabern: Office fédéral de la topographie SwissTopo.
- Ballandras, S. (2003). Réalité et logiques des géosystèmes montagnards alpins - Principes de fonctionnement morphodynamique. *Cahiers de Géographie*, n°1, Collection EDYTEM. Le Bourget-du-Lac. 123-33.
- Ballantyne, C.K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- Bardou, E. (2002). Méthodologie de diagnostic des laves torrentielles sur un bassin versant alpin. Thèse de doctorat n°2479 non publiée, Faculté ENAC, Section de génie civil, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, Lausanne.
- Barsch, D. (1996). *Rockglaciers. Indicators for the present and the former geocology in high mountain environments*. Berlin/Heidelberg, Springer.
- Bartsch, A., Gude, M., Gurney, S.D. (2009). Quantifying sediment transport processes in periglacial mountain environments at a catchment scale using geomorphic process units. *Geogr. Ann.*, 91 A (1), 1-9.
- Benn, D.I. et Evans D.J.A. (1998). *Glaciers and glaciation*. Arnold (Eds), London.
- Berger, C., McArdeil, B., Schlunegger, F. (2010). Sediment transfer patterns at the Illgraben catchment, Switzerland: Implications for the time scales of debris flow activities. *Geomorphology*, 125, 421-432.
- Beylich, A. (2011). Mass transferts and sedimentary budgets in geomorphologic drainage basin. In: *Advanced topics in mass transferts*, El Amin M. (eds), 2011, 399-422.
- Beylich, A., Etienne, S., Etzelmüller, B., Gordeev, V., Käyhkö, J., Rachold, V., Russell, A., Schmidt, K.H., Sæmundsson, P., Tweed, F., Warburton, J. (2006). The European Science Foundation (ESF) Network SEDIFLUX - An introduction and overview. *Geomorphology*, 80, 3-7.
- Bonnet-Staub, L. (2001). Une méthodologie d'analyse et de cartographie de l'aléa «initiation de laves torrentielles» – application au torrent du Bragousse (France). *Bull. Eng. Geol. Env.*, 59, 319-327.
- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D. (2008). Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena*, 75, 268-277.
- Bosson, J.B. (2010). Contribution à l'étude du patrimoine géomorphologique de la réserve naturelle des Contamines Montjoie et démarche de géovalorisation. Mémoire de Master non publié, Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.
- Bouët, M. (1985). *Climat et météorologie de la Suisse romande* (2^{ème} édition). Payot (Eds), Lausanne.
- Brown, A., Carey, C., Erkens, G., Fuchs, M., Hoffmann, T., Macaire, J.J., Moldenhauer, K.M., Walling, D. (2009). From sedimentary records to sediment budgets: Multiple approaches to catchment sediment flux. *Geomorphology*, 108, 35-47.
- Burri, M. (1994). *Les Roches* (3^{ème} édition). Coll. Connaître la nature en Valais, Pillet (Eds), Martigny.

