



HAL
open science

Mécanismes d'initiation des laves torrentielles dans les Alpes françaises - Contribution à la maîtrise du risque.

Isabelle Bonnet-Staub

► To cite this version:

Isabelle Bonnet-Staub. Mécanismes d'initiation des laves torrentielles dans les Alpes françaises - Contribution à la maîtrise du risque.. Géologie appliquée. Ecole des Mines de Paris, 1998. Français. NNT: . tel-00688836

HAL Id: tel-00688836

<https://theses.hal.science/tel-00688836>

Submitted on 18 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



ECOLE DES MINES
DE PARIS
Collège doctoral

N° attribué par la bibliothèque

□□□□□□□□□□

THESE

pour obtenir le grade de
Docteur de l'Ecole des Mines de Paris
Spécialité "Géologie de l'Ingénieur"

présentée et soutenue publiquement par
Isabelle BONNET-STAUB

le 26 mars 1998

**MECANISMES D'INITIATION DES LAVES TORRENTIELLES DANS
LES ALPES FRANCAISES
CONTRIBUTION A LA MAÎTRISE DU RISQUE**

Directeur de thèse : Roger COJEAN

Jury

M. J.C. FLAGEOLLET
M. R. GENEVOIS
M. P. ANTOINE
M. H. KIENHOLZ
M. M. MEUNIER

Rapporteur
Rapporteur
Président
Examineur
Examineur

AVANT-PROPOS

En premier lieu, mes remerciements vont à M. le professeur M.ARNOULD, ancien directeur et conseiller scientifique du Centre de Géologie de l'Ingénieur, commun à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris et à l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, pour m'avoir accordé sa confiance en m'acceptant au Centre de Géologie de l'Ingénieur.

Je suis reconnaissante à M. M.DEVEUGHELE, Directeur du Centre de Géologie de l'Ingénieur, pour m'avoir permis de réaliser cette thèse au C.G.I.

Je remercie les membres du jury qui ont accepté d'examiner mon travail : M. le Professeur J.C. FLAGEOLLET, du Centre d'Etude et de Recherche Ecogéographique, M. le Professeur R.GENEVOIS, du département de Géologie et Géophysique de l'Université de Padoue, ainsi que M. le Professeur P. ANTOINE, du LIRIGM, M. le Professeur H.KIENHOLZ, de l'Institut Géographique de Berne, et M. M.MEUNIER, Directeur de recherche au CEMAGREF.

Je tiens à remercier plus particulièrement mon directeur de thèse, M. R.COJEAN, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris et professeur à l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, dont l'expérience sur le terrain comme au laboratoire m'a été très précieuse.

Je tiens à adresser mes remerciements à M. J.C.CHARRY, Délégué National du service Restauration des Terrains en Montagne, pour l'accueil dont j'ai pu bénéficier, et tout spécialement à M. A. BECHETOILLE, adjoint au délégué National des services RTM. Je n'aurais pu mener à bien ce travail sans le concours des différents chefs de services départementaux : M. F.COMBES, anciennement RTM Savoie, M. E.MEIGNIEN, RTM Alpes Maritimes puis RTM Savoie, M. X.MEIGNIEN, RTM Hautes-Alpes, ainsi que sans M. P.MACABIES, ingénieur du service RTM Savoie. Je remercie également toutes les personnes des différents services qui m'ont accompagnée sur le terrain, et tout spécialement MM. MARECHAL et ASTIER, techniciens forestiers, et M. PERRIN, chef technicien forestier.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance aux chercheurs et ingénieurs du CEMAGREF, de la division protection des érosions, et tout spécialement à MM. P.COUSSOT et D.LAIGLE pour m'avoir fait bénéficier de leurs compétences en matière de rhéologie, et pour d'intéressantes discussions.

Je tiens à remercier M. P.ANDRIEUX, professeur au laboratoire de géophysique appliquée à l'Université Paris VI, pour le temps qu'il m'a consacré et ses conseils judicieux dans le domaine de la géophysique.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à M. LESTOURNELLE, Président de la Société Géologique et Minière du Briançonnais, qui a mis à ma disposition documents, témoignages concernant les torrents de la vallée de la Guisane.

Les études climatologiques concernant les différents bassins versants n'auraient pu être réalisées sans les nombreuses données fournies par Météo France, et je les en remercie.

Je ne saurais oublier toutes les personnes qui m'ont suivie sur les pentes raides et instables des torrents, S.ARGELES, R.BIDOIS, S.BLAND, G.CHAUMEAU, S.CONSTANT, L.DAUPLEY, J.SOUVIROU, N.STAUB, et M.TALBI.

Je tiens à exprimer mes remerciements chaleureux aux permanents, en particulier Mme C.LAPEYRE, aux thésards et au personnel technique du CGI pour les conseils judicieux et l'aide qu'ils ont pu m'apporter.

Je tiens à remercier ma mère et mon époux, qui m'ont encouragée et soutenue durant tout ce travail, ainsi qu'Emilie et Julien, dont les sourires m'ont maintes fois réconfortée. Je tiens également à exprimer mon affection à mon frère et à ma soeur.

Résumé

Les laves torrentielles représentent des phénomènes particuliers, qui se propagent dans les chenaux de torrents, et se situent à l'interface de l'hydraulique torrentielle et des mouvements de versant. Relativement méconnues, elles peuvent pourtant causer des dégâts considérables aux infrastructures et aux humains, l'urbanisation étant particulièrement développée sur les cônes de déjection des torrents. Or aujourd'hui, de nombreuses zones menacées par ce phénomène constituent des enjeux économiques majeurs. C'est en considération de ces risques qu'il est apparu primordial de comprendre le phénomène « laves torrentielles », et particulièrement les mécanismes d'initiation ainsi que les facteurs conduisant au déclenchement d'une lave torrentielle.

Nous avons abordé le sujet sous deux aspects, d'une part en étudiant de manière détaillée les dépôts de laves torrentielles, dans les chenaux et sur les cônes de déjection, d'autre part en analysant le contexte environnemental de chaque bassin versant afin de pouvoir localiser les zones d'initiation potentielles. L'étude globale des laves torrentielles s'est appuyée sur les archives d'événements, qui nous ont notamment permis de retracer l'historique des torrents.

Dans un premier temps, nous avons cherché à identifier les facteurs de prédisposition et les facteurs déclenchants des laves torrentielles dans différents bassins versants des Alpes françaises. Les principaux facteurs de prédisposition sont en rapport avec la géologie, et particulièrement les formations superficielles, la géomorphologie, la climatologie ainsi que l'hydrogéologie. L'eau est identifiée comme le principal facteur déclenchant des laves torrentielles. Les études ont en effet montré que les laves torrentielles se produisaient plus souvent en été, voire en automne, périodes où les précipitations orageuses sont fréquentes. Toutefois, la répartition des événements souligne l'influence des pluies antérieures, ainsi que celle des réactions hydrologiques des sols.

Par la suite, nous avons cherché à déterminer les caractéristiques granulométriques et géotechniques des dépôts de laves torrentielles. Outre des critères morphologiques qui les distinguent des autres dépôts torrentiels (alluvions, charriage), nous avons identifié deux familles de laves torrentielles, les laves à matrice granulaire et les laves à matrice cohésive, dont la distinction est basée sur cinq critères granulométriques entre 20 et 200 μm , déterminés sur le sol écrêté à 20 mm.

En parallèle et afin d'identifier les conditions nécessaires propres à l'initiation des laves torrentielles, nous avons étudié les matériaux des zones d'initiation véritables. Ils possèdent des caractéristiques granulométriques et géotechniques proches de celles des laves torrentielles, qui les différencient des matériaux d'autres zones instables qui ne pourraient que très difficilement produire des laves torrentielles.

Dans un troisième temps, nous nous sommes appuyés sur l'étude du contexte environnemental et la connaissance des matériaux des zones d'initiation pour analyser et décrire les mécanismes d'initiation des laves torrentielles. Ceux-ci sont de nature variée et dépendent de la conjonction des facteurs de prédisposition. Malgré cette diversité, nous avons pu dresser des tableaux synoptiques qui prennent en compte différentes caractéristiques fondamentales des zones d'initiation qui sont l'extension géographique des zones sources, leurs pentes, la nature des matériaux mobilisables et les volumes disponibles.

La connaissance des processus générateurs des laves torrentielles et du contexte environnemental permet alors de réaliser l'analyse du risque potentiel, qui passe tout d'abord par la détermination des aléas. Nous avons proposé une méthodologie de cartographie de l'aléa « initiation de laves torrentielles », prenant en compte cinq indices, deux liés aux facteurs de prédisposition, et trois spécifiques aux laves torrentielles, qui aboutit à l'élaboration d'une carte « d'aptitude à l'initiation des laves torrentielles ».

L'étude de l'aléa « initiation de laves torrentielles » et l'estimation des volumes disponibles nous a enfin permis de construire des scénarios d'événements « laves torrentielles », tenant compte des dégâts susceptibles d'être causés sur les cônes de déjection.

Table des matières

| | |
|---|----|
| INTRODUCTION..... | 1 |
| CHAPITRE I..... | 3 |
| DESCRIPTION PHENOMENOLOGIQUE DES LAVES TORRENTIELLES..... | 3 |
| 1) TERMINOLOGIE..... | 3 |
| 1.1) Définition de l'expression « laves torrentielles »..... | 3 |
| 1.2) La place des laves torrentielles dans le domaine de l'hydraulique..... | 3 |
| 2) LE PHENOMENE « LAVE TORRENTIELLE »..... | 4 |
| 2.1) Initiation des laves torrentielles..... | 4 |
| 2.1.1) Facteurs de prédisposition..... | 4 |
| 2.1.2) Facteurs déclenchants..... | 8 |
| 2.1.3) Principaux mécanismes d'initiation..... | 11 |
| 2.1.4) Conclusion..... | 13 |
| 2.2) Propagation..... | 13 |
| 2.2.1) Caractéristiques rhéologiques..... | 14 |
| 2.2.2) Ecoulement des laves torrentielles..... | 16 |
| 2.2.3) Caractéristiques liées à la loi de comportement..... | 17 |
| 2.3) Dépôt des laves torrentielles..... | 17 |
| 2.3.1) Critères d'arrêt..... | 18 |
| 2.3.2) Caractéristiques des dépôts de laves torrentielles..... | 18 |
| 3) PREVISION, PREVENTION ET ATTENUATION DES EFFETS..... | 18 |
| 3.1) Prévision..... | 19 |
| 3.2) Moyens de prévention..... | 19 |
| 3.2.1) Politique d'aménagement de l'espace..... | 19 |
| 3.2.2) Moyens de protection ; la correction torrentielle..... | 20 |
| 3.2.3) Systèmes de surveillance et dispositifs d'alarme..... | 22 |
| 3.2.4) L'information préventive..... | 22 |
| 4) CONCLUSION..... | 23 |
| CHAPITRE II..... | 25 |
| CONTEXTE CLIMATIQUE ET GEOLOGIQUE DES LAVES TORRENTIELLES..... | 25 |
| INTRODUCTION : SITUATION GEOGRAPHIQUE DES BASSINS VERSANTS..... | 25 |
| 1) CONTEXTE CLIMATIQUE DES TORRENTS ETUDIES..... | 26 |
| 1.1) Introduction..... | 26 |
| 1.2) Les précipitations (pluie, neige, grêle,...)..... | 27 |
| 1.2.1) Distribution annuelle des précipitations..... | 27 |
| 1.2.2) Distribution mensuelle et saisonnière des précipitations..... | 28 |
| 1.2.3) Les précipitations maximales journalières..... | 30 |
| 1.2.4) Conclusion..... | 32 |
| 1.3) La nivométrie..... | 32 |
| 1.4) Les températures..... | 33 |

| | |
|---|-----|
| 1.5) Conclusion..... | 34 |
| 2) FREQUENCE DES LAVES TORRENTIELLES DANS LES TORRENTS DE L'ETUDE ET RELATION AVEC LA PLUVIOMETRIE..... | 35 |
| 2.1) Etude historique des événements laves torrentielles..... | 35 |
| 2.1.1) Recueil des données..... | 35 |
| 2.1.2) Evolution de la fréquence des événements au cours du temps..... | 35 |
| 2.1.3) Répartition « saisonnière » des laves torrentielles..... | 38 |
| 2.2) Les laves torrentielles et les précipitations..... | 39 |
| 2.2.1) Corrélations entre les événements et les précipitations mensuelles et journalières..... | 40 |
| 2.2.2) Corrélations entre les événements et les pluies maximales journalières..... | 41 |
| 2.2.3) Influence des précipitations antérieures à l'événement..... | 42 |
| 2.3) Conclusion..... | 44 |
| 3) PRESENTATION DES BASSINS VERSANTS ETUDIES..... | 45 |
| 3.1) Outils et données de base utilisés..... | 45 |
| 3.1.1) Sources d'information écrites et banques de données..... | 45 |
| 3.1.2) Documents cartographiques et photographiques..... | 46 |
| 3.2) Méthodologie et résultats généraux..... | 46 |
| 3.2.1) Préparation d'une fiche-type d'analyse..... | 46 |
| 3.2.2) Analyse du contexte géologique global..... | 47 |
| 3.2.3) Etude morphométrique des bassins versants..... | 52 |
| 3.2.4) Etude du contexte géomorphologique..... | 58 |
| 3.3) Conclusion..... | 60 |
| 4) CONCLUSION..... | 61 |
| CHAPITRE III..... | 63 |
| LAVES TORRENTIELLES ET DEPOTS DE LAVES..... | 63 |
| MATERIAUX DES ZONES D'INITIATION..... | 63 |
| 1) CARACTERISTIQUES DES DEPOTS DE LAVES TORRENTIELLES..... | 63 |
| 1.1) Description granulométrique et texturale des dépôts..... | 63 |
| 1.1.1) Discussions sur la méthode..... | 64 |
| 1.1.2) Critères distinctifs dépôts torrentiels/laves torrentielles..... | 64 |
| 1.1.3) Les laves torrentielles..... | 65 |
| 1.1.4) Alluvions et dépôts intermédiaires..... | 79 |
| 1.1.5) Conclusion des études granulométriques des dépôts torrentiels..... | 82 |
| 1.2) Caractéristiques pétrophysiques des laves torrentielles..... | 85 |
| 1.2.1) Identification pétrographique..... | 85 |
| 1.2.2) Forme des grains et état de surface..... | 86 |
| 1.3) Les caractéristiques géotechniques et rhéologiques des dépôts torrentiels..... | 88 |
| 1.3.1) Les limites d'Atterberg..... | 88 |
| 1.3.2) Caractérisation de la fraction argileuse..... | 91 |
| 1.3.3) Teneur en carbonates..... | 93 |
| 1.3.4) Teneur en matière organique..... | 94 |
| 1.3.5) Caractéristiques rhéologiques des laves torrentielles..... | 94 |
| 1.3.6) Conclusion des essais géotechniques et rhéologiques..... | 97 |
| 1.4) Caractéristiques des écoulements. Morphologie des dépôts des laves torrentielles..... | 99 |
| 1.4.1) Capacité de transport..... | 99 |
| 1.4.2) Vitesse de propagation..... | 99 |
| 1.4.3) Caractéristiques des dépôts..... | 100 |
| 1.4.4) Conclusion..... | 103 |

| | |
|--|-----|
| 2) NATURE ET IDENTIFICATION DES MATERIAUX MOBILISABLES..... | 104 |
| 2.1) Caractéristiques granulométriques..... | 104 |
| 2.1.1) Etude comparative des courbes granulométriques de laves torrentielles et de matériaux des zones d'initiation..... | 104 |
| 2.1.2) Fuseaux granulométriques..... | 105 |
| 2.1.3) Analyse de la fraction fine (inférieure à 2 mm)..... | 106 |
| 2.1.4) Analyse de la fraction grossière (2-20 mm)..... | 107 |
| 2.1.5) Analyse des éléments de taille supérieure à 20 mm..... | 108 |
| 2.2) Identification pétrophysique..... | 109 |
| 2.3) Identification géotechnique..... | 109 |
| 2.3.1) Les limites d'Atterberg..... | 109 |
| 2.3.2) Caractérisation de la fraction argileuse..... | 110 |
| 2.3.3) Teneur en carbonates et matière organique..... | 111 |
| 2.4) Caractéristiques rhéologiques..... | 112 |
| 2.5) Caractéristiques mécaniques..... | 113 |
| 2.6) Conclusion : comparaison entre les échantillons des zones d'initiation et des laves torrentielles..... | 114 |
| 3) CONCLUSION..... | 117 |
| CHAPITRE IV..... | 119 |
| ANALYSE DES MECANISMES D'INITIATION DES LAVES TORRENTIELLES..... | 119 |
| 1) LE CONTEXTE HYDROLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT..... | 119 |
| 1.1) Cadre général..... | 119 |
| 1.2) Identification de sous-bassins versants..... | 120 |
| 1.3) Cartes des formations aquifères et non aquifères ; contexte hydrogéologique..... | 120 |
| 2) ROLES PHYSIQUES ET MECANIKES DE L'EAU SUR LA STABILITE DES PENTES - INFLUENCE SUR L'INITIATION DES LAVES TORRENTIELLES..... | 121 |
| 2.1) L'infiltration..... | 121 |
| 2.2) Le ruissellement..... | 121 |
| 2.3) Influence des processus hydrologiques sur la stabilité des sols..... | 122 |
| 2.3.1) Influence de la progression d'un front d'infiltration..... | 123 |
| 2.3.2) Influence de l'augmentation du niveau de nappe..... | 123 |
| 2.3.3) Effet conjugué..... | 124 |
| 2.3.4) Influence de la conductivité hydraulique..... | 125 |
| 2.4) Conclusion..... | 125 |
| 3) ILLUSTRATIONS DES MECANISMES D'INITIATION ; ETUDES DE CAS..... | 126 |
| 3.1) Initiation par glissement - la Ravoire de Pontamafrey (Savoie)..... | 127 |
| 3.1.1) Présentation générale du site et localisation des zones potentielles d'initiation..... | 127 |
| 3.1.2) Présentation géologique du sous-bassin versant..... | 127 |
| 3.1.3) Contexte géomorphologique du sous-bassin versant..... | 131 |
| 3.1.4) Contexte hydrogéologique du sous-bassin versant..... | 132 |
| 3.1.5) Mécanismes d'initiation des laves torrentielles..... | 133 |
| 3.1.6) Conclusion..... | 136 |
| 3.2) Déstabilisation de masses d'éboulis- Boscodon (Hautes-Alpes)..... | 137 |
| 3.2.1) Présentation générale du site et localisation des zones d'initiation potentielles..... | 137 |
| 3.2.2) Présentation géologique du sous-bassin versant..... | 138 |
| 3.2.3) Contexte géomorphologique du sous-bassin versant..... | 142 |
| 3.2.4) Contexte hydrogéologique et hydrologique du cirque de Bragousse..... | 143 |
| 3.2.5) Initiation des laves torrentielles..... | 145 |

| | |
|--|-----|
| 3.2.6) Conclusion..... | 148 |
| 3.3) Reprise de dépôts torrentiels accumulés dans le chenal - Bragousse (Hautes-Alpes) | 149 |
| 3.3.1) Description des berges torrentielles | 149 |
| 3.3.2) Composition et structure des berges..... | 150 |
| 3.3.3) Mécanismes d'initiation | 152 |
| 3.3.4) Conclusion..... | 154 |
| 3.4) Rupture d'embâcles naturels - Rieu Sec (Savoie) | 155 |
| 3.4.1) Définition de l'embâcle | 155 |
| 3.4.2) Présentation du site d'étude..... | 155 |
| 3.4.3) Mécanisme d'initiation | 156 |
| 3.4.4) Conclusion..... | 158 |
| 3.5) Déstabilisation de berges - Verdarel (Hautes-Alpes) | 159 |
| 3.5.1) Présentation générale du bassin versant | 159 |
| 3.5.2) Présentation géologique du bassin versant | 160 |
| 3.5.3) Contexte géomorphologique | 162 |
| 3.5.4) Contexte hydrogéologique | 163 |
| 3.5.5) Mécanismes d'initiation des laves torrentielles..... | 164 |
| 3.5.6) Conclusion..... | 169 |
| 3.6) Initiation par solifluxion-glissement (Tuebi et Salso Moreno, Alpes Maritimes) | 169 |
| 3.6.1) Description du bassin versant du Tuebi..... | 170 |
| 3.6.2) Mécanisme d'initiation | 170 |
| 3.6.3) Conclusion..... | 172 |
| 3.7) Initiation par déstabilisation générale de versant - Real (Alpes Maritimes)..... | 173 |
| 3.7.1) Présentation du bassin versant..... | 173 |
| 3.7.2) Mécanisme d'initiation | 175 |
| 3.8) Rupture de poches d'eau dans le gypse - Sainte Elisabeth (Hautes-Alpes)..... | 176 |
| 3.8.1) Principe général..... | 176 |
| 3.8.2) Présentation du bassin versant..... | 177 |
| 3.8.3) Initiation des laves torrentielles..... | 177 |
| 3.8.4) Conclusion..... | 178 |
| 4) CONCLUSIONS SUR LES MECANISMES D'INITIATION - ESSAI DE TYPOLOGIE..... | 179 |
| 4.1) Caractéristiques des zones d'initiation potentielles | 179 |
| 4.1.1) Matériaux mobilisables | 180 |
| 4.1.2) Morphologie des zones d'initiation | 182 |
| 4.1.3) Le facteur hydrologique | 183 |
| 4.2) Typologie des mécanismes d'initiation | 183 |
| 4.2.1) L'extension géographique | 183 |
| 4.2.2) Les volumes mis en jeu par les laves torrentielles..... | 185 |
| 5) CONCLUSION | 185 |
| CHAPITRE V..... | 187 |
| ANALYSE DES ALEAS « LAVES TORRENTIELLES » ET DES RISQUES ASSOCIES | 187 |
| 1) NECESSITE DE LA MAITRISE DU RISQUE « LAVES TORRENTIELLES » | 187 |
| 1.1) Intégration du risque dans le contexte économique actuel | 187 |
| 1.1.1) Description d'événements reliés à des facteurs anthropiques..... | 188 |
| 1.1.2) Politique d'aménagement au regard de ces phénomènes..... | 188 |
| 1.2) Intégration du risque dans le contexte géodynamique actuel | 188 |
| 1.2.1) Evolutions morphologiques..... | 188 |
| 1.2.2) Illustrations sur le Tuebi..... | 189 |
| 1.2.3) Conclusions..... | 189 |
| 2) ESTIMATION DES VOLUMES POTENTIELLEMENT MOBILISABLES | 189 |