- Caine, N. (1974). The geomorphic processes of the alpine environment. In° Ives, J.D., Barry, R.G. (Eds.). *Arctic and Alpine Environments*. Methuen, London, 721-748.
- Carte nationale de la Suisse au 1 :25'000. Feuilles : 1326 Rosablanche ; 1327 Evolène. Wabern : Office fédéral de latopographie swisstopo.
- Carte nationale de la Suisse au 1 :50'000. Feuille 283 Arolla. Wabern : Office fédéral de la topographie swisstopo.
- Carte Dufour au 1 :100'000. Feuille 022 Martigny. Wabern : Office fédéral de la topographie swisstopo.
- Chiarle, M., Iannotti, S., Mortara, G., Deline, P. (2007). Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and planetary change*, 56, 123-136.
- Chorley, R.J., Kennedy, B.A. (1971). *Physical geography, a systems approach*. Prentice-Hall International, London.
- Church, M., Ryder, J.M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America, Bulletin* 83, 3059-3071.
- Coutterand, S., et Nicoud, G. (2005). Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de Cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). *Quaternaire*, 16 (2), 85-94.
- Coutterand, S. (2010). *Glacier-Climat*. Site internet : <http://www.glaciers-climat.com> (consulté lors des mois de mai, juin et juillet 2012).
- Coutterand S., Reynard E., Nicoud G. (2012). Lateglacial chronology of Hérens valley (Western Swiss Alps). Submitted to *Swiss Journal of Geosciences*.
- Delaloye R. (2004). Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. Thèse de doctorat, Département de Géosciences-Géographie, Université de Fribourg, Fribourg, *GeoFocus* vol. 10.
- Deluigi, N. (2012). Modélisation de la répartition du pergélisol alpin à l'aide de l'apprentissage automatique. Mémoire de Master non publié, Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.
- Dramis, F., Guida, D., Cestari, A. (2011). Nature and aims of geomorphological mapping. In° *Geomorphological mapping, methods and applications. Developments in Earth surface processes*, 15, Elsevier, Oxford, 39-73.
- Errante, D. (2002). Elaboration de la légende géomorphologique du domaine volcanique pour la Légende IGUL: le cas de l'Etna (Sicile). Mémoire de licence non publié, Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.
- Escher, A. (1988). Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. Rapports géologiques nr.7 du Service hydrologique et géologique national, Institut de géologie, Université de Lausanne, Lausanne.
- Fallot J.-M., Hertig J.-A. (2009). Détermination des précipitations extrêmes en Suisse à l'aide d'outils statistiques. Actes du 22^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Cluj-Napoca, 1-5.09.2009. In° *Geographia Technica, Numéro spécial*, Cluj University Press, 163-168.

- Fallot, J-M. (2009). Cours de climatologie régionale [Polycopié]. Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.
- Fontana, G. (2008). Analyse et propositions de valorisation d'un paysage géomorphologique. Le cas de la Greina. Mémoire de Master non publié, Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.
- French, H.M. (2007). The Periglacial environment (3rd edition). Longman (Eds), London.
- Gehne, H. (1912). Geomorphologische Karte der Umgebung von Thale nach eine neue Methode auf Grund eigener Beobachtungen dargestellt, Mitteilungen des Sächsisch-thüringischen Vereins für Erdkunde zu Halle a. S., Erdkunde 36, 1-8.
- Gertsch, S. et Kaiser, C. (2001). Avalanches: une approche géographique. Modification du paysage par les avalanches dans le Lötschental entre 1850 et 2000. Mémoire de licence non publié, Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.
- Gertsch, E. (2009). Geschiebelieferung alpiner Wildbachsysteme bei Grossereignissen - Ereignisanalysen und Entwicklung eines Abschätzverfahrens. Thèse de doctorat non publiée, Institut de géographie, Université de Berne, Berne.
- Golaz, F. (1995). Le val de Moiry, Valais, morphologie glaciaire, périglaciaire et essai de reconstitution paléogéographique des stades glaciaires. Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne, Travaux et recherches n°13.
- Grande Dixence S.A. (2009a). Grande Dixence, un mythe au cœur des Alpes. Site internet : http://www.grande-dixence.ch/template/fs/documents/70p_A4-v3_2010_FR.pdf (consulté en mai et juin 2012).
- Griffiths, S., Smith, M., Paron, P. (2011). Introduction to Applied geomorphological mapping. In Geomorphological mapping, methods and applications. Developments in earth surface processes, 15, Elsevier, Great Britain, 3-11.
- Gustavsson, M., Kolstrup, E., Seijmonsbergen, A. (2006). A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology*, 77, 90-111.
- Gustavsson, M., Seijmonsbergen, A., Kolstrup, E. (2008). Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map - With an example from Liden, central Sweden. *Geomorphology*, 95, 335-349.
- Heckmann, T., Thiel, M., Haas, F., Becht, M. (2009). Towards a quantification of sedimentary connectivity in a Central Alpine catchment. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-9129.
- IPCC (2007). Climate change. The IPCC fourth assessment report. Volumes I (The Physical Science Basis), II (Impacts, Adaptation and Vulnerability) and III (Mitigation of Climate Change). Cambridge and New York, Cambridge University Press.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Schlüchter, C. (2007). Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: the Alpine perspective. *Quaternary International*, 164-165, 53-63.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P., Schlüchter, C. (2009). Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2137-2149.

- Johnson, R., Warburton, J. (2006). Variability in sediment supply, transfer and deposition in an upland torrent system: Iron Crag, northern England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 844-861.
- Kääb, A., Chiarle, M., Raup, B., Schneider, C. (2007a). Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *Global and Planetary Change*, 56, vii-ix.
- Kääb, A., Frauenfelder, R., Roer, I., (2007b). On the response of rock-glacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56, 172-187.
- Kunz, P. (1988). Ophiolites penniques et sédiments associés dans la région d'Arolla (Val d'Hérens, Valais, Suisse). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 81, 115-124.
- Kunz, P. (1997). Trois itinéraires géologiques dans la commune d'Evolène «Haut Val d'Hérens-Valais» ; Présentation de la géologie et de la géomorphologie régionales, le long des sentiers balisés. Les Haudères : Evolèn'Art.
- Hinderer, M. (2001). Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta*, 14, 231-263.
- Klimaszewski, M. (1990). Thirty years of geomorphological mapping. *Geographia Polonica*, 58, 11-18.
- Lhénaff, R. (1999). Carte géomorphologique au 1:400'000 du Parc des Ecrins. In : MATE, Parc national des Ecrins, Gap, 2000.
- Lambiel, C. et Reynard, E. (2002). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). *Entwicklungstendenzen und Zukunftsperspektiven in der Geomorphologie, Physische Geographie, Zürich, Vol. 41*, 91-104.
- Lambiel, C., Reynard, E. (2003). Impacts du développement d'un domaine skiable sur la morphologie glaciaire et périglaciaire : le cas de Verbier (Valais, Suisse). In : E. Reynard et al. (Eds), *Géomorphologie et Tourisme. Actes de la réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGM), Finhaut, 21-23 septembre 2001*. Institut de Géographie, Université de Lausanne, Lausanne, Travaux et recherches n°24.
- Lambiel, C., Reynard, E., Cheseaux, G., Lugon, R. (2004). Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarmin (Arolla, Evolène, VS). *Bulletin de la Murithienne*, 122, 89-102.
- Lambiel C. (2006). Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités. Thèse de doctorat, Institut de Géographie, Université de Lausanne, Lausanne, Travaux et recherches n°33.
- Lambiel, C., Bardou, E., Delaloye, R., Schoeneich, P., Schütz, P. (2008). Permafrost-Vaud : Etat des lieux de la distribution du pergélisol et du risque périglaciaire dans le canton de Vaud. Rapport d'étude, Lausanne.
- Lambiel, C. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS) : caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement. In : Lambiel, C., Reynard, E. et Scapozza, C. (Eds). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone*. Institut de Géographie, Université de Lausanne : *Géovisions 36*, Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, 211-224.
- Maisch, M. (1981). Glazialmorphologische und Gletschergeschichtliche Untersuchungen im gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). *Physische Geographie n°3*. Geographischen Institut des Universität Zürich.