| | |
|--|-----|
| 2.1) Le Rieu Sec | 190 |
| 2.1.1) Volumes fournis par érosion hydrique | 190 |
| 2.1.2) Volumes fournis par glissement de terrain | 191 |
| 2.1.3) Volumes fournis par rupture d'embâcle | 191 |
| 2.1.4) Volumes fournis par production d'éboulis | 191 |
| 2.2) Le Bragousse..... | 192 |
| 2.2.1) Volumes fournis par remobilisation de dépôts torrentiels | 192 |
| 2.2.2) Volumes fournis par rupture « superficielle » dans les éboulis du pic de Charance..... | 192 |
| 2.3) Le Verdarel | 195 |
| 2.3.1) Volumes fournis par érosion hydrique et rupture dans les formations morainiques..... | 195 |
| 2.3.2) Volumes fournis par incision verticale du chenal..... | 195 |
| 2.3.3) Volumes fournis par incision latérale et rupture de berges..... | 196 |
| 2.3.4) Volumes fournis par des mouvements de versant..... | 196 |
| 2.4) La Ravoire de Pontamafrey | 197 |
| 2.4.1) Volumes fournis par érosion hydrique | 197 |
| 2.4.2) Volumes fournis par incision des berges | 197 |
| 2.4.3) Volumes fournis par remobilisation des produits du glissement | 197 |
| 2.4.4) Volumes fournis par réactivation du versant glissé - rupture profonde | 200 |
| 2.5) Le Pousset | 201 |
| 2.5.1) Rupture et incision des berges situées en rive gauche, à l'aval de la confluence Pousset-Arpon..... | 201 |
| 2.5.2) Incision et rupture des berges situées en rive droite | 202 |
| 2.5.3) Rupture par mouvement de masse..... | 202 |
| 2.6) Conclusion..... | 202 |
| 3) METHODOLOGIE D'EVALUATION DES ALEAS « LAVES TORRENTIELLES » | 203 |
| 3.1) Identification des trois niveaux de paramètres | 203 |
| 3.1.1) Les facteurs de prédisposition permanents | 204 |
| 3.1.2) Les facteurs de prédisposition variables | 204 |
| 3.1.3) Les facteurs déclenchants | 204 |
| 3.1.4) Schéma de fonctionnement des bassins versants étudiés | 204 |
| 3.2) Méthodologie de la cartographie de l'aléa « initiation de laves torrentielles »..... | 206 |
| 3.2.1) Indices liés aux facteurs de prédisposition permanents | 207 |
| 3.2.2) Indices spécifiques liés aux laves torrentielles | 209 |
| 3.2.3) Simulation de l'aléa global - carte d'aptitude à l'initiation | 212 |
| 4) ANALYSE DES SCENARIOS D'INTENSITE DES LAVES TORRENTIELLES ET MOYENS DE PREVENTION | 213 |
| 4.1) Analyse des scénarios « laves torrentielles » | 213 |
| 4.1.1) Définition des scénarios | 213 |
| 4.1.2) la Ravoire de Pontamafrey | 213 |
| 4.1.3) le Bragousse | 215 |
| 4.1.4) le Verdarel..... | 216 |
| 4.1.5) le Rieu Sec | 218 |
| 4.1.6) le Pousset..... | 219 |
| 4.1.7) Conclusion..... | 220 |
| 4.2) Moyens de prévention | 221 |
| 4.2.1) Présentation des méthodes d'atténuation..... | 221 |
| 4.2.2) Moyens d'atténuation des effets des laves torrentielles..... | 221 |
| 5) CONCLUSION | 224 |
| CONCLUSION GENERALE..... | 225 |
| REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES..... | 229 |
| ANNEXES | |

Figures

| | |
|---|----|
| Figure 1-1 : phénomènes lents et rapides en hydraulique, et mouvements de terrain | 4 |
| Figure 1-2 : rhéogrammes caractéristiques des fluides newtoniens et non newtoniens | 14 |
| Figure 1-3 : lois de comportement en cisaillement simple des laves torrentielles..... | 15 |
| Figure 1-4 : profil des vitesses internes d'un écoulement dans un plan parallèle à l'axe du chenal, (d'après Johson et Rodine, 1984) | 16 |
| Figure 1-5 : images successives des mouvements de blocs visibles à la surface d'une lave torrentielle (d'après Pierson, 1986) | 16 |
| Figure 1-6 : organisation d'une plage de dépôt..... | 21 |
| Figure 2-1 : carte de situation de l'étude | 26 |
| Figure 2-2: distribution annuelle des précipitations et écart-type des valeurs annuelles (période 1951- 1980) -a) stations météorologiques classées par altitude croissante -b) stations météorologiques classées par latitude croissante | 27 |
| Figure 2-3 : précipitations moyennes mensuelles (1951-1980) des stations proches des bassins torrentiels..... | 29 |
| Figure 2-4 : histogrammes de fréquence des événements..... | 36 |
| Figure 2-5 : évolution du temps séparant deux événements successifs | 37 |
| Figure 2-6 : nombre de laves torrentielles en fonction des saisons, par département | 39 |
| Figure 2-7 : répartition des événements climatiques observés au moment..... | 39 |
| Figure 2-8 : relation entre les précipitations cumulées et les laves torrentielles - a) torrent de la Ravoire de Pontamafrey - b) torrent du Verdarel..... | 42 |
| Figure 2-9 : pluie du jour en relation avec les pluies cumulées sur 15 jours..... | 43 |
| Figure 2-10 : intensité de l'événement déclenchant en relation avec les précipitations « actives »..... | 44 |
| Figure 2-11 : extrait de la carte géologique et des formations superficielles du bassin versant du Bragousse - Légende en annexe IV-2..... | 47 |
| Figure 2-12 : coupes géologiques longitudinales des torrents Sainte Elisabeth et Verdarel | 49 |
| Figure 2-13 : exemples d'indices de compacité..... | 53 |
| Figure 2-14 : extrait de la carte des pentes du Verdarel - Légende en annexe IV-2..... | 54 |
| Figure 2-15 : hiérarchisation du réseau hydrographique de la Maiola | 58 |
| Figure 2-16 : extrait de la carte géomorphologique du bassin versant de la Maiola - Légende en annexe IV-2 | 60 |
| Figure 3-1 : schématisation d'une bouffée de lave torrentielle..... | 65 |
| Figure 3-2 : courbes granulométriques de laves torrentielles -a) laves torrentielles à matrice cohésive - b) laves torrentielles à matrice granulaire | 66 |
| Figure 3-3 : fuseaux granulométriques définissant les deux types de laves torrentielles | 67 |
| Figure 3-4 : triangle de classification des sols de Jamagne | 69 |
| Figure 3-5 : corrélation entre le pourcentage d'éléments inférieurs à 50 μm et 0.2 mm | 71 |
| Figure 3-6 : distribution de la fraction 2-20 mm des dépôts torrentiels..... | 71 |
| Figure 3-7 : courbes granulométriques comparatives d'une même lave torrentielle | 73 |
| Figure 3-8 : courbe granulométrique d'un front essoré de lave torrentielle | 74 |
| Figure 3-9 : coupe verticale d'un bourrelet de lave torrentielle..... | 74 |
| Figure 3-10 : densité de distribution par classe granulométrique, pour chaque ligne de mesure..... | 76 |
| Figure 3-11 : coupe verticale de berge représentant des dépôts successifs de laves torrentielles et d'écoulement torrentiel | 77 |
| Figure 3-12 : courbe granulométrique de base de lave | 78 |
| Figure 3-13 : berge basse torrentielle avec base orientée (Salso Moreno, Alpes Maritimes) | 78 |
| Figure 3-14 : courbe granulométrique d'alluvions (a) et de dépôts intermédiaires (b) | 79 |
| Figure 3-15 : coupe verticale de berge torrentielle | 80 |
| Figure 3-16 : représentation dans le triangle de Jamagne de la matrice fine des dépôts torrentiels..... | 83 |
| Figure 3-17 : représentation des dépôts torrentiels dans le diagramme de Casagrande | 88 |
| Figure 3-18 : valeurs de bleu en fonction du pourcentage de particules de taille inférieure à 2 μm | 93 |
| Figure 3-19 : corrélation seuil de contrainte pour $C_v=30\%$ et indice de plasticité | 97 |

| | |
|---|-----|
| Figure 3-20 : structuration des dépôts du cône de déjection du Pousset | 102 |
| Figure 3-21 : cône de déjection formé par la lave du 24/07/95, torrent du Sainte Elisabeth..... | 103 |
| Figure 3-22 : comparaison de la granulométrie de zones d'initiation et de lave torrentielle associée | 105 |
| Figure 3-23 : courbes granulométriques des échantillons étudiés | 105 |
| Figure 3-24 : représentation des échantillons dans le triangle de Jamagne | 107 |
| Figure 3-25 : représentation de la fraction grossière des échantillons..... | 108 |
| Figure 3-26 : répartition de la fraction grossière en fonction de la nature des échantillons..... | 108 |
| Figure 3-27 : diagramme de Casagrande..... | 109 |
| Figure 3-28 : valeurs de bleu en fonction du pourcentage de particules de taille inférieure à 2 µm... 111 | 111 |
| Figure 3-29 : détermination du seuil de contrainte en fonction des concentrations volumiques solides | 113 |
| Figure 3-30 : identification de la matrice fine dans le triangle de Jamagne | 115 |
| Figure 4-1 : représentation schématique des liens entre les processus hydrologiques | 119 |
| Figure 4-2 : état d'humidité du sol infiltré selon un profil vertical | 121 |
| Figure 4-3 : déformation de la pente en fonction de l'augmentation de teneur en eau..... | 123 |
| Figure 4-4 : évolution des déplacements horizontaux en fonction de la montée de la nappe..... | 124 |
| Figure 4-5 : courbes d'iso-valeurs de déplacement maximal d'un point particulier d'une pente instable, en fonction de l'augmentation de densité et de pressions interstitielles (Song, 1996). | 125 |
| Figure 4-6 : coupes géologiques du glissement de Bon Attrait - a) Profil initial du versant..... | 128 |
| Figure 4-7 : Courbes granulométriques des laves torrentielles et des matériaux du glissement | 133 |
| Figure 4-8 : cartographie détaillée du versant glissé de Bon Attrait..... | 135 |
| Figure 4-9 : carte géologique du sous-bassin versant du Bragousse..... | 139 |
| Figure 4-10 : identification de la matrice des formations superficielles dans le triangle de Jamagne | 142 |
| Figure 4-11 : coupe géologique et contexte hydrogéologique du versant Est du pic de Charance..... | 144 |
| Figure 4-12 : courbes granulométriques comparatives de lave à matrice granulaire et d'échantillon de zone d'initiation..... | 145 |
| Figure 4-13 : schématisations des contextes de développement de mobilisation des éboulis..... | 146 |
| Figure 4-14 : facteur de sécurité des éboulis, en fonction de la hauteur d'eau (h_w) et de la hauteur d'éboulis mobilisés (h) | 147 |
| Figure 4-15 : facteur de sécurité en fonction de la hauteur d'eau (h_w) et de la hauteur d'éboulis mobilisés (h) | 148 |
| Figure 4-16 : interprétation de la structure de la berge 1 | 151 |
| Figure 4-17 : cycle de formation des berges torrentielles du Bragousse | 152 |
| Figure 4-18 : schématisation de la berge - a) Structure potentielle de la berge..... | 153 |
| Figure 4-19 : embâcle naturel dans le chenal du Rieu Sec | 155 |
| Figure 4-20 : schématisation d'un embâcle naturel | 157 |
| Figure 4-21 : courbes granulométriques comparatives des échantillons des zones d'initiation et de laves torrentielles..... | 165 |
| Figure 4-22 : berges déstructurées en rive gauche du Verdarel (altitude 1760) | 165 |
| Figure 4-23 : effets de la déstabilisation des berges : chutes et glissements | 166 |
| Figure 4-24 : coupe verticale de berge morainique instable | 168 |
| Figure 4-25 : coupe verticale dans les dépôts morainiques | 168 |
| Figure 4-26 : courbes granulométriques des zones d'initiation et de laves torrentielles..... | 171 |
| Figure 4-27 : représentation du versant instable - a) bombements dans le versant instable | 171 |
| Figure 4-28 : courbes granulométriques de laves torrentielles et zones d'initiation -a) produits du glissement -b) éboulis lités | 176 |
| Figure 4-29 : courbes granulométriques de zones d'initiation et de laves torrentielles -a) éboulis siliceux -b) dépôts accumulés au débouché de la source du gypse | 177 |
| Figure 4-30 : dissolution et réseau d'écoulement souterrain dans le gypse..... | 178 |
| Figure 4-31 : fuseaux granulométriques des matériaux des zones d'initiation véritables et des zones instables - comparaison avec le fuseau granulométrique des laves torrentielles | 182 |
| Figure 5-1 : les grandes voies alpines | 187 |
| Figure 5-2 : surfaces de rupture dans les formations de versant du versant Est du Pic de Charance (coupe géologique, cf fig 4-11 chap 4 ; Si : surfaces de rupture étudiées ; ▽ : niveau de nappe)..... | 193 |
| Figure 5-3 : surfaces de rupture profondes dans le versant Est du Pic de Charance (coupe géologique, cf fig 4-11 chap 4 ; Si : surfaces de rupture étudiées ; ▽ : niveau de nappe)..... | 194 |

| | |
|---|-----|
| Figure 5-4 : profil d'une incision dans la pelouse morainique | 195 |
| Figure 5-5 : profils lithologiques des berges..... | 196 |
| Figure 5-6 : évolution de l'alignement des jalons..... | 198 |
| Figure 5-7 : géométrie des surfaces de rupture dans les éboulis..... | 199 |
| Figure 5-8 : géométrie des surfaces de rupture des profils 1 et 2 | 200 |
| Figure 5-9 : évolution du positionnement des jalons | 202 |
| Figure 5-10 : initiation de laves torrentielles en fonction de l'évolution des susceptibilités du bassin versant (d'après Kienholz et Mani, 1996) | 203 |
| Figure 5-11 : situation stable dans le temps..... | 205 |
| Figure 5-12 : activité érosive croissante suivant des fluctuations saisonnières | 205 |
| Figure 5-13 : activité érosive croissante selon des cycles pluriannuels..... | 206 |
| Figure 5-14 : organigramme pour la détermination des aléas laves torrentielles | 208 |
| Figure 5-15 : carte de représentation des facteurs de prédisposition permanents | 209 |
| Figure 5-16 : carte des facteurs spécifiques aux laves torrentielles..... | 211 |
| Figure 5-17 : carte d'aptitude à l'initiation des laves torrentielles | 212 |

Tableaux

| | |
|--|----|
| Tableau 1-1 : principaux facteurs déclenchants et mécanismes d'initiation rapportés | 9 |
| Tableau 1-2 : synthèse de relations locales et régionales (d'après Cojean, 1994) | 10 |
| Tableau 1-3 : quelques propriétés de laves torrentielles dans les Alpes françaises..... | 13 |
| Tableau 2-1 : présentation des stations météorologiques de l'étude | 27 |
| Tableau 2-2 : normales pluviométriques annuelles (1951-1980) et variations interannuelles (en mm) | 28 |
| Tableau 2-3 : répartition saisonnière des précipitations (en pourcentages) et indicatif saisonnier | 30 |
| Tableau 2-4 : précipitations maximales mensuelles sur 24 heures | 30 |
| Tableau 2-5 : nombre de cas par classe d'intensité et fréquence relative..... | 31 |
| Tableau 2-6 : répartition saisonnière des précipitations d'intensité maximale en 24h..... | 32 |
| Tableau 2-7 : nombre de jours de chute de neige et proportion par rapport à la pluviométrie annuelle | 33 |
| Tableau 2-8 : températures moyennes mensuelles..... | 34 |
| Tableau 2-9 : nombre d'événements connus et temps séparant deux événements | 37 |
| Tableau 2-10 : fréquence de laves torrentielles de mai à août..... | 38 |
| Tableau 2-11 : relations précipitations mensuelles (mm)/ laves torrentielles de 1950 à 1954..... | 40 |
| Tableau 2-12 : relations précipitations (mm)/ laves torrentielles ; été 1965 (d'après Anchiéri, 1968) | 41 |
| Tableau 2-13 : principales caractéristiques du substratum des bassins versants torrentiels..... | 50 |
| Tableau 2-14 : nature des formations superficielles des bassins versants torrentiels..... | 52 |
| Tableau 2-15 : géométrie des bassins versants | 53 |
| Tableau 2-16 : relief et pente des bassins versants | 55 |
| Tableau 2-17 : caractéristiques de la portion linéaire de la courbe de surfaces cumulées | 56 |
| Tableau 2-18 : hiérarchisation du réseau de drainage..... | 57 |
| Tableau 3-1 : principales caractéristiques des différents types de dépôts torrentiels..... | 64 |
| Tableau 3-2 : caractéristiques granulométriques extrêmes des laves torrentielles des différents bassins versants | 67 |
| Tableau 3-3 : valeurs extrêmes des coefficients caractéristiques des courbes granulométriques | 68 |
| Tableau 3-4 : comparaison de l'indice de triage de laves torrentielles (d'après Sauret et Colas, 1985) | 68 |
| Tableau 3-5 : caractéristiques granulométriques des matrices des dépôts torrentiels | 70 |
| Tableau 3-6 : composition de la fraction grossière dans les laves torrentielles..... | 72 |
| Tableau 3-7 : densité de distribution ⁽¹⁾ de la fraction grossière des corps de lave..... | 73 |
| Tableau 3-8 : densité de distribution de la fraction grossière | 75 |
| Tableau 3-9 : coefficients granulométriques caractéristiques des alluvions et dépôts intermédiaires .. | 80 |
| Tableau 3-10 : comparaison de l'indice de triage des dépôts torrentiels (d'après Sauret et Colas, 1985) | 80 |
| Tableau 3-11 : caractéristiques granulométriques des matrices (< 2 mm) des alluvions et dépôts intermédiaires | 81 |
| Tableau 3-12 : densité de distribution de la fraction supérieure à 20 mm..... | 81 |
| Tableau 3-13 : composition de la fraction grossière des dépôts intermédiaires | 82 |
| Tableau 3-14 : critères distinctifs des types de laves torrentielles..... | 82 |
| Tableau 3-15 : coefficients granulométriques caractéristiques en fonction de la typologie du dépôt torrentiel | 83 |
| Tableau 3-16 : caractéristiques granulométriques des matrices de chaque type de dépôts torrentiels.. | 84 |
| Tableau 3-17 : valeurs moyennes et écart-type des densités de distribution des fractions grossières...84 | |
| Tableau 3-18 : étude pétrographique de la fraction supérieure à 20 mm..... | 85 |
| Tableau 3-19 : comparaison (en %) de la composition pétrographique d'échantillons torrentiels (Ravoire de Pontamafrey, Savoie)..... | 86 |
| Tableau 3-20 : forme des cailloux de taille supérieure à 20 mm, en fonction des classes granulométriques (en %) | 87 |
| Tableau 3-21 : forme des grains de la fraction granulométrique 10-20 mm..... | 87 |
| Tableau 3-22 : valeurs caractéristiques des limites d'Atterberg..... | 89 |
| Tableau 3-23 : valeurs rapportées des teneurs en eau de propagation et des concentrations volumiques solides de laves torrentielles..... | 90 |