- Maisch, M. (1982) Zur Gletscher - und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica*, 37, 93-104.
- Marthaler, M. et Stampfli, G. (1989). Les schistes lustrés à ophiolites de la nappe du Tsaté : un ancien prisme d'accrétion issu de la marge active apulienne ? *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 69, 211-216.
- Marthaler, M. (2001). Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète (3^{ème} édition). L.E.P Loisirs et Pédagogie (Eds), Lausanne.
- Marthaler, M. (2010). Original de la feuille 1327 Evolène. Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, original N°515. Wabern: Office fédéral de topographie swisstopo.
- Marthaler, M. (2011). Original de la partie Est de la feuille 1326 Rosablanche. Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, original N°515. Wabern: Office fédéral de topographie swisstopo.
- Matsuoka, N. (2001). Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*, 55, 107-134.
- Mercier, D. (2008). Géomorphologie paraglaciale: renouveau conceptuel et méthodologique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4/2008.
- Morard S., Scapozza C., Duhem V., Reynard E., Delaloye R. (2009). Géomorphologie de la montagne - fiches pour l'enseignant. Société Suisse de Géomorphologie (SSGm). Site internet: <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/montagne> (consulté durant l'automne 2011).
- Musy, A. (2005). Hydrologie générale [Documents de cours]. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Lausanne. Site internet : <http://echo2.epfl.ch/hydrologie/>
- Otto, J.C., Dikau, R. (2004). Geomorphologic system analysis of a high mountain valley in the Swiss Alps. *Geomorphology*, 48, 323-341.
- Otto, J.C. (2006). Paraglacial sediment storage quantification in the Turtmann Valley, Swiss Alps. Thèse de doctorat non publiée, Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn.
- Otto, J.C., Schrott, L., Jaboyedoff, M., Dikau, R. (2009). Quantifying sediment storage in a high alpine valley (Turtmannal, Switzerland). *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1726-1742.
- Passarge, S. (1912). Über die Herausgabe eines physiologisch-geomorphologischen Atlas, *Verhandlungen des 18 Deutschen Geographentages zu Innsbruck vom 28 V-2 VI 1912*, G. Kollm, 236-247.
- Pellitero, R. (2009). Application of an alpine geomorphological mapping system to an atlantic mountain environment: The Curavacas Massif (Cantabrian Range, Northwest Spain). *Journal of Maps*, 194-205.
- Pierrehumbert, G. (1998). L'informatique en cartographie géomorphologique. La région du Schilthorn (Oberland bernois, Suisse). Mémoire de licence non publié, Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.
- Pissart, A. (1973). L'origine des sols polygonaux et striés du Chambeyron (Basses Alpes). Résultats d'expériences de terrain. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 9, 33-53.

Ravel, L., Allignol, F., Deline, P., Bruno, G. (2011). Les écroulements rocheux dans le massif du Mont Blanc pendant l'été caniculaire de 2003. In : Lambiel, C., Reynard, E. et Scapozza, C. (Eds). La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone. Institut de Géographie, Université de Lausanne : Géovisions 36, Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, 211-224.

Rey, F., Ballais, J.L., Marre, A., Rovéra, G. (2004). Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface. *Comptes Rendus Géoscience*, 336 (1), 991-998.

Reynard, E. (1992). Géomorphologie de la vallée de la Morge (Valais). Mémoire de licence non publié, Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.

Ribolini, A., Guglielmin, D., Fabre, D., Bodin, X., Marchisio, M., Sartini, S., Spagnolo, M., Schoeneich, P. (2010). The internal structure of rock glaciers and recently deglaciated slopes as revealed by geoelectrical tomography: insights on permafrost and recent glacial evolution in the Central and Western Alps (Italy–France). *Quaternary Science Review*, 29 (3-4), 507-521.

Rolin, D. (2001). Etude morphodynamique d'un bassin-versant de haute montagne alpine : la Grande Sassièr (Tignes-Savoie). Thèse de doctorat non-publiée, Département de géographie, Université de Paris XII-Val de Marne.

Scapozza, C. (2008). Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes tessinoises orientales. Mémoire de master non publié, Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.

Scapozza, C. (2012). Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin (Géovisions n°41). Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.

Schoeneich, P. (1993a). Cartographie géomorphologique en Suisse. Une bibliographie commentée et des propositions. In : Schoeneich, P., Reynard, E. (Eds), Cartographie géomorphologique - Cartographie des risques. Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie, 19 au 21 juin 1992 aux Diablerets et à Randa. Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne, Travaux et recherches n°9, 1-13.

Schoeneich, P. (1993b). Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse - Principes de la légende IGUL. In : Schoeneich, P., Reynard, E. (Eds), Cartographie géomorphologique - Cartographie des risques. Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie, 19 au 21 juin 1992 aux Diablerets et à Randa. Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne, Travaux et recherches n°9, 15-24.

Schoeneich, P. (1998). Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises). 2 vol. Thèse de doctorat, Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne, Travaux de recherches n°14.

Schrott, L., Hufschmidt, G., Hankammer, M., Hoffmann, T., Dikau, R. (2003). Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology*, 55, 45-63.

Serrano, E. et González-Trueba, J.J. (2005). Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3/2005, 197-208.

Theler, D., Reynard, E., Bardou, E. (2008). Assessing sediment dynamics from geomorphological maps: Bruchi torrential system, Swiss Alps. *Journal of maps*, 277-289.