| | |
|---|-----|
| Tableau 3-24 : relation entre concentration volumique solide, teneur en eau et taille maximale des particules du mélange | 90 |
| Tableau 3-25 : teneur en eau naturelle et concentration volumique solide, calculées sur deux dépôts récents écrêtés à 20 mm | 90 |
| Tableau 3-26 : valeurs de bleu des dépôts torrentiels | 92 |
| Tableau 3-27 : teneurs en carbonates et matières organiques des dépôts torrentiels (%) | 94 |
| Tableau 3-28 : seuils de contrainte des dépôts torrentiels | 96 |
| Tableau 3-29 : comparaisons des seuils de contrainte et des teneurs en particules fines | 96 |
| Tableau 3-30 : moyenne des valeurs caractéristiques des limites d'Atterberg | 98 |
| Tableau 3-31 : moyenne des valeurs de bleu des dépôts torrentiels, et de l'activité | 98 |
| Tableau 3-32 : moyenne des taux de contrainte en fonction de la concentration volumique solide | 98 |
| Tableau 3-33 : déplacements des blocs marqués dans les chenaux des différents torrents | 99 |
| Tableau 3-34 : vitesses de laves estimées | 100 |
| Tableau 3-35 : quelques chiffres caractéristiques des cônes de déjection | 101 |
| Tableau 3-36 : densité de distribution des cailloux et blocs en fonction de la localisation des dépôts sur le cône de déjection | 103 |
| Tableau 3-37 : coefficients caractéristiques des courbes granulométriques | 106 |
| Tableau 3-38 : principales caractéristiques granulométriques des zones d'initiation | 106 |
| Tableau 3-39 : caractéristiques de la matrice (< 2 mm) | 107 |
| Tableau 3-40 : valeurs caractéristiques des limites d'Atterberg | 110 |
| Tableau 3-41 : valeurs comparatives des limites d'Atterberg des matériaux des zones d'initiation | 110 |
| Tableau 3-42 : valeurs de bleu, valeurs de bleu équivalentes et activité des matériaux des zones d'initiation | 110 |
| Tableau 3-43 : teneurs en carbonates et matière organique -MO- en % | 112 |
| Tableau 3-44 : paramètres de la loi de Herschel-Bulkley ajustée aux valeurs rhéométriques | 113 |
| Tableau 3-45 : paramètres mécaniques des échantillons | 113 |
| Tableau 3-46 : caractéristiques géotechniques des échantillons cisailés | 114 |
| Tableau 3-47 : fuseau granulométrique des zones d'initiation et des laves torrentielles | 114 |
| Tableau 3-48 : valeurs comparatives des coefficients granulométriques | 114 |
| Tableau 3-49 : valeurs comparatives des limites d'Atterberg | 115 |
| Tableau 3-50 : comparaison des valeurs de bleu des échantillons des zones d'initiation et des dépôts torrentiels (g/100g) | 116 |
| Tableau 3-51 : comparaison des seuils de contrainte entre laves torrentielles et zones d'initiation | 116 |
| Tableau 4-1 : ordre de grandeur des coefficients de perméabilité | 120 |
| Tableau 4-2 : principales caractéristiques morphologiques du bassin versant | 127 |
| Tableaux 4-3 et 4-4 : caractéristiques granulométriques et géotechniques des produits du versant | 130 |
| Tableaux 4-5 et 4-6 : caractéristiques granulométriques et géotechniques des dépôts torrentiels | 131 |
| Tableau 4-7 : identification des argiles des dépôts torrentiels | 131 |
| Tableau 4-8 : ordre de grandeur de perméabilité des formations superficielles | 132 |
| Tableaux 4-9 et 4-10 : caractéristiques granulométriques et géotechniques des matériaux | 134 |
| Tableau 4-11 : description du mécanisme d'initiation par glissement | 137 |
| Tableau 4-12 : principales caractéristiques morphologiques du bassin versant | 138 |
| Tableaux 4-13 et 4-14 : principales caractéristiques géotechniques du matériau de la zone d'initiation | 140 |
| Tableaux 4-15 et 4-16 : caractéristiques granulométriques et géotechniques des laves torrentielles | 141 |
| Tableau 4-17 : composition minéralogique des laves torrentielles (%) | 142 |
| Tableau 4-18 : ordre de grandeur des perméabilités des formations superficielles | 144 |
| Tableau 4-19 : description du mécanisme d'initiation par déstabilisation d'éboulis | 149 |
| Tableau 4-20 : estimation des volumes des berges torrentielles | 150 |
| Tableaux 4-21 et 4-22 : caractéristiques granulométriques et géotechniques | 150 |
| Tableau 4-23 : caractéristiques minéralogiques (%) | 150 |
| Tableau 4-24 : description du mécanisme d'initiation par rupture de berges | 154 |
| Tableau 4-25 : ordre de grandeur des perméabilités des dépôts torrentiels du Rieu Sec | 158 |
| Tableau 4-26 : description du mécanisme d'initiation par rupture d'embâcles | 159 |
| Tableau 4-27 : principales caractéristiques morphologiques des sous-bassins versants | 159 |
| Tableaux 4-28 et 4-29 : caractéristiques granulométriques et géotechniques | 161 |
| Tableaux 4-30 et 4-31 : caractéristiques granulométriques et géotechniques des dépôts torrentiels | 162 |

| | |
|---|-----|
| Tableau 4-32 : ordre de grandeur de perméabilité des formations superficielles | 163 |
| Tableau 4-33 : description du mécanisme d'initiation par rupture de berges | 169 |
| Tableau 4-34 : caractéristiques géotechniques d'échantillons d'altérites de marnes | 171 |
| Tableau 4-35 : description du mécanisme d'initiation par solifluxion-glissement | 172 |
| Tableau 4-36 et 4-37 : caractéristiques granulométriques et géotechniques | 173 |
| Tableaux 4-38 et 4-39 : caractéristiques granulométriques et géotechniques | 174 |
| Tableau 4-40 : identification de la nature des argiles | 175 |
| Tableau 4-41 : description des mécanismes d'initiation par rupture d'entonnoirs de dissolution et débouffrages de karst | 179 |
| Tableau 4-42 : présentation des principales caractéristiques des zones d'initiation, par bassin versant | 181 |
| Tableau 4-43 : fuseaux granulométriques caractéristiques des laves torrentielles et des zones d'initiation | 182 |
| Tableau 4-44 : relation entre les processus hydrologiques et les mécanismes d'initiation | 184 |
| Tableau 5-1 : estimation des volumes disponibles dans le bassin versant | 190 |
| Tableau 5-2 : production spécifique de sédiments et taux d'ablation (Mathys et Al, 1996) | 190 |
| Tableau 5-3 : impact de l'érosion hydrique sur les altérites de marnes | 191 |
| Tableau 5-4 : vitesse de recul des parois (d'après Francou, 1993) | 191 |
| Tableau 5-5 : volume de matériaux libérés par les falaises rocheuses en fonction des taux de production détritique | 192 |
| Tableau 5-6 : volume de matériaux libérés par rupture plane indéfinie | 192 |
| Tableau 5-7 : estimations des volumes libérés en fonction des différentes surfaces de rupture potentielles | 193 |
| Tableau 5-8 : estimations des volumes libérés en fonction des différentes surfaces de rupture potentielles | 194 |
| Tableau 5-9 : estimations des volumes libérés par les différentes ruptures en un site | 195 |
| Tableau 5-10 : estimations des volumes instables (d'après CETE, 1982) | 197 |
| Tableau 5-11 : impact de l'érosion hydrique sur les altérites du flysch | 197 |
| Tableau 5-12 : estimations des volumes libérés en fonction des différentes surfaces de rupture potentielles | 200 |
| Tableau 5-13 : estimation des volumes libérés en fonction des différentes surfaces de rupture potentielles | 201 |
| Tableau 5-14 : évolution de l'alignement de jalons en rive gauche | 201 |
| Tableau 5-15 : estimations des volumes de matériaux mobilisables en berge rive droite | 202 |
| Tableau 5-16 : valeurs du sous-indice Iv lié aux volumes mobilisables | 211 |
| Tableau 5-17 : description des scénarios envisageables | 213 |
| Tableau 5-18 : volumes mis en jeu en fonction des scénarios | 214 |
| Tableau 5-19 : estimations des volumes mobilisables en fonction des différents mécanismes identifiés dans le bassin versant | 214 |
| Tableau 5-20 : volumes mis en jeu en fonction des scénarios | 215 |
| Tableau 5-21 : estimations des volumes libérés en fonction des différents mécanismes identifiés dans le bassin versant | 216 |
| Tableau 5-22 : volumes mis en jeu en fonction des scénarios | 217 |
| Tableau 5-23 : estimations des volumes libérés en fonction des différents mécanismes identifiés dans le bassin versant | 217 |
| Tableau 5-24 : relation entre volumes des laves et conséquences à l'aval | 218 |
| Tableau 5-25 : volumes mis en jeu en fonction des scénarios | 218 |
| Tableau 5-26 : volumes mobilisables dans le bassin versant | 219 |
| Tableau 5-27 : volumes mis en jeu en fonction des scénarios | 220 |
| Tableau 5-28 : étude cas par cas des méthodes potentielles d'atténuation des causes des laves torrentielles | 223 |

Table 1
601
602
603

100
101
102

A mon père

Les laves torrentielles sont généralement définies comme un type particulier d'écoulements chenalisés dans les lits des torrents. La forte charge solide du fluide, où se mêlent argiles, silts, sables, graviers et blocs de toutes tailles, lui confère un comportement rhéologique particulier, objet d'études spécifiques (modèles physiques et numériques). Le pouvoir destructeur de ces laves est en partie lié à la présence du bourrelet frontal riche en blocs et troncs d'arbres, dont l'agencement peut contribuer à former un véritable mur.

Elles peuvent mobiliser plusieurs dizaines de milliers de m^3 de matériaux en un seul événement et se propagent à des vitesses moyennes de 0.5 à 15 m/s, avec quelques rares événements pouvant atteindre une vitesse supérieure à 20 m/s.

Depuis toujours, les laves torrentielles ont causé des dégâts dans les vallées montagnardes du monde et notamment celles des Alpes. Pourtant, elles restent un risque relativement méconnu de la majeure partie de la population. Néanmoins, leur impact est aujourd'hui plus étendu en raison du développement économique et touristique, ainsi que de l'accroissement de l'urbanisation de ces régions montagnardes, et plus particulièrement des cônes de déjection des torrents. Ainsi, les nombreuses laves torrentielles initiées entre 1965 et 1970 dans le bassin versant de la Ravoire de Pontamafrey (Savoie) ont causé d'importants dégâts (engravement du village, coupures de la Route Nationale 6 et de la voie ferrée Paris-Turin), qui ont eu des répercussions économiques considérables.

C'est donc dans le but de mieux appréhender ces phénomènes qu'a été développé le contrat de recherche européen intitulé « contribution à la réduction des dommages créés par les laves torrentielles dans l'arc alpin, par l'analyse des facteurs déclenchants, des phénomènes d'initiation, de propagation et de dépôt ». Ce projet a regroupé sept partenaires européens⁽¹⁾ qui représentent des compétences diverses dans les domaines de l'hydraulique torrentielle, de la géomorphologie, de la mécanique des sols et de la géologie de l'ingénieur.

Cette recherche s'est intéressée à l'intégralité du phénomène « lave torrentielle », qui peut être décomposé en trois phases qui sont l'initiation, la propagation et le dépôt. Par initiation, nous entendons les mécanismes, multiples, qui conduisent à la formation de l'écoulement, à partir de matériaux solides et d'eau - incorporation d'une masse solide dans un fluide, ou imbibition suffisante de matériaux solides -. De nombreux articles relatent des laves torrentielles, en s'attachant particulièrement à comprendre et analyser le contexte spécifique d'initiation propre à chaque événement. La confrontation de diverses descriptions met en exergue la complexité de l'étude en raison de l'interconnexion de multiples facteurs. Ce travail de recherche est plus particulièrement consacré à l'étude de cette phase du phénomène.

L'analyse de la propagation passe par la détermination des caractéristiques physiques du matériau et de sa loi de comportement, ce qui permet de mieux comprendre les mécanismes d'écoulement, de reprise et dépôt de matériaux dans les chenaux lors de la propagation, ainsi que les critères dirigeant le dépôt des laves torrentielles.

L'observation détaillée des dépôts et des signes caractéristiques du passage d'une lave (traces de boue sur les arbres, projections et dépôts superficiels dans le chenal,...) permet de mieux connaître l'activité

¹le Centre de Géologie de l'Ingénieur, commun à l'Ecole des Mines de Paris et à l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, la division protection des érosions du CEMAGREF de Grenoble (Centre National de Machinisme Agricole du Génie Rural, des Eaux et des Forêts), l'ONF-RTM (Office National des Forêts, Service Restauration des Terrains en Montagne), le CNR-IRPI de Turin (Centre National de Recherche, Institut de Recherche pour la protection hydrogéologique), l'Institut de Géographie de l'Université de Berne, le Département de génie civil et environnemental de l'Université de Trente, le bureau d'ingénierie Geo7 de Berne, spécialisé dans les risques naturels.

actuelle et passée des torrents quant à la production de laves torrentielles, et de déterminer le niveau de risque par l'estimation des volumes de matériaux transportés.

Notre travail de recherche a été orienté sur onze bassins versants torrentiels, répartis du Nord au Sud du massif alpin français, qui ont été sélectionnés avec le conseil des services RTM, pour leur activité reconnue et les enjeux menacés. La compréhension du phénomène et de son contexte générateur ne pouvait se construire sans la réalisation de missions d'observations sur le terrain. L'analyse détaillée des caractéristiques morphologiques, géologiques et hydrologiques des bassins versants, complétée par l'étude des échantillons prélevés dans les zones d'initiation comme dans les dépôts de lave, nous a permis de réaliser diverses cartes thématiques. Nous avons même eu la chance, à plusieurs reprises, d'observer des dépôts de laves torrentielles très récentes (moins de 20 heures), et exceptionnellement d'être témoins de la phase terminale d'une lave. Ces événements sont providentiels dans la mesure où les traces fraîches remontent jusqu'au(x) lieu(x) d'initiation de la lave torrentielle.

La première partie de ce mémoire présente les facteurs de prédisposition et les facteurs déclenchants des laves torrentielles, ainsi que les principaux mécanismes d'initiation répertoriés dans les différentes études bibliographiques. Elle aborde également les phases propagation et dépôt des laves torrentielles, en en présentant les principales caractéristiques.

Dans la deuxième partie, nous avons porté une attention particulière aux laves torrentielles dans l'environnement climatique, morphologique et géologique spécifique des Alpes françaises. La répartition temporelle des événements met en exergue la distribution saisonnière des laves torrentielles, laquelle s'explique en partie par leur relation avec les événements pluviométriques. Les cadres morphologique et géologique des différents bassins versants ont été présentés de manière synthétique, ce qui met en valeur la diversité des contextes des laves torrentielles de l'étude.

La troisième partie porte sur l'analyse des échantillons de dépôts de laves torrentielles et de matériaux de zones d'initiation. Malgré la diversité des contextes initiateurs, nous avons pu établir une typologie des laves torrentielles, basée sur les caractéristiques pétrophysiques, géotechniques, texturales et rhéologiques obtenues à partir d'échantillons prélevés dans différents dépôts de laves. Nous avons également pu établir des similitudes entre les dépôts de laves torrentielles et les matériaux des zones d'initiation, qui sont intéressantes pour définir les conditions nécessaires à l'initiation des laves torrentielles.

La quatrième partie concerne l'initiation des laves torrentielles, dépendant de deux facteurs principaux qui sont l'eau par ses différents rôles physico-chimiques et mécaniques, et la nature des matériaux des zones d'initiation identifiées. Nous avons donc détaillé quelques études de cas sélectionnés parmi tous les bassins versants étudiés. Ces exemples retracent la démarche globale visant à identifier, par la réalisation de cartes thématiques et l'étude d'échantillons, les zones d'initiation et les mécanismes à partir desquels une lave torrentielle est générée. La réflexion synthétique menée à partir des observations particulières réalisées sur chaque bassin versant torrentiel nous a permis de réaliser des fiches synoptiques pour certains mécanismes d'initiation les plus fréquents.

La dernière partie aborde les questions liées à la maîtrise du risque de laves torrentielles. Nous avons tout d'abord défini une méthodologie de cartographie des aléas qui prenne en compte, à côté des facteurs d'instabilité généralement considérés, les facteurs spécifiques aux laves torrentielles. Ensuite, des scénarios réalistes de laves torrentielles, gradués en fonction des dégâts que ces événements sont susceptibles de causer, ont été élaborés en se basant sur des calculs de stabilité et sur l'estimation des volumes de matériaux meubles potentiellement mobilisables disponibles dans les bassins versants.

Description phénoménologique des laves torrentielles

" A mes pieds, le lit du torrent, profond de 8 mètres environ et large de 25 mètres, est presque à sec, malgré l'orage. Mais en regardant en amont, dans la direction des chutes qui se trouvent à cet endroit, je vois une immense masse noire qui s'avance comme un mur et presque sans bruit, descendant le lit du torrent. C'était la lave qui venait de la montagne et qu'il m'était donné d'observer dans toute son intensité (...). C'est un amalgame de terre et de blocs de grosseur, ayant à peine la fluidité du béton. En avant, à moitié prise dans cette boue très épaisse, une avant-garde de gros blocs cubant parfois jusqu'à 5 et 6 mètres cubes semble poussée par la lave. Ces rochers, qui sont entraînés pendant quelques minutes, sont engloutis dans le chaos qui les suit dès qu'ils trouvent un obstacle qui les arrête. Ils sont alors remplacés par d'autres, qui sont poussés et bientôt engloutis à leur tour." (description faite par Schlumberger, garde forestier de Barcelonnette, cité par Demontzey, 1894).

1) Terminologie

1.1) Définition de l'expression « laves torrentielles »

Nous avons adopté la définition donnée par Coussot (1993) : « écoulement, rapide lorsque la pente est forte (...), d'un mélange boueux et/ou rocailleux saturé en eau dans le lit (...) d'un torrent de montagne, avec une concentration solide telle que le mélange semble s'écouler comme un fluide. »

Cette définition amène donc à considérer les laves torrentielles comme un type particulier d'écoulements chenalisés, alors que nous considérerons les coulées de débris et coulées boueuses dans les versants (donc non chenalisées) comme des mécanismes potentiels d'initiation de ces laves torrentielles.

De nombreux termes utilisés dans la littérature scientifique étrangère, qui ont été synthétisés par Sauret et Colas (1986) désignent des écoulements naturels (debris flows, earth flows, debris torrents, mudflow,...), dont les distinctions sont basées sur les caractéristiques de l'écoulement et la vitesse de propagation. Il apparaît que, selon la définition que nous avons choisie, debris flows et debris torrents sont les termes équivalents les mieux adaptés au phénomène étudié.

Nous avons toutefois abordé le cas particulier des lahars lors de l'étude bibliographique, qui s'avèrent parfois plus destructeurs que les éruptions volcaniques dont ils sont issus.

1.2) La place des laves torrentielles dans le domaine de l'hydraulique

Il existe, dans le champ de l'hydraulique, différents domaines délimités en fonction de la proportion matériau solide/eau (figure 1-1). Dans le domaine des écoulements, on observe une première transition entre le charriage et les écoulements hyperconcentrés (concentration volumique solide ⁽¹⁾ comprise entre 0.01 et 0.25) qui ne répondent plus aux équations classiques de l'hydraulique, en raison d'un comportement non newtonien, ou encore de l'existence d'un seuil de contrainte. Lorsque la concentration volumique solide augmente encore, et se trouve comprise entre 0.45 et 0.8 ⁽²⁾, ils font place aux laves torrentielles. Dans le cas de ces deux types particuliers d'écoulements, il est nécessaire de prendre en considération la phase solide dans la résolution des équations relatives à la phase liquide.

¹ Concentration volumique solide = volume solide/volume total

² Valeurs communément citées, obtenues sur des mesures in-situ, dans le corps de lave intact.

La transition entre écoulements hyperconcentrés et laves torrentielles est brutale. A la gamme de concentration volumique solide 0.25-0.45 ne correspond, semble-t-il, aucun type d'écoulement, dans le domaine des écoulements torrentiels.

Leur composante fluide permet également de les dissocier des mouvements de terrain (pôle matériau solide) qui s'opèrent à vitesse plus lente, et teneur en eau souvent plus faible, mais qu'une accélération du mouvement et un apport d'eau extérieur peuvent transformer en laves torrentielles.

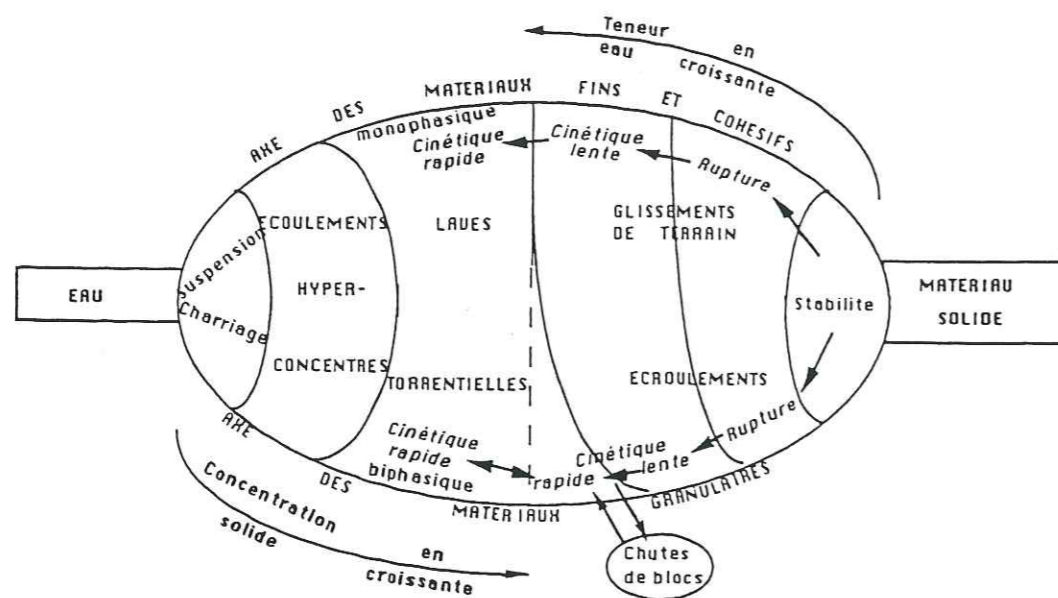


Figure 1-1 : phénomènes lents et rapides en hydraulique, et mouvements de terrain (d'après Meunier, 1994)

Les laves torrentielles se situent donc à l'interface de deux domaines qui sont l'hydraulique fluviale (pôle eau) et la géomécanique (pôle matériau solide), et leur formation peut être interprétée comme liée à l'enrichissement en particules solides d'un fluide ou à l'incorporation d'eau dans un mouvement de versant.

2) Le phénomène « lave torrentielle »

2.1) Initiation des laves torrentielles

Les nombreuses études mondiales du phénomène « lave torrentielle » ont permis de mettre en évidence que la cause fondamentale de l'initiation était principalement un apport d'eau très important sur une courte période de temps. Toutefois, il apparaît également, en étudiant les corrélations éventuelles des laves torrentielles générées dans des bassins versants torrentiels contigus dans nos vallées montagnardes, que le déclenchement des laves torrentielles est assujéti au contexte environnemental (pris en compte par des facteurs de prédisposition) qui conditionne les réactions hydrologiques et physiques des sols.

2.1.1) Facteurs de prédisposition

L'activité de torrents à laves est largement connue de par le monde, et également dans tout le massif des Alpes françaises. Pourtant, les contextes climatiques, topographiques et géologiques de ces sites sont très variables et sous-entendent des situations de déclenchement de laves torrentielles très diversifiées.

2.1.1.1) Contexte climatique

Les contextes climatiques dans lesquels les laves torrentielles sont répertoriées sont très variés, et vont des climats arides aux zones périglaciaires. Elles se produisent dans toutes les zones montagneuses et sous toutes les latitudes. Ainsi, dans les Andes sèches péruviennes, entre 1900 et 4600 mètres d'altitude, elles constituent les formes habituelles d'évacuation des matériaux accumulés dans les bassins versants.

Les dominantes de chaque contexte climatique sont très variables et gouvernent les mécanismes d'altération et d'érosion dont l'intensité va dépendre de la répartition saisonnière des pluies, des périodes éventuelles de sécheresse ou de long gel, de l'amplitude thermique,....

a) Influence du gel

Le taux d'alimentation des formations superficielles mobilisables en laves torrentielles (éboulis, altérites) est en partie gouverné par les impacts du gel sur les roches. L'intensité du gel et la fréquence des cycles gel-dégel sont influencés par le contexte climatique global, mais également par l'orientation des versants. L'impact des épisodes de gel sur les roches est également fonction de leur texture, qui contrôle la taille des fragments et le degré de gélifraction.

b) Influence des précipitations

Même si certaines laves torrentielles ont été observées sans relation directe avec de fortes précipitations, les pluies constituent la composante essentielle des facteurs déclenchants, car elles contrôlent les problèmes de saturation des sols, de perte de cohésion capillaire des sols non saturés, ainsi que la recharge des nappes et la montée des pressions interstitielles.

Le régime des précipitations impose les cycles dessiccation-humidification des sols, qui sont d'une importance primordiale sur les sols argileux. En modifiant la texture de ces sols en surface, ces cycles les fragilisent et augmentent le taux potentiel d'arrachement des particules sous l'effet du ruissellement.

Le manteau neigeux qui se forme en hiver constitue un réservoir d'eau considérable, qui est libéré, parfois rapidement, en période de fonte des neiges. Dans les Alpes, les orages (souvent accompagnés de pluies torrentielles et de grêle) sont fréquents en été.

Ces différentes conditions génèrent un contexte propice à la formation de laves torrentielles.

2.1.1.2) Contexte morphologique du bassin versant

La distribution des surfaces en fonction de l'altitude, la forme générale des trois unités morphologiques torrentielles (bassin de réception, chenal d'écoulement et cône de déjection) constituent des facteurs essentiels qui influent sur les débits d'eau évacués par un bassin versant et les hydrogrammes de crue. Ainsi, la quantité de pluie effectivement captée par un torrent est fonction de la surface et de la forme générale du bassin de réception, et augmente en proportion de son évasement et de sa situation en altitude.

Dans le cas d'un cirque de réception hémisphérique bien dessiné, dont la transition avec le chenal est marquée à la faveur d'un rétrécissement, la rapide concentration du ruissellement entraîne une importante augmentation du débit d'eau, et donc potentiellement de la quantité de matériaux transportables par l'écoulement.

L'étude de la répartition des pentes (valeurs et distribution dans l'espace) dans le bassin versant permet de mieux cerner les zones où une lave pourra potentiellement être initiée. Ainsi, il ressort des études bibliographiques étrangères d'événements rapportés (Takahashi, 1981 et Vandine, 1985) que des pentes minimales de l'ordre de 15° sont généralement nécessaires pour le déclenchement de

l'écoulement lave torrentielle. Dans les bassins expérimentaux, les laves torrentielles se déclenchent sur des pentes supérieures à 20° (Sauret et Colas, 1986).

2.1.1.3) Contexte géologique et géomorphologique

L'étude bibliographique des événements rapportés de par le monde permet d'établir que les laves torrentielles se forment dans des terrains de faible cohésion, à porosité élevée, qui sont des terrains très altérés ou des formations superficielles (éboulis, formations glaciaires, résidus de glissements anciens).

L'altération en profondeur des terrains résulte d'une désagrégation mécanique du substratum, qui est particulièrement importante dans des zones où l'histoire tectonique a profondément influencé la structure des massifs rocheux (présence de failles ou de chevauchements). De plus, en raison des contextes climatiques rudes (gel fréquent) et des reliefs jeunes et accentués, l'érosion et la fragmentation des formations rocheuses est intense.

Parallèlement à la fragmentation, l'altération physico-chimique entraîne la désagrégation progressive des roches en éléments fins à très fins au contact de l'air et sous l'effet des circulations d'eau. Ainsi, Périnet (1982) cite des épaisseurs de 60 mètres de schistes altérés dans le bassin versant de la Ravoire de Bourg-Saint-Maurice.

Le substratum influe, par sa porosité, sa cohésion et la densité du réseau de fracturation, sur le développement du réseau hydrographique (gorges plus ou moins étroites, berges plus ou moins raides, réseaux de drains plus ou moins développés) et donc sur la répartition des eaux superficielles et souterraines dans le bassin versant. Il contrôle également les principaux traits géomorphologiques, comme les escarpements, les versants à relief mou, ainsi que les mécanismes d'érosion.

2.1.1.4) Contexte hydrologique et hydrogéologique

Par définition, les torrents sont des cours d'eau à débits très variables, qui peuvent même parfois être partiellement à sec. Ces changements hydrauliques brutaux en réponse à des épisodes pluvieux impliquent d'importantes variations de la capacité de charge du torrent qui dépend de la géométrie du chenal, de la granularité des matériaux disponibles et de la vitesse du fluide.

La réponse directe aux précipitations des différents chenaux du bassin versant dépend en grande partie de la nature des sols et des taux de ruissellement et infiltration, qui sont fonction de la relation intensité/durée des pluies, de la conductivité hydraulique des sols et de la teneur en eau initiale.

Dans le cas de pluies peu intenses et continues, l'infiltration prédomine et contrôle les variations de pression interstitielle. Lorsque l'intensité de la pluie augmente, l'eau se répartit entre infiltration et ruissellement.

Dans le cas de sols granulaires perméables, l'infiltration est importante, le drainage du sol est élevé et aucune surpression interstitielle ne se développe ; dans le cas de matériaux fins cohésifs, l'eau infiltrée est retenue dans le sol et si le front d'infiltration rejoint une nappe, il s'en suit une augmentation, qui peut être très soudaine, des pressions interstitielles.

Il semble également que la chimie des eaux influe sur le comportement des sols. En effet, en fonction des sels et cations présents dans l'eau infiltrée ou ruisselée, l'importance relative des forces de répulsion et d'attraction des particules argileuses va varier. Ainsi, lorsque la concentration dans les eaux est faible, et que les cations sont monovalents, les forces répulsives dominent, il y a mise en suspension des argiles. Par contre, quand la concentration en éléments dans les eaux augmente et que les cations sont polyvalents, les argiles vont flocculer.

Or, les massifs gypseux, très solubles, se trouvent en proportion non négligeable dans de nombreux bassins versants alpins. Les eaux circulant dans ce karst sont donc chargées en Ca^{2+} , SO_4^{2-} et CO_2 dissout, et accessoirement en d'autres ions. Plus les concentrations en sels dissous sont élevées, plus les forces attractives dominent. La circulation de telles eaux dans des sols aura pour effet de faire flocculer les argiles, ce qui peut jouer un rôle dans la genèse du matériau « lave torrentielle ».

2.1.1.5) Influence de la végétation

La présence de forêt n'implique pas l'inexistence du phénomène « lave torrentielle », mais est fréquemment un facteur limitatif. A l'inverse, la déstabilisation de l'équilibre forestier constitue un facteur très favorable à la reprise d'érosion et à l'augmentation corrélative du risque « lave torrentielle ». C'est donc l'absence de végétation, ou des modifications de son état, qui constituent des facteurs de prédisposition aux laves torrentielles.

a) Rôle de la végétation dans la résistance des sols

La présence de végétation pérenne implique le développement d'un réseau racinaire dans le sol, dont la géométrie et l'étendue diffèrent en fonction de l'âge et de la nature de la végétation présente, de la nature du sol et de l'état de fracturation du substratum. La présence d'un réseau racinaire bien développé est un facteur positif de la résistance des sols, qui intervient par un terme de cohésion racinaire. Sa valeur semble être constante pour un type de végétation donné, et elle varie de 1.6 à plus de 3 kPa, des formations végétales basses aux forêts. L'influence stabilisatrice de la végétation dépend donc fortement de la cohésion intrinsèque du sol, qui peut varier de 0 à plus de 50 kPa.

L'influence positive d'une forêt bien développée ne semble plus être valable dans le cas où les terrains concernés sont affectés de mouvements de terrain ou dans le cas de berges mécaniquement affaiblies, lorsque les volumes concernés par ces mécanismes sont faibles. En effet, dans ces situations, la surcharge des arbres n'est pas négligeable et peut accélérer la rupture.

b) Rôle de la végétation dans l'interception de l'eau

La présence de végétation, même basse de type herbage, protège fortement les sols de l'érosion liée aux chocs des gouttes de pluie, et limite donc l'intensité du ruissellement et de l'érosion sur les versants.

La présence de forêt est de loin la plus favorable, puisqu'elle permet d'intercepter jusqu'à un cinquième de la lame d'eau, et de maintenir un taux d'humidité au sol plus élevé sous couvert forestier ; elle protège ainsi également les sols des écarts thermiques, limite l'amplitude des cycles dessiccation-saturation, et diminue le risque d'un trop grand développement de surfaces gelées en profondeur.

c) Rôle de la végétation dans l'infiltration de l'eau

La présence de végétation induit des besoins en eau beaucoup plus importants, donc un taux d'évapo-transpiration plus élevé. L'absorption de l'eau par la végétation contribue donc à « assainir les sols », à contrarier la descente des fronts d'infiltration et la recharge des nappes.

Si l'absence de végétation est un facteur de prédisposition positif vis-à-vis des laves torrentielles dans la mesure où elle exacerbe les réactions des sols aux impacts climatiques et hydrologiques, il ne faut pas surestimer l'influence positive de cette végétation, notamment dans des zones en état de stabilité limite lorsque les volumes affectés sont faibles.

2.1.1.6) Facteurs anthropiques

Les modifications apportées par l'homme sur les processus naturels d'érosion-sédimentation en milieu naturel peuvent entraîner une érosion accélérée. Les défrichements abusifs pour cultures vivrières, les pâturages intensifs liés à une surabondance des troupeaux ont pu causer de graves dommages aux forêts.

Après une certaine accalmie des processus de dégradation pendant la première moitié du XXème siècle, le développement des infrastructures économiques (autoroutes, voies ferrées) et touristiques (stations de sports d'hiver, développement de structures d'hébergement sur les cônes de déjection) ont entraîné de profondes modifications des conditions hydrologiques naturelles, particulièrement par l'imperméabilisation de surfaces très étendues, ainsi que d'importants bouleversements écologiques.

En ce sens, il semble, bien que la controverse existe, que la lave torrentielle de la Ravoire de Bourg-Saint-Maurice (Savoie), qui s'est produite en 1981, emportant la route conduisant à la station des Arcs, soit reliée au développement des infrastructures construites pour cette station.

Tous ces facteurs de prédisposition ne sont pas indépendants, et les contextes générateurs de laves torrentielles résultent souvent de l'interaction de plusieurs d'entre eux.

2.1.2) Facteurs déclenchants

Les facteurs déclenchants constituent l'élément non permanent qui, surimposé aux facteurs de prédisposition précédemment décrits, va induire à un instant donné l'initiation d'une lave torrentielle. Etant donné la définition même d'une lave torrentielle, il apparaît qu'un apport d'eau est nécessaire pour la former. Dans certains cas, cette eau peut être présente dans le milieu : poches sous-glaciaires, vides karstiques.

2.1.2.1) L'eau : cause primordiale

Le rôle de l'eau dans l'initiation directe des laves torrentielles fait intervenir le contexte climatique ponctuel qui s'insère dans le contexte climatique global. Les laves torrentielles sont en effet fréquemment associées à des événements météorologiques extrêmes tels qu'orages, cyclones, fontes brutales de neige ou de glace (tableau 1-1).

L'intervention de l'eau sur le déclenchement des laves torrentielles peut se décomposer en quatre étapes :

- pluies fortes, orages de grêle, fonte brutale du manteau neigeux, dégel des sols ;
- descente d'un front d'infiltration : l'eau qui imbibe des terrains initialement non saturés apporte une surcharge défavorable à la stabilité. De plus, elle diminue ou annule la cohésion de capillarité de ces matériaux ;
- augmentation de pression interstitielle des sols saturés en profondeur, contrôlée par différents facteurs hydrologiques qui sont l'humidité initiale, la conductivité hydraulique des sols superficiels, l'intensité et la durée des pluies. Il s'en suit une diminution de la résistance au cisaillement des sols ;
- formation ou remobilisation d'une surface de cisaillement, et glissement de terrain, ou liquéfaction du sol, ou ravinement intense....

Tableau 1-1 : principaux facteurs déclenchants et mécanismes d'initiation rapportés

| Lieu et date de l'événement | Facteur déclenchant | Mécanisme d'initiation |
|--|--|---|
| Dushambe, Tajikistan (1988) | Tremblement de terre | Glissement de terrain dans les loess et liquéfaction |
| Vallée du Rimac, Andes centrales péruviennes (1959) | Pluies violentes après une période de sécheresse | Erosion, ravinement dans des altérites de granite et granodiorite |
| Szechuan, Tibet (1953, 1962) | Fonte de neige et de glace | Saturation des terrains superficiels décohésionnés et écoulement |
| Alaguela, Costa Rica (1989) | Orage violent (70 mm) (durée assez courte, mais non rapportée) | Glissement développé le long d'une surface de rupture préexistante, au contact du substrat et de pyroclastes non consolidés |
| Ravoire de Pontamafrey, Alpes françaises (1965) | Pluies antécédentes fortes et fonte des neiges | Glissement de terrain dans les éboulis |
| Le Grand Bornand, Préalpes françaises (1987) | Pluies orageuses et grêle (93 mm en 1h30) | Ruissellement intense dans les formations superficielles |
| Ravoire de Bourg-Saint-Maurice, Alpes françaises (1981) | Pluies torrentielles et fonte des neiges | Déstabilisation de berges et incision du lit dans des schistes altérés |
| San Carlos, Colombie (1990) | Orage de 208 mm en 3 h | Erosion et ravinement, avec alimentation par incision du chenal (anciens dépôts torrentiels et dépôts de pente) |
| Slide Mountain, Nevada (1983) | Fonte brutale des neiges et ruissellement dans les roches broyées et altérées | Eboulement de rochers dans un lac de barrage, puis débordement et lames d'eau entraînant des dépôts hétérométriques (colluvions de granodiorite) |
| Kamikamitori, Nord du Japon (environ chaque été) | Fortes pluies | Erosion et ruissellement à l'amont, excavation à l'aval |
| Huachuca Mountain, Arizona (1988) | Incendie de forêt suivi de pluies torrentielles en été | Ravinement et ruissellement de l'horizon superficiel |
| Wasatch Front, Utah (1983-84) | Climat exceptionnel pendant 2 ans (excès de pluies et de neige), puis massive fonte des neiges | Ravinement et développement de niches d'arrachement dans les pentes à la base du paquet de neige |
| Papouasie Nouvelle Guinée (1985) | Tremblement de terre (7.1° sur l'échelle de Richter) | Des avalanches de débris dans les calcaires altérés (mai 85) forment un barrage dans le torrent ⇒ rupture en sept 86 initie des laves torrentielles |
| La Valette, Alpes françaises | Ecroulement rocheux | La masse glissée, en aval de la zone d'ablation, se transforme en une coulée, qui emprunte l'ancien lit du torrent de la Valette |
| Débâcle du Charmaix, Alpes françaises (1906) | Orage violent (63 mm/2h) | Ravinement et érosion rapide entraînent un transport de matériaux ⇒ barrage temporaire dans le torrent ⇒ rupture et lave torrentielle |
| Oregon Coast Range, USA (44 laves torrentielles en 30 ans) | Orages violents et facteurs anthropiques | Glissements initiés dans des rigoles remplies de colluvions (78%) ou glissements plans (22%) |
| Colorado central, USA (1961) | Pluies supérieures à la normale durant tout l'été | Avalanches de débris en différents sites du cirque de réception |
| Volcan Manyon, Philippines (1984) | Eruption volcanique | Lahars chauds initiés par l'émission de pyroclastites et de cendres qui s'écoulent dans les dépressions topographiques |
| Volcan Manyon, Philippines (1984) | Périodes de mousson suivant une éruption volcanique | Ravinement et érosion des pyroclastites et cendres non consolidés sur les pentes du cratère ⇒ lahars froids |
| Ashiwada-mura district, Japon (1966) | Typhon n°26 | Ruissellement et arrachement superficiel de dépôts colluviaux |
| Alajerilla river valley, Espagne (1986) | Orage violent localisé, se produisant 3 semaines après un feu de forêt | Arrachement de matériaux dans des escarpements superficiels initiés dans les zones brûlées |
| Californie du Sud, USA (1969) | Orage violent | Rupture superficielle dans des sols colluviaux et ravines comblées |

2.1.2.2) Relations entre pluviométrie et mouvements

Depuis des années déjà, de nombreux auteurs étudient les données météorologiques dans le but d'établir une relation entre les mouvements induits (glissements de terrain et laves torrentielles) et les précipitations. Comme le montre bien le tableau 1-2, les critères et les indices pluviométriques pris en considération sont très variables d'un auteur à l'autre.

Il ressort toutefois de cette comparaison que l'intensité et la durée des pluies orageuses est un facteur primordial dans le déclenchement des laves torrentielles ou des glissements de terrain, qui est souvent mis en relation avec les pluies cumulées antérieures reçues sur le bassin versant. Ainsi, Canuti et al (1985) prennent en considération l'influence de précipitations cumulées selon une période de temps définie en fonction de la classe de drainage du sol. Pour Campbell (1975) et Lumb (1975), les risques de déclenchement lors d'un épisode pluvieux de faible intensité augmentent quand les précipitations cumulées atteignent un seuil minimal propre à chaque site étudié. Dans d'autres études encore, les pluies antérieures sont reliées à l'humidité du sol (Crozier et Eyles, 1980) ou aux pressions interstitielles (Azimi et Desvarreux, 1986).

Tableau 1-2 : synthèse de relations locales et régionales (d'après Cojean, 1994)

| Auteurs | Seuils et valeurs critiques | Mouvements déclenchés |
|-------------------------------|--|---|
| Zaruba et Mencl (1969) | printemps pluvieux, automne et hiver humides, et P_c (10 mois) > 700 mm | glissements et réactivation de glissements de terrain (région bohémienne) |
| Zaruba et Mencl (1969) | $P_i = 52$ mm avec $I = 26$ mm/h | Laves torrentielles (Carpates) |
| Lumb (1975) | $P_j \geq 100$ mm et P_a (15 j) ≥ 350 mm | Rupture de sols résiduels (Hong Kong) |
| Cotecchia (1978) | $P_j = 150$ à 200 mm avec $I \geq 20-30$ mm/h | Mouvements de masse (Japon) |
| Campbell (1975) | pour $P_{sais} = 250$ mm, $I_c \geq 6$ mm/h | Laves torrentielles sur des pentes de 27-45° |
| Govi (1976) | $P_c = 100$ à 200 mm/j | Réactivation d'anciens glissements (Alpes italiennes occidentales) |
| Wieczorek et Sarmiento (1988) | $I = 1.7 + 9/D$ pour $P_c = 280$ mm | Laves torrentielles (Californie) |
| Zimmermann (1990) | pour P_i (30-40 h) = 90 à 170 mm et P_c (20 j) = 30 à 100 mm, $I = 15$ à 45 mm/3 h | Laves torrentielles (Alpes suisses) |
| Cancelli et Nova (1985) | $\log I = 1.65 - 0.78 \log D$ | Laves torrentielles (Alpes autrichiennes) |

P_i : précipitations instantanées (mm) ; P_j : précipitations journalières sur 24h (mm) ; P_{sais} : précipitations sur une saison considérée (mm) ; P_c ou P_a : précipitations des jours antérieurs cumulées (mm) ; I : intensité de l'événement considéré (mm/h) ; D : durée de l'événement considéré (mn) ; I_c : intensité critique (mm/h).

Toutefois, au vu de toutes ces relations établies, il s'avère que ces études se rapportent à un contexte environnemental précis, contrôlé par des situations topographiques et géologiques locales. De plus, pour un même contexte environnemental, les relations pluies/mouvements vont varier en fonction du type de mouvement étudié (glissement de terrain ou laves torrentielles), et dans le temps en fonction de l'évolution des matériaux dans la pente. En effet, lorsqu'un versant évolue successivement d'un état peu remanié, en glissement de terrain, puis en lave torrentielle, les caractéristiques hydrologiques et mécaniques des matériaux mobilisés changent suite à des modifications de texture. Par ailleurs, des événements peuvent être initiés par des cellules pluvieuses et orageuses locales de très forte intensité qui ne transparaissent généralement pas dans les valeurs des stations de mesure pluviométrique. La formation de telles cellules convectives est influencée par la topographie locale.

Il est donc nécessaire d'utiliser ces relations avec précaution, et de ne pas baser la prédiction de l'occurrence des laves torrentielles sur des relations et indices établis dans des contextes environnementaux différents de celui faisant l'objet d'études.

2.1.2.3) Facteurs annexes

L'importance du rôle des secousses sismiques a fréquemment été mentionnée dans le déclenchement de laves torrentielles, les ondes S de cisaillement pouvant entraîner la liquéfaction des sols granulaires fins, peu cohérents, lâches et saturés (lave torrentielle de Dushambe, 1988).