- Theiler, D., Reynard, E. (2008). Mapping sediments transfer Processes using GIS applications. Mountain mapping and visualisation, from the 6th ICA mountain cartography workshop.
- Theiler, D., Reynard, E., Lambiel, C., Bardou, E. (2010). The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology*, 124, 113-123.
- Theiler, D. (2010). Contribution à la cartographie géomorphologique de la dynamique sédimentaire des petits bassins versants torrentiels. 2 Vol. Thèse de doctorat non publiée, Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.
- Vanacker, V., von Blanckenburg, F., Govers, G., Molina, A., Poesen, J., Deckers, J., Kubik, P. (2007). Restoring natural vegetation reverts mountain erosion to natural levels. *Geology*, 35, 303-306.
- Van Asselen, S., Seijmonsbergen, A. (2006). Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM. *Geomorphology*, 78, 309-320.
- Verstappen, H.T. (2011). Old and new trends in geomorphological and landform mapping. In *Geomorphological mapping, methods and applications. Developments in Earth Surface Processes*, 15, Elsevier, Oxford, 13-38.
- Veyrat-Charvillon, S. (2005). Elaboration d'une méthode de prediction du volume maximal d'une lave torrentielle. Topographie de terrain de Stéréotammétrie sur photographies aériennes d'archives. Torrents du Manival, de Merdarêt et des Archess (Alpes du Nord, Isère, France). Thèse de doctorat non publiée, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand.
- Vitek, J., Giardino, J., Fitzgerald, J. (1996). Mapping geomorphology: A journey from paper maps, computer mapping to GIS and Virtual Reality. *Geomorphology*, 16, 233-249.
- Vuilleumier, L. (2011). Etude géomorphologique d'un versant en zone périglaciaire alpine. Le cas du versant ouest de la Tsa (Valais, Suisse). Mémoire de master non publié, Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.
- Vullioud, A. (2011). Géomorphologie du Val de Ferpècle et essai de reconstitution paléogéographique des stades glaciaires. Mémoire de master non publié, Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.
- Zimmermann, M., Mani, P., Romang, H. (1997). Magnitude-frequency aspects of alpine debris flows. *Eclogae geol. Helv.*, 90, 415-420.

Annexes

Système glaciaire	composantes	Surface (km2)	surface couverte (km2)	Surface couverte (%)	zone d'accumulation	Alt min (m)	Alt max (m)	Altitude moyenne (m)	orientation	penne moyenne (degrés)	typologie	Localisation	dénivelé (m)
ARA	Zone déconnectée	0,020	0,020	100,0	non	3022	3109	3075	NE	23	Glace couverte	Sous parois	87
	Glacier principal	0,959	0,060	6,3	oui	2962	3461	3193	E	20	Glacier Blanc	Plateau glaciaire	499
	Ensemble	0,979	0,081	8,2	oui	2962	3461	3190	E	20			499
Iignes	Glacier supérieur nord	0,023	0,000	0,0	non	3107	3140	3126	N-NE	11	Glacier Blanc	Fond de cirque	33
	Glacier supérieur médian	0,034	0,034	100,0	non	3053	3187	3108	E	30	Glace couverte	Pied de pente	134
	Lentille inférieure nord	0,045	0,045	100,0	non	2803	2953	2864	E	24	Lentille couverte	complexe morainique médian	150
	Lentille inférieure sud	0,004	0,004	100,0	non	2772	2802	2788	NE	12	Lentille couverte	marge proglaciaire	30
	Glacier des ARA inférieure	0,316	0,167	52,9	presque pas	2779	3403	2956	SE	22	Glacier noir	Cirque et marge	624
	Glacier supérieur sud	0,225	0,215	95,5	presque pas	2921	3165	3012	N-NE	25	Glacier noir	Sous parois	244
	Ensemble	0,648	0,466	71,8	non (presque pas)	2772	3403	2982	E	23			

Annexe 1 : Tableau des caractéristiques des deux grands systèmes glaciaires du terrain : Le Glacier des Iignes et le Glacier Supérieur des Aiguilles Rouges.