On connaît aussi certaines avalanches de glace, canalisées dans des thalwegs, qui se sont transformées en laves torrentielles (Huascaran, 1962).

La fonte brutale des neiges déposées au sommet d'un édifice volcanique, à la suite d'une éruption et de l'émission de pyroclastes, peut également conduire à la formation de lahars chauds, qui sont l'équivalent des laves torrentielles. A la suite d'épisodes volcaniques dans les climats tropicaux, des lahars froids peuvent se produire en période de moussons, emportant les éléments pyroclastiques et cendres non consolidés accumulés sur les pentes du cratère.

Enfin, incendies et feux de forêts constituent des facteurs déclenchants indirects dans la mesure où ils modifient l'état de surface des sols qui deviennent alors très sensibles à l'érosion.

2.1.3) Principaux mécanismes d'initiation

Les processus de déclenchement des laves torrentielles sont assez mal connus en raison de la brièveté du phénomène et de la difficulté de réaliser des observations au niveau des zones sources. Toutefois, le suivi vers l'amont des traces de boue laissées par le passage d'une lave dans le chenal d'écoulement, l'observation de mouvements et d'arrachements récents des berges, permettent de remonter au(x) lieu(x) d'initiation de la lave torrentielle.

2.1.3.1) Apport des événements mondiaux rapportés

L'étude bibliographique d'un certain nombre d'événements mondiaux (tableau 1-1) fait ressortir la diversité du mode de déclenchement des laves torrentielles, dont les principaux cités sont :

- glissements de terrain superficiels et profonds ;
- ravinement et érosion superficielle liés à de fortes pluies et au ruissellement développé sur des sols saturés ou non ;
- éboulement, écroulement rocheux et avalanches de débris qui se transforment par l'incorporation d'eau de lacs ou de chenaux torrentiels.

Divers mécanismes d'initiation rapportés dans la littérature, qui constituent des modes de déclenchement exceptionnels des laves torrentielles, peuvent également être cités :

- débâcles torrentielles consécutives à des orages violents, avec effet de jet d'eau ou « firehose effect » ;
- rupture de lacs sous-glaciaires en relation avec des écoulements sous-glaciaires, rupture de lacs de barrages glaciaires, morainiques ou volcaniques. Des événements de cette nature ont causé des catastrophes meurtrières par le passé : la rupture d'une poche d'eau de 2.10^5 m³ dans le glacier de la Tête Rousse (Saint-Gervais, Haute-Savoie) entraîna la formation d'une lave torrentielle qui balaya tout sur son passage jusque dans la plaine ;
- dissolution du gypse, effondrement de cavités et rupture de poches d'eau en terrain karstique ;
- rupture de lacs de barrages « artificiels », créés par une accumulation des dépôts dans le lit du torrent ;
- liquéfaction de matériaux meubles granulaires, non cohérents et de fort indice des vides.

2.1.3.2) Typologie de l'initiation des laves torrentielles

a) Classification élaborée en fonction des mécanismes d'initiation

Certains auteurs ont tenté d'élaborer des classifications basées sur les facteurs déclenchants. Ainsi, Meunier (1994) distingue deux catégories de laves torrentielles :

- les laves à genèse « hydrologique » : dans ce cas, le volume de lave produite est directement relié au volume de ruissellement. L'entraînement des matériaux est lié à la saturation de l'horizon superficiel du sol, et par définition, ces laves se forment essentiellement sur les versants ;

- les laves à genèse « glissement de terrain » : dans ce cas, l'occurrence de la lave torrentielle est beaucoup plus difficile à relier à un événement pluviométrique dans la mesure où elle résulte de l'accélération d'un glissement de terrain, lequel se développe selon un processus lent et irrégulier (développement de surpressions interstitielles, augmentation du niveau de nappe puis rupture).

Toutefois, il semble que les laves torrentielles initiées par rupture de berges torrentielles ou par déstabilisation de masses d'éboulis non glissées, qui sont observées dans les Alpes, ne puissent être intégrées à aucune des deux catégories précédemment définies. De plus, les mécanismes d'initiation précédemment cités ne mettent pas en exergue le rôle plus ou moins direct joué par l'écoulement souterrain dans le déclenchement des laves torrentielles. La multiplicité des facteurs et la complexité de leurs interactions font que des classifications ne prenant en compte que deux critères constituent généralement une approche fondamentale du phénomène, mais ne permettent pas de décrire la variété des phénomènes observés.

b) Classification basée sur les situations morphologiques de l'initiation

Johnson et Rodine (1984) définissent deux types de laves torrentielles en fonction du nombre de zones sources contributives à l'événement :

- laves générées à partir d'une seule source de matériaux : dans ce cas, les mécanismes d'initiation sont généralement des mouvements de masse conséquents (glissements de terrain affectant des lithologies et des volumes de terrain variables) pour lesquels le volume mobilisé à la source est relativement important et correspond globalement au volume total transporté ;

- laves générées à partir de plusieurs sources : il faut imaginer dans ce cas le fonctionnement quasi-simultané de différentes zones sources affectées par les facteurs déclenchants ; le volume contributif de chaque source est généralement faible en comparaison du volume total transporté par la lave. Les mécanismes d'initiation correspondent alors le plus souvent à des petits arrachements de matériaux en tête d'escarpement de ravines ou rigoles.

c) Classification multicritère basée sur les facteurs de prédisposition

Crosta et Marchetti (1990) ont établi une classification multicritère des laves torrentielles basée sur le type de mouvement initiateur, la valeur de pente, la topographie du versant, la présence de végétation, et la localisation de la zone d'initiation par rapport au réseau de drainage :

- glissements superficiels non chenalisés développés dans des sols colluviaux avec pelouse, accumulés dans des dépressions topographiques, le plus souvent à l'amont du réseau de drainage ; ces événements concernent généralement des bassins versants de faible superficie ;

- glissements superficiels chenalisés, qui se produisent sur des pentes intermédiaires (de 15 à 40°), bien drainées ; ce sont des glissements plans ou rotationnels qui se développent dans des colluvions ; leur pouvoir d'érosion supérieur leur permet d'alimenter l'écoulement en cours de propagation ;

- avalanches de débris ou glissements rocheux dans des interfluves ; ils se développent dans des sols colluviaux, de pente supérieure à 45° et possédant un couvert forestier, à la faveur de pendages conformes, de systèmes de joints et de l'altération du substratum. La quantité de

matériaux arrachés dans le chenal est très importante en raison du pouvoir d'érosion et de la vitesse ;

- « debris torrent » : ils sont initiés dans des gorges ou vallées étroites à la suite de la rupture d'un barrage naturel (créé par un glissement, une avalanche ou une lave torrentielle) ou artificiel.

Malgré l'approche intéressante conduite par ces auteurs, les quatre mouvements étudiés restreignent l'étendue des mouvements initiateurs potentiels, et ne représentent pas suffisamment les diverses situations d'initiation.

2.1.4) Conclusion

S'il est relativement aisé de trouver dans la bibliographie des typologies de l'initiation des laves torrentielles, leur validité au regard des différents facteurs contributifs dans des contextes environnementaux très variés est difficile à établir. Il conviendra donc, à l'issue de nos observations naturalistes, de tenter une approche complète de l'initiation des laves torrentielles.

2.2) Propagation

Une fois initiées, les laves torrentielles vont se propager dans le chenal d'écoulement. Au fur et à mesure des obstacles rencontrés et des conditions topographiques locales, les laves vont alternativement abandonner des dépôts dans le chenal et incorporer d'autres matériaux accumulés dans le lit du torrent ou arrachés aux berges.

Tableau 1-3 : quelques propriétés de laves torrentielles dans les Alpes françaises

| Torrent | Direction | EA (m) | L (m) | Pm (°) | l (m) | V moy (m/s) |
|-----------------------|---------------------|-----------|-------|--------|-------|-------------|
| Nant Blanc (73) | N160 puis N120 | 2345-785 | 7300 | 12.3 | 2-29 | 1.5 |
| Rieu Sec (73) | N90 puis N125 | 900-650 | 1100 | 13 | 6-15 | - |
| Claret (73) | N150-N125 puis N125 | 1700-630 | 2850 | 22 | 5-15 | 4.5 |
| Boscodon (05) | N130 puis N70 | 1850-790 | 8400 | 7.2 | 3-70 | - |
| Real (06) | N30 puis N75 | 1550-1230 | 2000 | 9.2 | 5-60 | - |
| Ravoire (73) | N130 | 2000-500 | 6000 | 14.5 | 2-10 | 6 |
| Sainte Elisabeth (05) | N125 | 1900-1300 | 2250 | 15.5 | 4-21 | 15 |
| Sanières (05) * | N216 | 2355-2140 | 470 | 27.5 | 3-8 | 3 |
| Rioclar (05) * | N182 | 2280-2020 | 570 | 26.5 | 4-29 | 2.6 |

(73) : département ; EA : altitudes absolues du point le plus haut et du point le plus bas de la lave ; L : longueur du parcours de la lave ; Pm : pente moyenne ; l : valeurs extrêmes de la largeur de la lave ; V moy : vitesse compilée à partir des mesures effectuées en différents points du chenal (formules de Johnson et de Mears, présentées au chapitre 3, p.99-100). * Valeurs citées dans Van Steijn, 1988.

Les propriétés des laves torrentielles en cours de propagation sont très variables, et les caractéristiques des chenaux d'écoulement suffisamment différentes pour laisser entrevoir la grande diversité des phénomènes (tableau 1-3).

Les laves torrentielles constituent un écoulement pulsé à caractère intermittent, c'est-à-dire rythmé par l'émission de bouffées successives plus ou moins espacées dans le temps (périodicité variable de quelques dizaines de secondes à plusieurs dizaines de minutes, voire parfois plusieurs heures). Le front de lave est souvent constitué d'un mur de blocs, le corps de lave (représentant le volume principal de la lave) est visqueux et monophasique dans le cas de laves à loi de comportement boueux, diphasique dans le cas de laves à loi de comportement granulaire, et la partie terminale de lave évolue en un écoulement torrentiel hyperconcentré (photo 1, annexe I-1).

Entre chaque bouffée, l'écoulement est fluide et transporte peu de matériaux.

2.2.1) Caractéristiques rhéologiques

Le front et le corps de lave peuvent être considérés à une échelle d'observation globale comme des fluides homogènes à déformation continue. Les contraintes liées à l'expérimentation en laboratoire et à la nature du matériau étudié ne permettent cependant de tester que des suspensions fines qui ne représenteront pas le matériau dans son ensemble.

2.2.1.1) Laves à loi de comportement boueux

Afin de comprendre ce qui se passe d'un point de vue microstructural, le matériau d'une lave peut être représenté comme un certain volume d'eau auquel on ajoute progressivement des particules solides de plus en plus grosses.

Différents modèles rhéologiques (figure 1-2) ont été développés (modèle visco-plastiques de Bingham, modèle rigide plastique de Coulomb, modèle dilatant,...), mais aucun n'a de portée universelle en raison de la complexité du mécanisme, du nombre de paramètres impliqués dans le phénomène « lave torrentielle » et de l'influence des proportions relatives des différents types de grains.

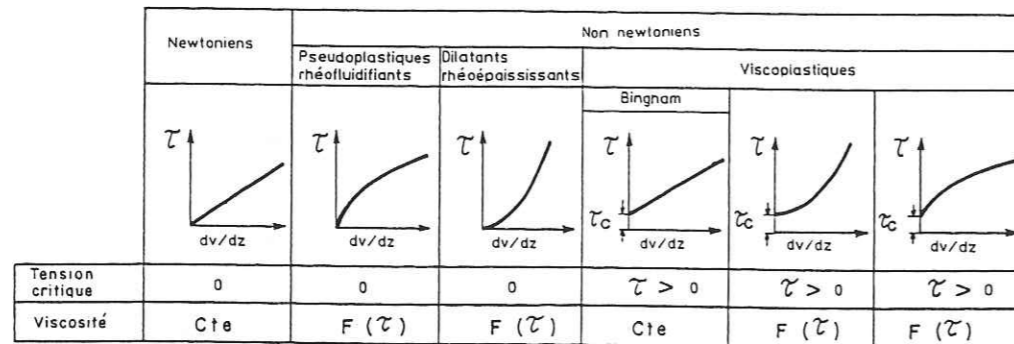


Figure 1-2 : rhéogrammes caractéristiques des fluides newtoniens et non newtoniens (d'après Sauret, 1987)

Toutefois, il semble que le comportement des suspensions boueuses fines (mélanges d'eau et d'argile naturelle saturée en cations) valide le modèle non linéaire de Herschel-Bulkley (Coussot, 1993), qui s'écrit en cisaillement simple :

$$\tau = \tau_c + K\dot{\gamma}^n$$

avec τ contrainte tangentielle (Pa),

$\dot{\gamma}$ gradient de vitesse (1/s),

τ_c, K, n paramètres du fluide.

C'est un modèle empirique qui nécessite d'être calé aux mesures rhéométriques effectuées en laboratoire, et qui exprime un comportement stable rhéofluidifiant.

Cette loi signifie que les laves torrentielles sont des fluides non newtoniens à seuil, qui ne peuvent se mettre à couler sans qu'une certaine contrainte, de valeur minimale variant en fonction du mélange, leur soit appliquée. Le seuil de contrainte τ_c correspond à la contrainte nécessaire à la rupture du réseau. L'existence de ce seuil s'explique au niveau de la structure par la présence d'un réseau de liaison entre les éléments constitutifs du mélange (réseau continu constitué par les particules d'argile, de silts et de sable en grand nombre qui forment un réseau de contacts).

2.2.1.2) Variations du seuil de contrainte

La valeur du seuil de contrainte est liée à la répartition granulométrique des grains et à la concentration respective des différents types de grains ; elle est d'autant plus faible que la répartition en taille des grains est plus étendue. Le seuil de contrainte de la suspension augmente rapidement avec la concentration solide totale :

$$\tau_c = A \exp(\chi C_v)$$

avec τ_c seuil de contrainte,

C_v concentration solide,

A, χ paramètres du fluide.

Toutefois, en raison de leur grande étendue granulométrique, et compte tenu des lois précédentes, les laves torrentielles ont une concentration volumique solide élevée sans pour autant que le seuil de contrainte soit très grand.

2.2.1.3) Cas particulier des laves à loi de comportement granulaire, et des fronts de laves

Les connaissances rhéologiques concernant les laves à loi de comportement granulaire et le comportement des fronts de laves restent encore largement à clarifier.

Au contraire des laves à loi de comportement boueux, les matrices de corps de laves à comportement granulaire présentent un comportement instable et ne peuvent être assimilées à un fluide. Leur loi de comportement présente un minimum et leur seuil de contrainte est plus élevé (figure 1-3).

Les fronts de laves constituent également un cas particulier : ils possèdent généralement une granulométrie unimodale, une concentration solide élevée, et développent de nombreuses interactions entre blocs. Le front se comporte comme une suspension concentrée ayant probablement un comportement instable.

La loi de comportement de la lave torrentielle dans son ensemble est estimée à partir des lois de comportement du corps de lave (qui est influencée par la composition granulométrique du mélange) et du front (figure 1-3), et définit un comportement « équivalent ». Toutefois, le passage de la loi de comportement d'une suspension boueuse fine à celle d'une lave torrentielle, compte tenu de l'étendue granulométrique des matériaux, résulte encore souvent d'une extrapolation.

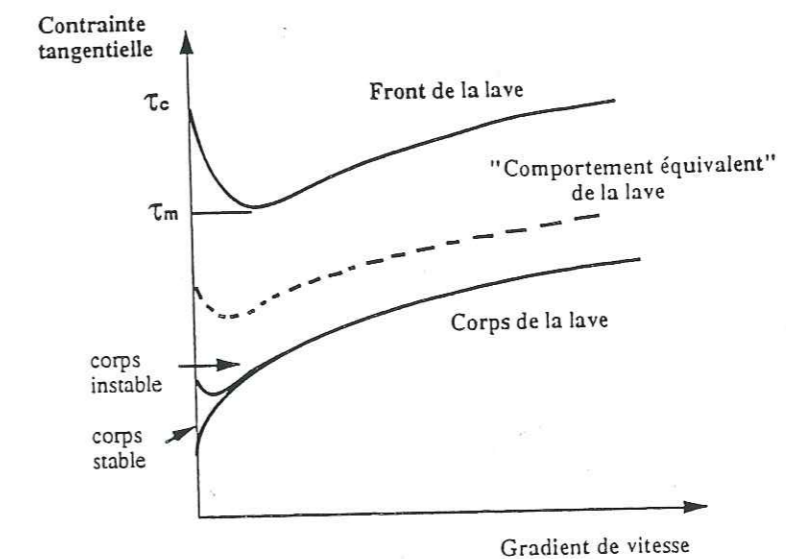


Figure 1-3 : lois de comportement en cisaillement simple des laves torrentielles (d'après Coussot, 1993)

2.2.2) Écoulement des laves torrentielles

La contrainte tangentielle, qui est proportionnelle au poids de fluide situé au-dessus d'un point considéré, prend sa valeur maximale au fond du lit. De ce fait, la vitesse n'est pas homogène au sein du mélange et deux zones distinctes sont définies dans le plan vertical (figure 1-4) :

- la partie inférieure de l'écoulement, soumise à cisaillement au contact du fond et des parois, dont les caractéristiques varient en cours de propagation et sont fonction du débit. La distribution des vitesses y est parabolique, partant de la vitesse nulle sur le fond du chenal, et atteignant la vitesse maximale au toit de la zone cisailée ;

- la partie supérieure rigide de l'écoulement-piston ou « plug », non cisailée (la contrainte est inférieure au seuil de contrainte du mélange), dont les propriétés sont invariables pendant la propagation et dépendent de la rigidité initiale (seuil de contrainte) et de la masse volumique du mélange. Cette section se propage à une vitesse constante correspondant à la vitesse maximale du fluide.

L'épaisseur de la partie de l'écoulement-piston est donc constante alors que celle de la partie inférieure cisailée varie, jusqu'à devenir nulle lorsque la contrainte devient inférieure au seuil de contrainte du mélange. Il y a alors arrêt de la propagation, et la hauteur du dépôt observé correspond à l'épaisseur de la partie supérieure non cisailée.

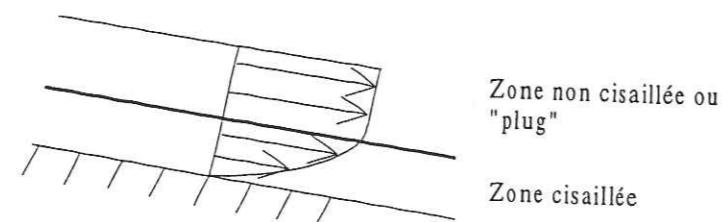


Figure 1-4 : profil des vitesses internes d'un écoulement dans un plan parallèle à l'axe du chenal, (d'après Johnson et Rodine, 1984)

Il faut nuancer transversalement le profil de vitesse dans la mesure où celle-ci est moindre à proximité des parois en raison de leur rugosité et du frottement. Les blocs situés en partie centrale de l'écoulement vont donc avancer plus vite que les éléments situés dans le mélange en bordure du chenal (figure 1-5).

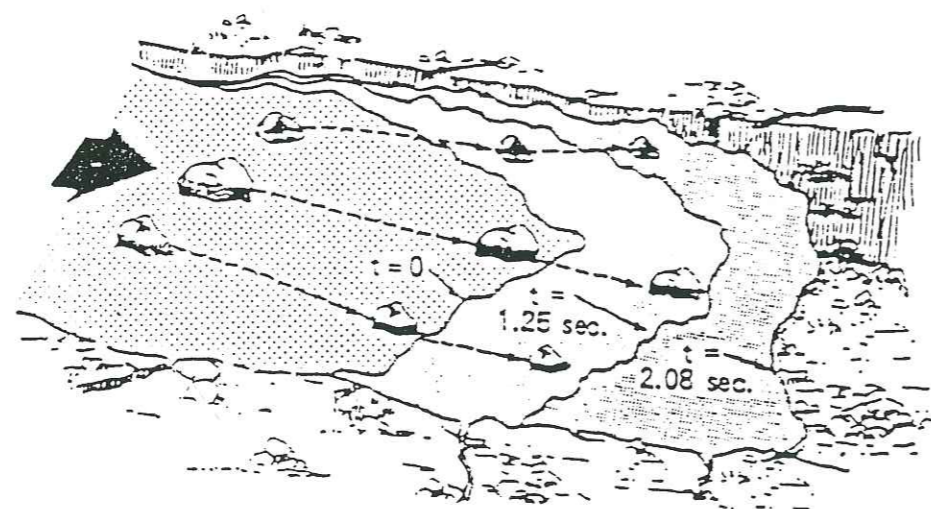


Figure 1-5 : images successives des mouvements de blocs visibles à la surface d'une lave torrentielle (d'après Pierson, 1986)

2.2.3) Caractéristiques liées à la loi de comportement

L'étude approfondie des propriétés rhéologiques des laves torrentielles permet de proposer certaines explications concernant les caractéristiques propres aux écoulements de laves torrentielles, comme l'écoulement par bouffées, le transport de très gros blocs et la formation d'un front.

2.2.3.1) Capacité de transport des blocs

Les rares films de laves torrentielles ou témoignages visuels rapportent que des blocs de diamètre supérieur à 0.1 m semblent flotter à la surface des écoulements, sur des durées de temps supérieures à 10 secondes qui excluent donc la simple remontée d'un bloc à la suite d'une poussée sur le fond.

L'étendue granulométrique et la répartition verticale des vitesses des laves torrentielles impliquent divers phénomènes non exclusifs (Coussot, 1993) :

- différence de densité entre les deux sections (zone cisailée et non cisailée) de la lave ;
- différence de contraintes normales entre la zone non cisailée et la zone cisailée pour qu'un bloc soit soutenu ;
- densité de particules telle que les grains sont en contact, ce qui entraîne le support instantané des particules grossières qui peut se produire dans des suspensions granulaires concentrées (la concentration en grains de toute taille est tellement élevée qu'un bloc peut être soutenu, même pendant un temps assez court, par un réseau continu de grains) ;
- ségrégation des gros grains, qui ont tendance à remonter vers la surface, lors d'un cisaillement.

2.2.3.2) Formation du front de laves (Coussot, 1993)

Du fait du profil des vitesses, les blocs situés dans la partie rigide de l'écoulement progressent à une vitesse correspondant à la vitesse maximale. Afin de respecter la conservation de masse dans un volume situé à l'amont de la lave, le flux de matériau entrant par l'amont (écoulement-piston) doit être le même que le flux sortant le long des parois. Ainsi, les blocs qui arrivent à l'amont de la coulée tombent sur le fond et ont tendance à repartir vers l'amont. Le bloc est alors en contact d'une part avec le fond qui a une vitesse importante de remontée vers l'amont, et d'autre part avec une zone plus faiblement cisailée au niveau de sa partie supérieure. Ainsi, plus un bloc est volumineux, plus sa vitesse moyenne de remontée vers l'amont est faible, et donc l'accumulation progressive des gros blocs conduit à la formation du front de laves.

2.2.3.3) Écoulement par bouffées

La loi de comportement des laves torrentielles suffit à expliquer les écoulements par intermittences, dans la mesure où l'existence du seuil de contrainte implique une modification continue du comportement du mélange en cours de propagation.

Le comportement de la lave torrentielle dérive des lois de comportement des corps de lave et des fronts de blocs. Or, le niveau du seuil de contrainte du front instable est bien supérieur à celui du corps de lave, mais le minimum de la loi de comportement donne au front la capacité de stopper même pour de faibles pertes d'énergie (changement de rugosité du fond du chenal, variation de pente ou de géométrie, blocage du front en travers du chenal,...).

La propagation d'une nouvelle vague de matériaux, liée à l'initiation par départs successifs dans les zones sources, peut entraîner la reprise partielle du front déposé par une précédente bouffée.

2.3) Dépôt des laves torrentielles

(Des illustrations des principaux traits caractéristiques des dépôts sont présentées en annexe I-1)

La majorité des laves torrentielles restent cantonnées aux cônes de déjection, où elles s'immobilisent en donnant des dépôts lobés bien identifiables. Toutefois, il arrive que certaines laves continuent de

s'écouler et s'étalent sur plusieurs kilomètres dans des zones peu pentues en empruntant le lit des rivières dans lesquelles se jettent les torrents. Ainsi, en 1965, certaines laves de la Ravoire de Pontamafrey (Savoie) se sont écoulées vers l'aval dans la vallée de l'Arc sur 7 km.

2.3.1) Critères d'arrêt

L'arrêt des laves torrentielles est commandé principalement par trois mécanismes (un seul est suffisant pour provoquer l'arrêt) :

- une diminution locale de la pente,
- un élargissement du chenal (ouverture de la vallée, zone de replat) qui s'accompagne généralement d'un étalement des dépôts,
- une rupture franche dans la direction des berges, ce qui peut provoquer une remontée de la lave sur le versant opposé et son arrêt. On observe malgré tout dans de nombreux cas un changement brutal de direction du chenal d'écoulement (tableau 1-3) qui ne stoppe pas la propagation de certaines laves torrentielles.

Il semble que l'arrêt des laves à loi de comportement granulaire coïncide avec la séparation des phases solide-liquide. Par contre, dans le cas des laves à loi de comportement boueux, l'eau interstitielle est progressivement évacuée par évaporation.

Les observations de terrain montrent qu'il existe une valeur de pente limite, comprise généralement entre 8 et 12°, en dessous de laquelle les laves torrentielles ne peuvent plus s'écouler. Malgré un angle de friction de l'ordre de 16°, les bourrelets frontaux riches en blocs et très pauvres en fines peuvent, sous la poussée du corps de lave, se propager sur des pentes plus faibles.

2.3.2) Caractéristiques des dépôts de laves torrentielles

Les dépôts de laves torrentielles sont définis par des caractéristiques propres qui les différencient des autres dépôts torrentiels :

- le dépôt est chaotique en surface, hétérométrique et grossier, ce qui semble exprimer la faible ségrégation des matériaux pendant le transport ;
- les dépôts forment des bourrelets latéraux orientés parallèlement à l'écoulement, et présentent un lobe frontal, qui est parfois identifié dans les dépôts de matrice qui peuvent à l'occasion présenter une morphologie caractéristique des laves volcaniques cordées (photo I-1-4, annexe I-1). Cette particularité est liée à la viscosité des mélanges ainsi qu'à la répartition transversale des vitesses lors de l'écoulement ;
- la matrice est hétérogène et englobe cailloux et blocs dans sa masse, sans granoclassement ni orientation préférentielle ;
- un amas de blocs très volumineux (de l'ordre du m³), amassés préférentiellement dans le bourrelet frontal et en surface.

3) Prévision, prévention et atténuation des effets

En France, on estime à 7500 le nombre de communes menacées par les inondations et les laves torrentielles, dont 941 prioritaires pour la prise en compte du risque dans l'aménagement. Le coût moyen par événement est évalué par la Caisse Centrale de Réassurance à 3.3 millions de francs (Kert, 1996). Ce contexte met en évidence la nécessité de diminuer les risques liés à de tels événements.

La prévision de l'occurrence des laves torrentielles reste encore difficile et la protection passe essentiellement par la mise en oeuvre de diverses techniques de prévention.

3.1) Prévision

La prévision passe par l'identification et la quantification des aléas en rapport avec les zones d'initiation des laves torrentielles dans la partie amont du bassin versant. Les risques encourus à l'aval sont liés à la fréquence d'occurrence des laves torrentielles, à la distance probable de propagation des laves torrentielles et à la vulnérabilité des cônes de déjection.

L'élaboration d'une carte des aléas, qui constitue une zonation spatiale mais non temporelle, doit prendre en compte les diverses unités morphologiques des torrents, et notamment les bassins de réception et chenaux d'écoulement. L'étude des zones situées à l'aval correspond à une zonation des risques d'étalement des laves torrentielles et est plus particulièrement dépendante des modélisations hydrauliques de l'écoulement des laves torrentielles sur les cônes de déjection.

A l'amont, dans les bassins de réception et dans les chenaux d'écoulement, il s'agit d'identifier les zones sources potentielles (au niveau géologique et géotechnique, topographique, géomorphologique et hydrologique). Un complément primordial de l'étude consiste à consulter les archives afin de relever l'historique des torrents et les mécanismes d'initiation les plus fréquemment mentionnés, ainsi qu'à observer sur les berges et les cônes de déjection les dépôts de laves torrentielles afin d'en estimer les principales caractéristiques utiles à la quantification des risques (hauteur des bourrelets latéraux et des traces de projection dans les chenaux, volumes transportés jusqu'aux cônes de déjection, taille maximale des blocs en vue du dimensionnement des barrages).

Afin d'aboutir à la prévision des laves torrentielles, il faut compléter la détermination spatiale des aléas par une prévision temporelle, qui est assurée par l'instrumentation (suivi des mouvements de versant, télésurveillance) et le suivi hydrologique des bassins versants torrentiels (relevés piézométriques, augmentation de la densité du réseau de stations météorologiques). Toutefois, elle reste rare et n'est relevée que dans un seul cas en France, qui est le glissement-coulée de la Valette dans les Hautes-Alpes.

3.2) Moyens de prévention

Afin de protéger les vallées montagnardes, et à défaut de pouvoir prévoir les laves torrentielles, dans la mesure où l'identification du facteur déclenchant et de son heure d'occurrence sont difficiles, le développement de la prévention est primordial. Elle permet à terme d'améliorer les techniques de prévision. Cette prévention passe par :

- la planification préventive,
- la réalisation d'ouvrages correctifs,
- l'installation de systèmes de surveillance et de dispositifs d'alarme,
- l'information préventive.

3.2.1) Politique d'aménagement de l'espace

De nombreux dommages créés aux habitations et aux humains auraient pu être évités si certaines précautions avaient été prises à proximité des chenaux sur les cônes de déjection.

La réglementation de l'urbanisation des cônes de déjection et des vallées inondables reste l'outil principal de la maîtrise des risques naturels.

Dans ce cadre, les Plans d'Occupation des Sols, définis en 1967, sont un outil de la maîtrise de l'usage des sols d'une commune. Ils sont devenus un outil performant de prévention, de par leur extension par la loi du 22/07/1987 qui rajoute comme finalité la prévention passive des risques naturels prévisibles et technologiques.

L'article R-111-3 du code de l'urbanisme a permis de définir des périmètres de risques, qui limitent des zones où le risque revêt une certaine importance et est soumis à forte potentialité, zones dans lesquelles utilisation et occupation de l'espace sont réglementées. Allant dans le même sens, sur le

cône de déjection de l'Arbonne (Savoie), une zone naturelle de 50 à 300 mètres de large de l'amont vers l'aval a été préservée afin de maintenir un espace de sécurité.

En parallèle, les Plans d'Exposition aux Risques Naturels, institués par la loi du 13/07/1982, déterminent les zones exposées à un risque majeur en réalisant la cartographie des aléas, et précisant les techniques de prévention à y mettre en oeuvre. Cette loi est dotée d'une servitude d'utilité publique et est à effet rétroactif. Ce plan à grande échelle, qui ne tient pas compte des limites de communes, définit des zones de degré d'exposition aux risques et impose en conséquence les occupations ou utilisations interdites.

Certaines de ces interdictions peuvent être fortement dommageables au développement économique des zones considérées.

Plus récemment (loi Barnier du 2/05/1995, relative au renforcement de la protection de l'environnement), ces plans ont évolué en Plans de Prévention des Risques ou PPR. La prévention implique qu'il y ait une évaluation correcte des différents aléas.

L'existence de tels documents n'exempte aucunement de la réalisation d'études géologiques, hydrogéologiques et géotechniques avant d'entreprendre des aménagements dans les bassins versants.

3.2.2) Moyens de protection ; la correction torrentielle

De nombreux torrents font l'objet depuis la fin du XIX^{ème} siècle d'une politique de restauration et de correction menée par le Service de Restauration des Terrains en Montagne. L'évaluation de la capacité des bassins versants torrentiels à produire des laves dangereuses doit donc tenir compte de l'existence de ces corrections et de leur état.

3.2.2.1) Historique et politique actuelle

Les Services de Restauration des Terrains en Montagne sont nés à la fin du siècle dernier d'un courant d'opinion qui rendait les pratiques pastorales et la déforestation responsables de l'érosion intense des versants montagnards. Leur mission a parfois été définie comme étant l'aménagement de l'espace montagnard afin de minimiser les risques naturels.

Dans le but de rétablir l'équilibre et stabiliser l'érosion des pentes, plus de 50.000 ouvrages ont été implantés dans plus de 1000 torrents. Depuis lors, les contraintes techniques et économiques imposées par de tels travaux ont accéléré le développement d'une protection visant à diminuer les risques liés à l'activité torrentielle sans pour autant soigner les causes.

3.2.2.2) Stratégies de correction

- Correction active

(Des illustrations des corrections les plus courantes sont présentées en annexe I-2).

Elle comporte plusieurs actions susceptibles de lutter contre l'activité torrentielle :

- stabilisation des glissements de terrain et des sols érodés,
- fixation du profil en long des chenaux dans le but de limiter l'affouillement vertical et latéral, ainsi que la divagation,
- construction d'ouvrages destinés à dissiper une partie de l'énergie de la lave, ralentir son écoulement et fragmenter sa charge solide.

Les moyens mis en oeuvre sont des barrages et contre-barrages édifiés le long des principaux chenaux d'écoulement, des terrassements, des banquettes, des drains réalisés en tête des glissements, de l'engazonnement artificiel pour protéger les sols de l'érosion. Dans les ravines secondaires ou couloirs d'éboulis, des seuils (hauteur de chute inférieure à 2 mètres) et des gabions en pierre sèche ont été construits. Leur entretien est difficile et beaucoup ont disparu aujourd'hui (ou sont partiellement enfouis sous les matériaux accumulés dans les pentes).

En zone urbaine, l'accès aux berges des torrents doit être préservé pour permettre l'entretien du lit et les interventions rapides en cas de crue.

- Correction passive

Cette correction, sans renier les techniques de correction active, ne s'attache plus aux causes mais aux conséquences (Deymier, 1990). Elle vise à maîtriser le transit des matériaux en réalisant des canaux à biefs affouillables, des endiguements de chenaux sur les cônes de déjection. De plus, elle intègre la réalisation de plages de dépôt qui permettent le stockage des matériaux en transit (figure 1-6). Celles-ci, dans la partie aval du bassin torrentiel, se situent à l'amont des enjeux menacés, et sont construites à la faveur de replat qui permettent un élargissement du chenal (en général en partie sommitale ou moyenne du cône de déjection).



Légende

- 1- seuil ou barrage
- 2- « dents freineuses »
- 3- digue latérale
- 4- zone d'épandage
- 5- barrage de « fermeture » avec pertuis
- 6- protection contre l'affouillement
- 7- contre-barrage
- 8- digue ou canal
- 9- piste d'accès

50 m

Figure 1-6 : organisation d'une plage de dépôt

- Problèmes inhérents à la correction torrentielle

L'entretien des barrages, seuils et gabions réalisés dans les chenaux et ravins du cirque de réception nécessite d'importants moyens en raison de la difficulté d'accès aux sites. C'est pourquoi d'anciens torrents autrefois fortement corrigés, dans lesquels le suivi a été abandonné, sont aujourd'hui moins bien corrigés (cas du Rieu Sec et du Pousset, Savoie).

Pourtant, si les systèmes de correction passive ne nécessitent pas le même suivi, ils présentent des inconvénients techniques et économiques non négligeables. Ainsi, si les plages de dépôts

constituent une solution efficace dont le coût de mise en oeuvre est relativement économique, elles posent à terme le problème du curage. En effet, pour conserver l'efficacité de la plage de dépôt, il faut vidanger les matériaux accumulés dès que leur volume devient trop important par rapport au volume total de retenue. Or, il est difficile d'estimer avant l'élaboration d'une plage de dépôt la fréquence d'occurrence des laves torrentielles suffisamment volumineuses pour la combler partiellement ou totalement.

Ainsi, on peut citer pour exemple la plage de dépôt du Claret (22.300 m³), en Savoie, qui, étant régulièrement comblée, a dû être curée en 1994 (19.000 m³) et en 1995 (17.000 m³). La vidange de ces retenues, de volume généralement important, comblées progressivement de matériaux hétérogènes et de qualité médiocre, est très coûteuse et risque donc de limiter le développement de ces plages de dépôt.

3.2.3) Systèmes de surveillance et dispositifs d'alarme

(Des illustrations sont présentées en annexe I-3).

Les systèmes de surveillance ne sont pas généralisés et systématiques, dans la mesure où leur existence risquerait d'entraîner une déresponsabilisation et une sensation de « fausse sécurité ». De plus, ils nécessiteraient des interventions fréquentes pour leur entretien et la vérification de leur bon fonctionnement. Toutefois, dans certains cas particuliers, des dispositifs d'alarme ont été mis en oeuvre.

Ces dispositifs sont le plus souvent formés de tiges métalliques, qui sont lestées, suspendues à un câble tendu transversalement au torrent. Le passage d'une lave déplace la tige, ce qui déclenche un contacteur qui envoie des signaux électriques le plus généralement reliés directement à la sirène du village menacé. Il peut arriver qu'ils constituent des avertissements pour EDF dans le cas de vallées au cours artificialisé par de nombreux barrages hydro-électriques (cas de la vallée de l'Arc, où EDF a obligation de curage des dépôts accumulés à la confluence).

Dans certaines zones particulièrement menacées, d'autres aménagements, qui restent anecdotiques ont été réalisés, qui ne sont pas généralisables pour des raisons économiques. Ainsi, dans le torrent de la Ravoire de Pontamafrey (Savoie), on trouve en plus de deux dispositifs d'alarme une voie de dérivation SNCF et un pont-levis réalisé au passage du torrent dans le village.

3.2.4) L'information préventive

L'information des populations est primordiale et a pour but de responsabiliser chaque individu face aux risques naturels et aux conséquences qu'ils peuvent avoir. En effet, si des décisions sont à prendre par les services communaux qui doivent être formés pour répondre à des situations de crise, chaque citoyen doit être informé, mais est également responsable de ses actes en cas d'incidents. La responsabilisation de chacun peut être concrétisée par l'attention portée à l'environnement et à la communication de faits observés dans les bassins versants (petits éboulements, petite crue stoppée dans le haut bassin versant,...).

L'information préventive passe par la culture de la mémoire, qui peut se traduire par la diffusion de bulletins regroupant les archives d'événements pour chaque lieu. Dans les Hautes-Alpes, à la suite d'événements conséquents (Verdarel, 1981 ; Bez, 1995), des citoyens de la vallée de la Guisane ont fondé la Société Géologique et Minière du Briançonnais, qui, en diffusant des films, des diapositives et des témoignages, vise à sensibiliser les habitants et à leur faire prendre conscience des risques liés aux torrents.

Pour exemple, l'information a été largement développée sur le site du glissement-coulée de la Valette, qui menace directement la zone d'habitation située de part et d'autre du chenal (bordure Ouest de la ville de Barcelonnette, Hautes-Alpes). Elle a été complétée par la rédaction d'une fiche technique indiquant les procédures à suivre en cas de risque d'inondation ou de coulée, fiche qui a été distribuée à tous les habitants.

A une échelle beaucoup plus générale, il serait peut-être intéressant d'instaurer la diffusion de bulletins d'alerte d'inondations, comme il en existe déjà pour les orages et les vents violents.

4) Conclusion

Les laves torrentielles représentent un phénomène assez répandu, mais cependant mal connu. Le risque correspondant est encore mal maîtrisé.

Leur genèse est dépendante d'un ensemble de facteurs géologiques, géotechniques et hydrologiques relatifs au bassin versant torrentiel tout entier. Notre objectif a donc été d'analyser en détail les facteurs de prédisposition propres à plusieurs bassins versants avant de nous intéresser aux caractéristiques des laves torrentielles (par l'étude de leurs dépôts), à celles des zones d'initiation et aux mécanismes d'initiation.

La situation vis-à-vis des risques de laves torrentielles des diverses régions alpines européennes, qu'elles soient françaises, italiennes, suisses ou autrichiennes, est assez similaire. Dans ces vallées alpines, presque chaque affluent torrentiel montre des traces actuelles ou passées de laves torrentielles, et la fréquence des laves torrentielles de certains torrents est plus qu'annuelle. Les imposants cônes de déjection des torrents alpins résultent de l'accumulation des dépôts de laves torrentielles et de dépôts torrentiels classiques.

En France, l'importance de l'impact des laves torrentielles, et d'une façon générale, celle des phénomènes d'érosion en montagne, est prise en compte depuis plus d'un siècle par le Service de Restauration des Terrains en Montagne de l'Office National des Forêts.

Aujourd'hui, les recherches se multiplient pour tenter d'analyser les conditions d'initiation des laves torrentielles, en rapport avec le contexte climatique et météorologique qui gouverne le plus souvent les facteurs déclenchants, et le cadre géologique et géomorphologique à l'origine de certains facteurs de prédisposition.

Introduction : situation géographique des bassins versants

Les bassins versants sélectionnés se situent tous dans les Alpes françaises, dans quatre départements, représentant ainsi différentes aires de cette région (figure 2-1). Du Nord au Sud, nous avons :

- | | |
|-----------------------------------|--------------------------------------|
| Département de Savoie : | - la Ravoire de Pontamafrey |
| | - le Claret |
| | - le Rieu Sec |
| | - le Pousset |
| | - le Saint Martin (ou Saint Bernard) |
| Département des Hautes-Alpes : | - le Verdarel |
| | - le Sainte Elisabeth |
| | - le Boscodon |
| Département des Alpes Maritimes : | - le Tuebi et son affluent le Real |
| | - la Maiola |
| | - le Salso Moreno |

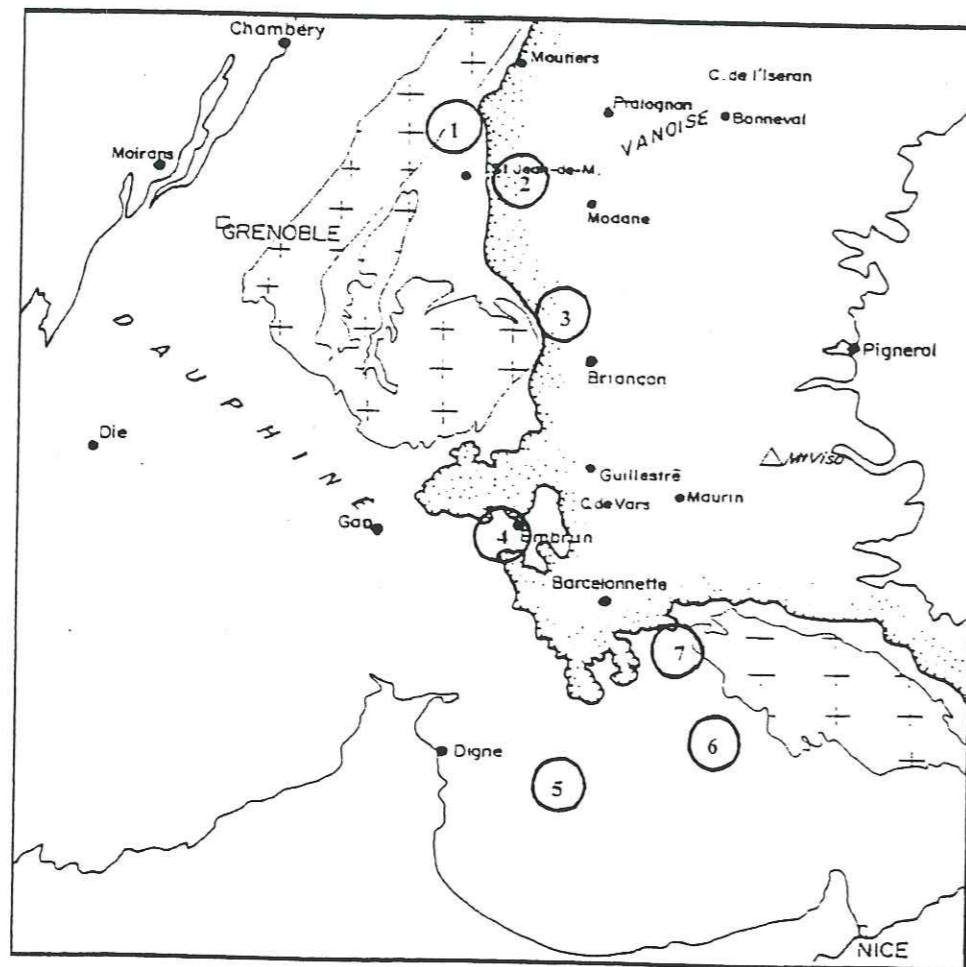
Cette diversité géographique induit des différenciations climatiques liées à la latitude du lieu, au domaine d'altitude et à la morphologie des vallées. Les torrents de Savoie sont tous situés autour de Saint-Jean-de-Maurienne, dans la vallée de l'Arc d'orientation générale Est-Ouest dans cette région. C'est une vallée relativement étroite et encaissée, dans laquelle des différences climatiques notables s'observent entre le fond de vallée (chenaux d'écoulement inférieur et cônes de déjection) et les hauts versants (bassins de réception). L'orientation des chenaux d'écoulement des torrents étudiés est globalement Nord-Sud, et les versants sont donc d'exposition Est ou Ouest.

Dans les Hautes-Alpes, les torrents du Verdarel et du Sainte Elisabeth se situent dans la vallée de la Guisane, entre le col du Lautaret et Briançon, d'orientation générale Nord-Sud. Les torrents sont donc orientés Est-Ouest.

Plus au Sud, le torrent du Boscodon se trouve au niveau du lac de Serre-Ponçon, où la vallée est ouverte et large (les altitudes élevées ne se situent pas à l'aplomb du fond de vallée comme c'est le cas en Maurienne). Les différences climatologiques seront donc moins fortes entre les stations d'altitude et celles situées au niveau du lac. Le torrent a une orientation générale Nord-Sud dans une vallée d'orientation Ouest-Est.

Le torrent du Salso Moreno rejoint la vallée de la Tinée d'orientation NO-SE, et qui est par endroits relativement encaissée, étant bordée par d'importants massifs rocheux cristallins.

Le torrent du Tuebi, pour sa partie supérieure est d'orientation Nord-Sud, puis le chenal d'écoulement inférieur subit une inflexion majeure et s'écoule d'Est en Ouest.
Le torrent de la Maiola, qui est le plus au Sud de l'étude, a une orientation Est-Ouest, mais la dissymétrie de ses versants influe certainement plus que leur orientation sur les fluctuations climatiques.



1 Ravoire de Pontamafrey 2 Claret, Rieu Sec, Pousset, Saint Martin 3 Ste Elisabeth, Verdarel
4 Boscodon 5 Maiola 6 Tuebi, Real 7 Salso Moreno
— limite domaine externe/domaine interne des Alpes —+— Socle cristallin

Figure 2-1 : carte de situation de l'étude

1) Contexte climatique des torrents étudiés

1.1) Introduction

Nous allons tout d'abord définir le contexte climatique global des différents bassins versants de l'étude. Les données météorologiques utilisées proviennent de douze stations climatologiques de Météo France, qui ont été choisies en fonction de leur localisation géographique par rapport aux bassins versants étudiés (tableau 2-1).

Ces données doivent toutefois être considérées avec prudence, car elles ne reflètent généralement pas les événements climatologiques des bassins versants supérieurs dans la mesure où les stations sont installées principalement dans les vallées et à faible altitude.

Tableau 2-1 : présentation des stations météorologiques de l'étude

| | Station | Altitude (m) | Latitude (gr) | Type de station | |
|-------------------------|----------------------------------|---|---------------|-----------------|------------------------------|
| Savoie | La Ravoire de Pontamafrey | Montpascal | 1400 | 50.38 | Poste pluviométrique |
| | Claret, Rieu Sec et Saint Martin | St Martin-la-Porte | 820 | 50.27 | Poste pluviométrique |
| | Pousset | St Michel de Maurienne | 850 | 50.25 | Poste thermopluviométrique |
| Hautes-Alpes | Verdarel et Ste Elisabeth | Briançon Monétier-les-Bains | 1324 1490 | 49.9 49.97 | Postes thermopluviométriques |
| | Bragousse | Embrun Les Orres | 871 1445 | 49.5 49.46 | Postes thermopluviométriques |
| Alpes de Haute Provence | Maiola | Puget-Théniers | 405 | 48.84 | Poste thermopluviométrique |
| Alpes Maritimes | Salso Moreno | St Etienne de Tinée St Dalmas le Sauvage | 1144 1510 | 49.17 49.2 | Poste thermopluviométrique |
| | Tuebi-Real | Valberg-Guillaumes | 1674 780 | 49 48.99 | Poste thermopluviométrique |

1.2) Les précipitations (pluie, neige, grêle,...)

1.2.1) Distribution annuelle des précipitations

Le diagramme des normales des précipitations moyennes mensuelles (figure 2-2) calculées sur 30 ans (1951-1980) pour les différentes stations météorologiques montre que le total annuel des précipitations est globalement peu élevé (de 700 à 1100 mm/an en moyenne). Toutefois, les écart-types sur les normales sont assez importants, et d'autant plus élevés que le volume pluviométrique annuel est important.

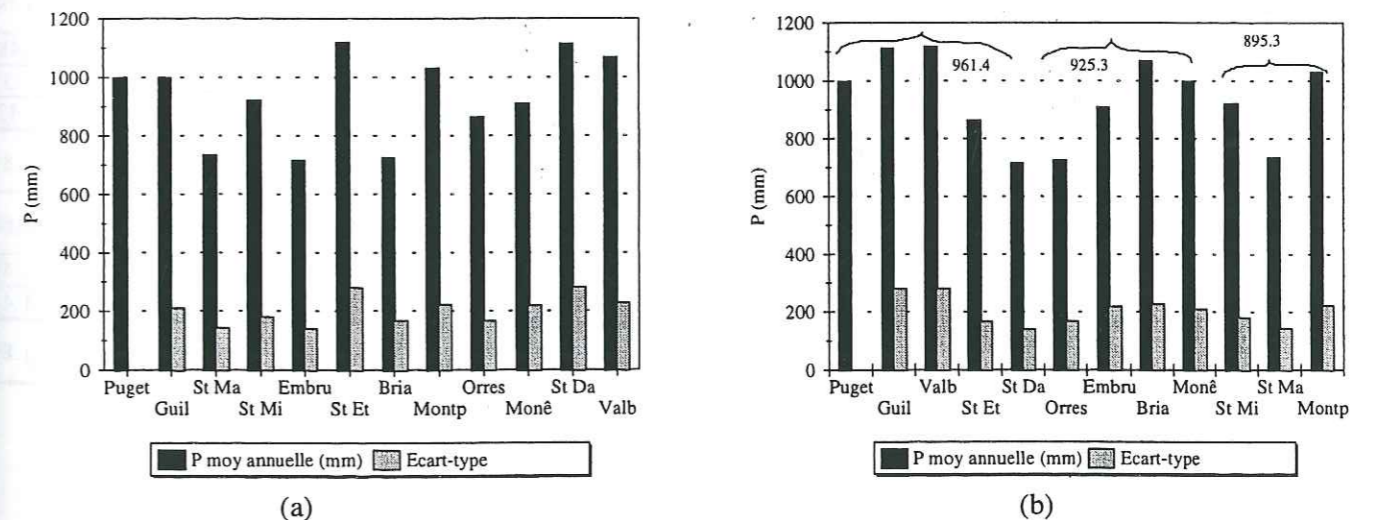


Figure 2-2 : distribution annuelle des précipitations et écart-type des valeurs annuelles (période 1951-1980) -a) stations météorologiques classées par altitude croissante -b) stations météorologiques classées par latitude croissante

N.B : 961.4 : pluviométrie moyenne annuelle pour l'ensemble des stations de Savoie ; 925.3 : pluviométrie moyenne annuelle pour l'ensemble des stations des Hautes-Alpes ; 895.3 : pluviométrie moyenne annuelle pour l'ensemble des stations des Alpes Maritimes.

La comparaison des hauteurs respectives de précipitations des différentes stations ne permet pas d'établir de relations directes avec l'altitude. Ainsi, les stations les plus hautes ne sont pas forcément les plus arrosées ; en tenant compte de leurs altitudes respectives, les stations des Hautes-Alpes sont

assez peu arrosées. Les stations de Maurienne enregistrent une importante variation en fonction de leur situation en fond de vallée (faiblement arrosée) et sur les versants (pluviométrie moyenne assez élevée). Le module pluviométrique annuel est plus élevé dans les Alpes Maritimes et dans les Alpes de Haute Provence, indépendamment de l'altitude des stations de mesure considérées. Toutefois, en effectuant des regroupements entre stations en fonction de la latitude (regroupements des stations par département), on note que la pluviométrie moyenne annuelle augmente du Nord vers le Sud.

Les coefficients pluviométriques, définis par le rapport du module pluviométrique annuel (en mm) divisé par 365 jours, traduisent des modules journaliers moyens de 2 à 3 mm de pluie par jour, mais ils ne définissent en aucune manière le régime pluviométrique réel.

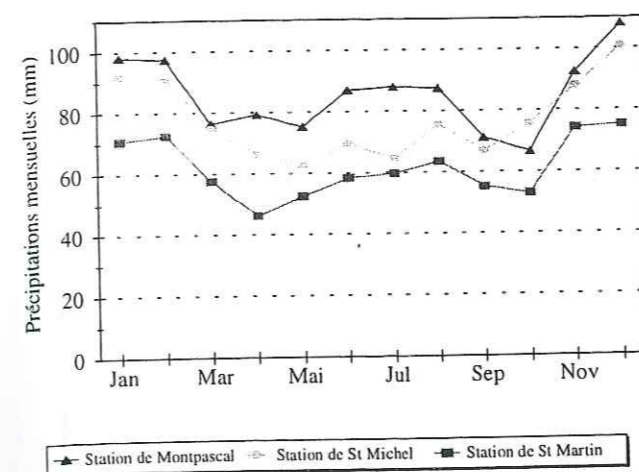
Les indices pluviométriques extrêmes (pluviométrie maximale ou minimale enregistrée sur 30 ans / pluviométrie moyenne annuelle sur la même période) sont fortement variables (tableau 2-2). Les années excédentaires ($I_p > 1$) sont généralement moins fréquentes que celles qui sont déficitaires, mais le module pluviométrique annuel est alors beaucoup plus important que la normale, les indices pluviométriques exprimant ainsi des années pouvant recevoir jusqu'à 70 à 85% de précipitations en excès. Les écarts des années déficitaires par rapport à la normale sont moins importants (environ 60% de la pluviométrie annuelle moyenne) et quasiment identiques quelles que soient les stations. 1967 constitue une année déficitaire dans 7 stations sur 12, et de façon moins prononcée, 1960 représente dans différentes stations une année excédentaire.

Tableau 2-2 : normales pluviométriques annuelles (1951-1980) et variations interannuelles (en mm)

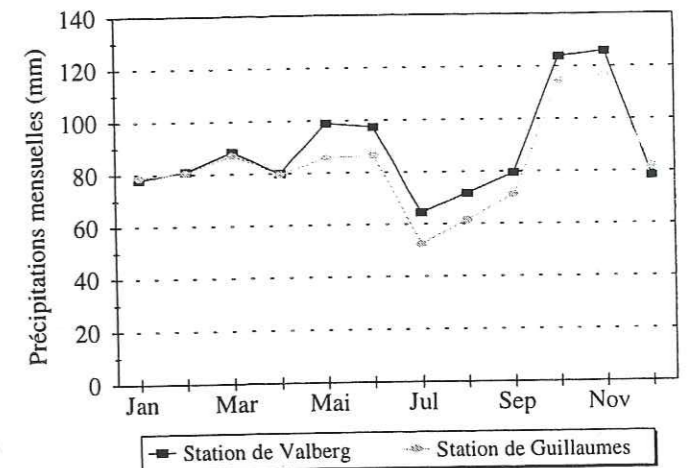
| Département | Station | Module pluviométrique annuel | Valeurs extrêmes et années d'occurrence | | | | Indices pluviométriques extrêmes |
|-------------------------|--------------------------------|------------------------------|---|-------|--------|-------|----------------------------------|
| | | | Min | Année | Max | Année | |
| Savoie | Montpascal (1400 m) | 1027 | 721.1 | 1964 | 1550.5 | 1965 | 0.7-1.51 |
| | St Martin-la-Porte (820 m) | 736 | 496.8 | 1964 | 956.8 | 1968 | 0.68-1.3 |
| | St Michel de Maurienne (850 m) | 924 | 650.6 | 1964 | 1209.9 | 1952 | 0.71-1.31 |
| Hautes-Alpes | Monêtier-les-Bains (1490 m) | 910 | 587.7 | 1967 | 1528.1 | 1960 | 0.65-1.68 |
| | Briançon (1324 m) | 726 | 505.6 | 1967 | 1074 | 1951 | 0.7-1.48 |
| | Embrun (871 m) | 716 | 456.7 | 1953 | 966.2 | 1960 | 0.64-1.35 |
| | les Orres (1445 m) | 862 | 607 | 1967 | 1223.4 | 1977 | 0.7-1.42 |
| Alpes-Maritimes | St Dalmas le Selvage (1510 m) | 1125 | 710.1 | 1967 | 2036.8 | 1951 | 0.63-1.81 |
| | St Etienne de Tinée (1144 m) | 1118 | 726.4 | 1967 | 1877.7 | 1960 | 0.65-1.68 |
| | Valberg (1674 m) | 1069 | 657.9 | 1967 | 1593.1 | 1960 | 0.62-1.49 |
| | Guillaumes (780 m) | 1005 | 612.7 | 1967 | 1446.6 | 1960 | 0.61-1.44 |
| Alpes de Haute Provence | Puget-Théniers (405 m) | 999 | 491 | 1967 | 1857.8 | 1960 | 0.49-1.86 |

1.2.2) Distribution mensuelle et saisonnière des précipitations

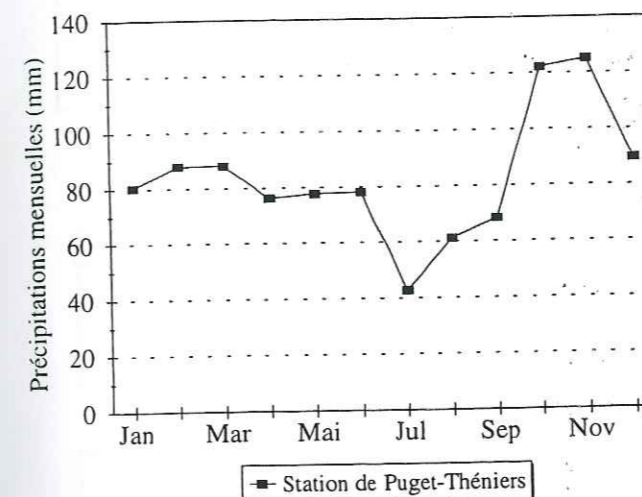
L'étude de la répartition mensuelle des précipitations annuelles (figure 2-3, et tableau 1 en annexe II-1-A) montre que les régimes pluviométriques sont mieux marqués dans les stations situées au Sud du col du Lautaret, avec une saison « sèche » en été, et des précipitations abondantes en automne. Au Nord du col du Lautaret, les régimes pluviométriques mensuels sont beaucoup plus fluctuants et les saisons moins marquées. Il apparaît également que les précipitations restent assez importantes en été, même si les maxima enregistrés se situent en décembre et janvier, avec un volume important stocké sous forme de neige.



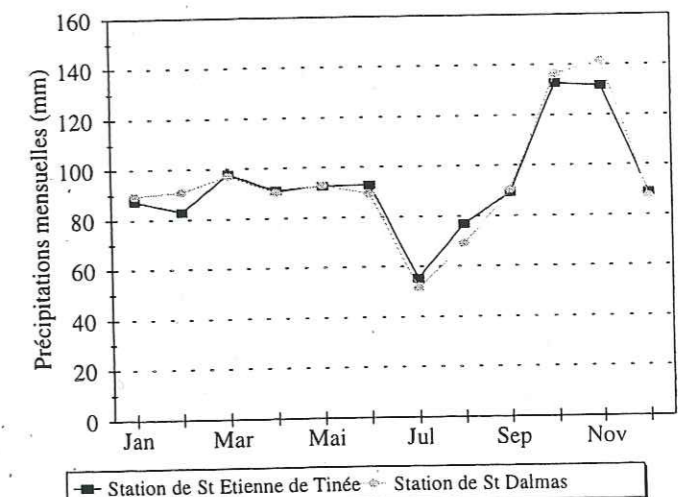
(a)



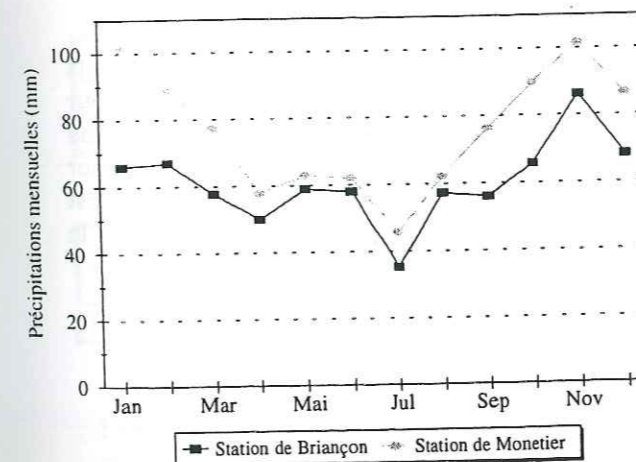
(b)



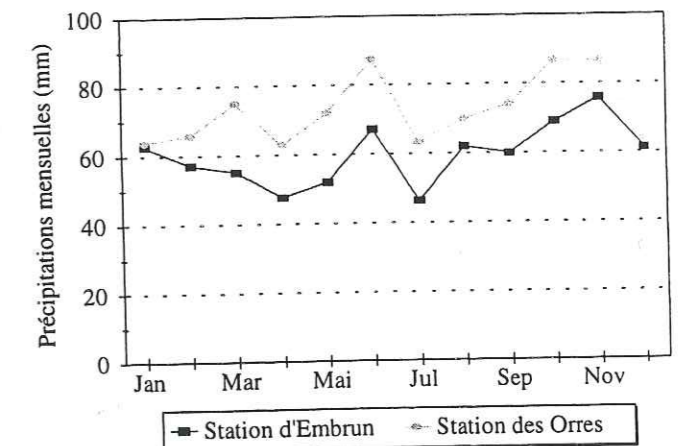
(c)



(d)



(e)



(f)

Figure 2-3 : précipitations moyennes mensuelles (1951-1980) des stations proches des bassins torrentiels. (a) : Torrents de Savoie - (b) Tuebi-Real - (c) : Maiola - (d) : Salso Moreno (e) : Verdarel et Sainte Elisabeth - (f) : Boscodon

Pour les 12 stations sauf une, l'automne est la saison la plus pluvieuse (tableau 2-3). L'indicatif saisonnier Automne-Hiver-Printemps-Eté, qui est le plus fréquent, traduit des zones de transition à tendance méditerranéenne. Plus au Nord, l'indice Automne-Hiver-Eté-Printemps traduit l'influence affaiblie du climat méridional et un accroissement des pluies continentales de saison chaude.

Tableau 2-3 : répartition saisonnière des précipitations (en pourcentages) et indicatif saisonnier

| | | Printemps | Eté | Automne | Hiver | Indicatif saisonnier ⁽¹⁾ |
|-------------------------|------------------------|-----------|-------|---------|-------|-------------------------------------|
| Savoie | Montpascal | 23.5 | 24 | 26 | 26.5 | H-A-E-P |
| | St Martin la Porte | 21.4 | 22.3 | 28.5 | 26.7 | A-H-E-P |
| | St Michel de Maurienne | 21.4 | 22.4 | 28.6 | 27.8 | A-H-E-P |
| Hautes-Alpes | Monetier | 20 | 20.2 | 30.5 | 29.3 | A-H-E-P |
| | Briançon | 23 | 20.5 | 30.3 | 26.2 | A-H-P-E |
| | Embrun | 23.3 | 23.5 | 28.8 | 24.4 | A-H-E-P |
| | Les Orres | 27.6 | 17.5 | 29.5 | 25.4 | A-P-H-E |
| Alpes Maritimes | St Dalmas le Sauvage | 24.2 | 18.7 | 32.5 | 24.6 | A-H-P-E |
| | St Etienne de Tinée | 24.7 | 19.8 | 31.6 | 24 | A-P-H-E |
| | Valberg | 25.9 | 20.2 | 30.7 | 23.2 | A-P-H-E |
| | Guillaumes | 25.3 | 18.6 | 31.4 | 24.7 | A-P-H-E |
| Alpes de Haute Provence | Puget-Théniers | 23.28 | 17.29 | 33.75 | 25.68 | A-H-P-E |

⁽¹⁾ les saisons sont nommées de la plus humide à la moins humide

Le nombre de jours où les précipitations sont supérieures à 0.1 mm varie de 6 à 13 par mois selon les stations, mais la variabilité interannuelle est très forte (tableaux 2 et 3 en annexe II-1-A). Le nombre de jours de pluie est le plus élevé d'avril à août, avec un maximum en mai-juin. Comme cette même période définit une saison « sèche », cela signifie que les pluies sont de faible intensité chaque jour, ou intenses mais de courte durée.

Le nombre moyen de jours de précipitations est globalement plus élevé en Savoie que dans les Hautes-Alpes, avec des variabilités interannuelles plus importantes.

1.2.3) Les précipitations maximales journalières

1.2.3.1) Intensité

L'intensité des précipitations maximales journalières est relativement faible, mais de tels événements pluviométriques correspondent en moyenne à 31.2% de la pluviométrie mensuelle (tableau 2-4). Pour la station des Orres, la contribution de ces pluies d'intensité maximale au volume pluviométrique mensuel est plus importante en automne (jusqu'à 45% en moyenne en octobre), ce qui tend à indiquer que les pluies sont intenses et de courte durée à cette saison. Cette différenciation saisonnière est beaucoup moins marquée dans les stations de Savoie, même si une légère augmentation de la contribution des précipitations maximales journalières est discernable en automne.

Tableau 2-4 : précipitations maximales mensuelles sur 24 heures

| | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D |
|-----------------------|------|------|------|------|------|----|------|------|------|------|------|------|
| P/24h moy (mm) | 19.4 | 21.8 | 24.2 | 20.9 | 19.1 | 27 | 24.8 | 25.3 | 28.5 | 39.5 | 29.4 | 23.9 |
| % de pluvio mensuelle | 30.4 | 33.2 | 35 | 33.2 | 26.6 | 31 | 39.2 | 36.2 | 39.1 | 45.6 | 35.3 | 37.4 |

(les Orres, 1951-1970)

| | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D |
|-----------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| P/24h moy (mm) | 26.6 | 24.2 | 22.6 | 21.9 | 21.7 | 21 | 21.1 | 24.9 | 24.2 | 25.3 | 28.6 | 25.5 |
| % de pluvio mensuelle | 27.1 | 24.9 | 29.7 | 27.6 | 28.9 | 24.2 | 24 | 28.6 | 34.1 | 38 | 30.1 | 23.6 |

Montpascal (1961-1988)

| | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D |
|-----------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| P/24h moy (mm) | 22.7 | 25.9 | 20.2 | 21.2 | 18.7 | 18.7 | 17.3 | 21.8 | 22.6 | 22.8 | 26.6 | 22.9 |
| % de pluvio mensuelle | 24.7 | 28.5 | 27 | 31.9 | 30.1 | 26.9 | 26.8 | 28.9 | 33.9 | 30.2 | 30.2 | 22.8 |

St Michel de Maurienne (1951-1980)

| | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D |
|-----------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| P/24h moy (mm) | 19.4 | 22.9 | 19 | 17.1 | 16.1 | 17.4 | 17.3 | 19.7 | 19.3 | 17.8 | 23.2 | 18.5 |
| % de pluvio mensuelle | 27.5 | 31.6 | 33.1 | 36.9 | 30.7 | 29.8 | 29 | 31 | 34.9 | 33.6 | 31.2 | 24.6 |

St Martin la Porte (1951-1980)

Sur la période 1951-1970, à la station des Orres, seule une journée enregistre plus de 100 mm/24 heures d'intensité maximale. L'analyse des données de cette station (tableau 2-5) montre que les journées recueillant de 20 à 30 mm de pluie ont une fréquence plus qu'annuelle, et que les événements journaliers d'intensité supérieure à 60 mm ont une fréquence de récurrence de 2 ans.

Tableau 2-5 : nombre de cas par classe d'intensité et fréquence relative des précipitations maximales journalières

| Intensité (mm) | <10 | [10-20[| [20-30[| [30-40[| [40-50[| [50-60[| [60-70[| [70-80[| ≥80 |
|-------------------|------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-----|
| Nombre de cas | 25 | 79 | 61 | 34 | 15 | 8 | 3 | 3 | 2 |
| Fréq relative (%) | 10.9 | 34.3 | 26.5 | 14.8 | 6.5 | 3.5 | 1.3 | 1.3 | 0.9 |

Les Orres (1951-1970)

| Intensité (mm) | <10 | [10-20[| [20-30[| [30-40[| [40-50[| [50-60[| [60-70[| [70-80[| ≥80 |
|-------------------|------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-----|
| Nombre de cas | 68 | 122 | 81 | 39 | 11 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| Fréq relative (%) | 21.9 | 39.2 | 26 | 12.5 | 3.5 | 0 | 0.3 | 0.3 | 0 |

St Martin la Porte (1951-1980)

| Intensité (mm) | <10 | [10-20[| [20-30[| [30-40[| [40-50[| [50-60[| [60-70[| [70-80[| ≥80 |
|-------------------|------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-----|
| Nombre de cas | 48 | 122 | 98 | 46 | 26 | 2 | 3 | 0 | 1 |
| Fréq relative (%) | 13.9 | 35.3 | 28.3 | 13.3 | 7.5 | 0.6 | 0.9 | 0 | 0.3 |

St Michel de Maurienne (1951-1980)

| Intensité (mm) | <10 | [10-20[| [20-30[| [30-40[| [40-50[| [50-60[| [60-70[| [70-80[| ≥80 |
|-------------------|-----|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-----|
| Nombre de cas | 28 | 112 | 98 | 66 | 20 | 7 | 4 | 0 | 0 |
| Fréq relative (%) | 8.4 | 33.4 | 29.3 | 19.7 | 6 | 2.1 | 1.2 | 0 | 0 |

Montpascal (1961-1988)

Les fréquences d'occurrence des pluies d'intensité supérieure à 60 mm sont plus grandes pour la station des Orres que pour les trois stations de Savoie (tous les 7 ans pour Montpascal, tous les 15 ans à St Martin-la-Porte et St Michel de Maurienne). Sur les 30 ans de mesure, pour ces 3 stations, seulement 3 journées d'intensité supérieure à 70 mm ont été enregistrées, alors que la période de retour des événements d'intensité supérieure à 70 mm est d'environ 4 ans pour les Orres. Les précipitations journalières d'intensité supérieure à 100 mm restent exceptionnelles. Toutefois, pour toutes ces stations, les événements d'intensité journalière maximale inférieure à 40 mm sont de fréquence pluri-annuelle.

1.2.3.2) Répartition de ces précipitations

Les pluies d'intensité inférieure à 40 mm sont à peu près bien réparties sur toute l'année, alors que les pluies d'intensité supérieure marquent mieux les saisons (tableau 2-6), avec un maximum de fréquence en automne.

Ainsi, à la station des Orres, plus de 80% des événements journaliers d'intensité supérieure à 50 mm se déroulent en été et en automne.

Pour les stations de Savoie, la plus faible fréquence des précipitations maximales en 24 heures d'intensité supérieure à 50 mm entraîne une incertitude sur cette étude statistique. Malgré tout, l'étude de la répartition saisonnière des événements d'intensité comprise entre 40 et 50 mm montre que plus de 60% de ces événements se produisent également en été et en automne.

Tableau 2-6 : répartition saisonnière des précipitations d'intensité maximale en 24h (en pourcentages)

| | P/24h d'intensité <30 mm | | | | P/24h d'intensité [30-40[mm | | | |
|-----------|--------------------------|-----------|-----------|------------|------------------------------|-----------|-----------|------------|
| | les Orres | St Martin | St Michel | Montpascal | les Orres | St Martin | St Michel | Montpascal |
| Hiver | 26.7 | 24 | 23.1 | 23.9 | 23.5 | 28.2 | 28.3 | 30.3 |
| Printemps | 27.3 | 27.7 | 28.3 | 29 | 35.3 | 12.8 | 19.6 | 21.2 |
| Été | 24.8 | 25.8 | 25.4 | 25.2 | 17.6 | 23.1 | 28.3 | 22.7 |
| Automne | 21.2 | 22.5 | 23.1 | 21.9 | 23.5 | 35.9 | 23.9 | 25.8 |

| | P/24h d'intensité [40-50[mm | | | | P/24h d'intensité > 50 mm | | | |
|-----------|------------------------------|-----------|-----------|------------|---------------------------|-----------|-----------|------------|
| | les Orres | St Martin | St Michel | Montpascal | les Orres | St Martin | St Michel | Montpascal |
| Hiver | 13.3 | 27.3 | 26.9 | 20 | 12.5 | 100 | 50 | 27.3 |
| Printemps | 6.7 | 9.1 | 7.7 | 5 | 6.25 | 0 | 0 | 0 |
| Été | 33.3 | 18.2 | 23.1 | 35 | 37.5 | 0 | 0 | 9.1 |
| Automne | 46.7 | 45.4 | 43.3 | 40 | 43.75 | 0 | 50 | 63.6 |

1.2.4) Conclusion

Les pluies estivales et automnales sont abondantes, et la période d'occurrence des précipitations maximales en 24 heures traduit la violence de ces pluies, dont l'intensité entraînera essentiellement le développement du ruissellement sur les pentes des versants. Toutefois, juillet représente un mois relativement sec, ce qui traduit l'irrégularité des pluies en cette saison et donc une succession de jours secs après lesquels vont se produire des pluies torrentielles, parfois accompagnées d'orages. L'impact de ces pluies sur les bassins versants est en étroite relation avec la morphologie des bassins de réception, leur géologie et les caractéristiques hydrologiques des formations superficielles.

1.3) La nivométrie

Les conditions d'accumulation et d'ablation du manteau neigeux sont fortement soumises aux conditions topo-climatiques (exposition du versant, dépressions ou bombements topographiques,...), et celles-ci conditionnent fortement l'impact de la neige sur les sols et les roches des bassins versants.

Le régime pluviométrique des différentes stations, de par l'importance des pluies en saison froide et de par l'altitude des sites, laisse une grande place aux chutes de neige. L'abondance des chutes de neige est notamment bien marquée dans les Alpes du Sud (tableau 2-7). Elle fait son apparition dès septembre et tombe encore en mai, parfois en juin au-dessus de 2000 mètres. Toutefois, les Alpes du Nord ont un manteau neigeux plus épais que les Alpes du Sud.

L'observation de la durée du manteau neigeux dans les départements de l'Isère et en Haute-Tarentaise permet d'établir une relation empirique pour estimer la durée de persistance du manteau neigeux en fonction de l'altitude selon l'expression de Vacher (1971) :

$$\text{Persistance du manteau neigeux (jours)} = 0,088 H + 3,$$

où H représente l'altitude en mètres.

Tableau 2-7 : nombre de jours de chute de neige et proportion par rapport à la pluviométrie annuelle

| | Jours de neige par an | Coefficient de niviosité (%) ⁽¹⁾ | Persistance du manteau neigeux (en jours) ⁽²⁾ |
|------------------|-----------------------|---|--|
| Ravoire | 28 | 31 | 47-243 |
| Claret | 22 | 20 | 78-224 |
| Rieu Sec | 22 | 20 | 62-146 |
| Pousset | - | - | 81-262 |
| Verdarel | 30-52 | 31-33 | 126-232 |
| Sainte Elisabeth | 30-52 | 31-33 | 127-232 |
| Boscodon | 29-34 | 23-33 | 72-258 |
| Tuebi | 32 | - | 111-228 |
| Salso Moreno | 26-28 | 28-31 | 72-255 |
| Maiola | - | - | 47-147 |

⁽¹⁾ coefficient de niviosité = nombre de jours avec chute de neige / nombre de jours de précipitations.

⁽²⁾ elle est calculée, d'après la formule de Vacher (1971), pour les altitudes extrêmes de chaque bassin versant.

Cette relation, qui ne tient compte ni de l'orientation des pentes ni de la latitude, est appliquée, à titre indicatif, par extension à tous les départements de l'étude. Elle permet d'obtenir une estimation de la durée moyenne du manteau neigeux dans chaque bassin versant, en fonction des altitudes extrêmes.

La durée de persistance du manteau neigeux dans les bassins de réception des torrents d'altitude (altitude maximale supérieure à 2000 mètres) est de l'ordre de 180 à 250 jours par an, ce qui représente en moyenne 60 à 70% de l'année. En volume, les chutes de neige représentent en moyenne 20 à 30% des précipitations.

La période de constitution du manteau neigeux est généralement longue (de l'ordre de 5 à 6 mois), si bien que les hauteurs de neige en altitude sont maximales vers le mois d'avril. Cette occurrence tardive d'un manteau neigeux épais favorise la mise en place de panneaux de neige lourde et instable, susceptible de déclencher des avalanches de fond qui vont, en se propageant, racler le sol et la végétation.

Au contraire de sa mise en place, la fusion du manteau neigeux est un processus relativement rapide (de 2 à 2,5 mois), ce qui entraîne une décharge hydrique substantielle dans les sols au printemps. Ainsi, Risser (1979) a calculé, pour la station de Serre-Chevalier (2230 m) des hauteurs d'eau équivalente fournies par la fonte des neiges de 7 à 31 mm/jour (du 21 avril au 1er juillet). Toutefois, ces valeurs moyennes sont à nuancer en fonction des phases de fusion active de la neige qui peuvent libérer des lames d'eau de l'ordre de 50 mm/jour (ce qui est l'équivalent d'une pluie journalière maximale ayant une récurrence de 5 ans à Montpascal, voire de 15 ans à St Martin-la-Porte).

1.4) Les températures

Les températures influent sur la durée de persistance du manteau neigeux, le taux d'évapotranspiration par les plantes, l'oscillation des cycles gel-dégel.

Le mois le plus froid est le mois de janvier, exceptionnellement février, les températures augmentent ensuite graduellement jusqu'en juillet qui est le mois le plus chaud (tableau 2-8).

La température moyenne annuelle se situe aux alentours de 9° au fond de la vallée de l'Arc, et vers 6° à 1400 mètres d'altitude. L'exposition sud des quatre bassins versants de Savoie accélère la fonte du manteau neigeux au printemps, et les fortes pentes des bassins de réception créent parfois une inversion thermique liée à l'inclinaison subnormale des rayons solaires sur les hauteurs. Les journées très chaudes ($T > 30^{\circ}\text{C}$) sont rares. En effet, la localisation strictement intraalpine, la prédominance des vents d'ouest à nord-ouest pendant la saison chaude, la fréquence des orages et l'abondance des pluies se combinent pour adoucir les journées chaudes.

Tableau 2-8 : températures moyennes mensuelles

| T moy (°C) | St Michel | Briançon | les Orres | Puget-Thénières | Saint Etienne de Tinée | St Dalmas le Selvage | Valberg |
|------------|-----------|----------|-----------|-----------------|------------------------|----------------------|---------|
| Mois | | | | | | | |
| Jan | 0 | -1 | -1 | 3 | -0.5 | -1.2 | -2 |
| Fév | 0.3 | 0 | 0.5 | 6 | 0 | -0.4 | -1 |
| Mar | 2.7 | 2 | 2 | 9 | 2 | 2.4 | 0.5 |
| Avr | 5.1 | 5.5 | 5 | 12 | 5 | 5.6 | 3.5 |
| Mai | 9.5 | 10 | 10 | 16 | 8.5 | 9.2 | 7.5 |
| Jun | 12.4 | 14 | 13 | 19.5 | 12.5 | 13.2 | 11.5 |
| Jul | 15.5 | 17 | 15.5 | 22.5 | 16 | 17.2 | 14.5 |
| Août | 15.2 | 16 | 15.5 | 22 | 15 | 15.8 | 14 |
| Sep | 12.2 | 13.5 | 12 | 19 | 12.5 | 12.8 | 11 |
| Oct | 8.7 | 9 | 8 | 14 | 8 | 8.6 | 7 |
| Nov | 3.6 | 3.5 | 2.5 | 8 | 3.5 | 3.6 | 2.5 |
| Déc | 0.7 | 0.5 | 0 | 4 | 1 | 0.6 | -0.5 |
| ANNEE | 7.2 | 1.8 | 6.9 | 12.9 | 7 | 7.3 | 5.7 |

Dans les Alpes du Sud, l'influence refroidissante des masses montagneuses est très sensible et les températures les plus basses s'enregistrent dans les vallées encaissées du Var et de la Tinée. Toutefois, ces grands froids s'amortissent rapidement en raison de l'influence adoucissante de la Méditerranée. Les journées très chaudes ($T > 30^{\circ}\text{C}$) sont assez fréquentes et l'insolation est très active en raison d'un ciel pur et limpide.

Les diagrammes ombrothermiques permettent de définir les périodes de sécheresse sur un bassin versant. Quatre stations étudiées ne présentent pas de période de sécheresse marquée, mais certaines présentent toutefois un écart très réduit entre les températures et les précipitations en juillet et août (station de Valberg et des Orres). A Embrun et Briançon, on observe une sécheresse assez marquée de juin à septembre.

Ces périodes de sécheresse sont marquées par de faibles précipitations pour une forte température, ce qui implique une prépondérance des phénomènes d'évapo-transpiration par rapport à l'infiltration. Les sols vont donc être desséchés en surface, et d'autant plus sensibles aux événements orageux intenses qui se produisent pendant cette même saison.

Des études réalisées dans les Hautes-Alpes (Francou, 1988) montrent que l'alternance optimale des cycles gel-dégel se situe généralement au printemps, voire en mai-juin (en fonction de l'altitude), alors que les massifs rocheux subissent une imbibition profonde par fusion nivale. Ceci favorise l'activité cryoclastique et en conséquence la production d'ébouillis sur les versants. Le nombre de cycles gel-dégel est plus important sur les versants sud.

Dans les études hydrauliques des sols, il ne faut pas négliger la lame d'eau libérée par le dégel des sols. Ceux-ci, déstructurés par la cryoclastie, vont absorber l'eau libre et devenir plastiques.

1.5) Conclusion

La répartition annuelle des précipitations mensuelles ainsi que les régimes thermométriques traduisent une zonation climatique entre les torrents situés en Savoie et ceux situés dans les Alpes Maritimes. Les torrents des Hautes-Alpes se trouvent juste au Sud de cette zone de transition qui passe par le Col du Lautaret, et induit une différenciation principale Alpes du Nord / Alpes du Sud.

Les Alpes du Sud se situent à une latitude plus basse et subissent l'influence méditerranéenne alors que les Alpes du Nord, situées à une latitude plus élevée, sont soumises à une plus forte influence continentale. Celle-ci se caractérise par une humidité associée selon l'altitude à la grande fraîcheur ou au froid, ainsi que par l'abondance et la persistance du manteau neigeux.

La zone intra-alpine (massif du Mercantour et partie orientale) se caractérise par une combinaison sécheresse, ensoleillement et froid. Cette continentalisation favorise l'élévation de la limite de végétation et d'un même ordre de grandeur celle des neiges persistantes (de l'ordre de 300 à 400 m).

Les Alpes du Sud ont un climat méditerranéen, avec chaleur moyenne (pour les stations d'altitude supérieure à 1500 m), ensoleillement plus fort, sécheresse estivale plus marquée, précipitations à caractère orageux fréquentes.

Ce cadre climatique général est évidemment en rapport avec le déclenchement des laves torrentielles. Cependant, du fait de la localisation particulière des stations météorologiques, il est sûr que les événements extrêmes, sans doute les plus critiques pour le déclenchement des laves, ne sont pas enregistrés par ces stations. On peut penser tout spécialement aux cellules convectives orageuses qui peuvent se former dans les parties supérieures des bassins versants, cellules parfois initiées et guidées dans leur parcours par la morphologie même de ces têtes de bassins versants.

2) Fréquence des laves torrentielles dans les torrents de l'étude et relation avec la pluviométrie

2.1) Etude historique des événements laves torrentielles

2.1.1) Recueil des données

(tableaux en annexe II-1-B)

Nous avons cherché à regrouper toutes les données existantes sur les différents bassins versants étudiés, en faisant appel aux archives municipales ou départementales, aux bibliographies existantes - notamment Mougin (1914) pour les événements antérieurs à la création des services RTM - et plus récemment aux services RTM.

Les documents disponibles correspondent à des compte-rendus de tournées effectuées en service normal ou à la suite d'orages survenus pendant la nuit, parfois même à des documents rédigés par des témoins fortuits de l'événement.

L'absence de suivi régulier des torrents (que ce soit par surveillance humaine rapprochée ou par système vidéo) introduit une sélection quant à l'intensité des événements répertoriés, puisque seules les laves torrentielles ayant causé des dégâts aux structures et/ou aux humains sont consignées. De plus, la diversité des sources des témoignages écrits, ainsi que l'usage abusif du terme crue pour désigner une lave (usage qui est encore parfois à déplorer aujourd'hui), induit quelques doutes quant à l'identification exacte du phénomène observé (lave torrentielle véritable ou écoulement torrentiel chargé). Toutefois, nous nous sommes basés sur les descriptions complètes des événements (dégâts causés, nature des dépôts) pour sélectionner les données.

Les données obtenues peuvent être considérées comme suffisamment représentatives en Savoie, où le nombre important d'événements relevés permet de limiter l'erreur d'analyse. Pour les Hautes-Alpes, l'estimation est beaucoup plus délicate étant donné que dans certains cas, on rapporte moins de 15 événements sur toute la période d'observation (de 1390 à nos jours).

Pour les torrents des Alpes Maritimes, les données sont généralement incomplètes, et de nos jours la fréquence annuelle, voire pluri-annuelle combinée au manque de suivi, empêche l'édification d'un tel recueil de données.

2.1.2) Evolution de la fréquence des événements au cours du temps

L'étude de la répartition des événements dans le temps permet d'estimer l'activité des torrents quant au rythme de production des laves torrentielles.

Dans la plupart des cas, les plus anciens événements rapportés datent du XVII^e siècle. On retrouve toutefois quelques événements de type laves torrentielles antérieurs ; ainsi, les données remontent à 1390 pour deux torrents des Hautes-Alpes.

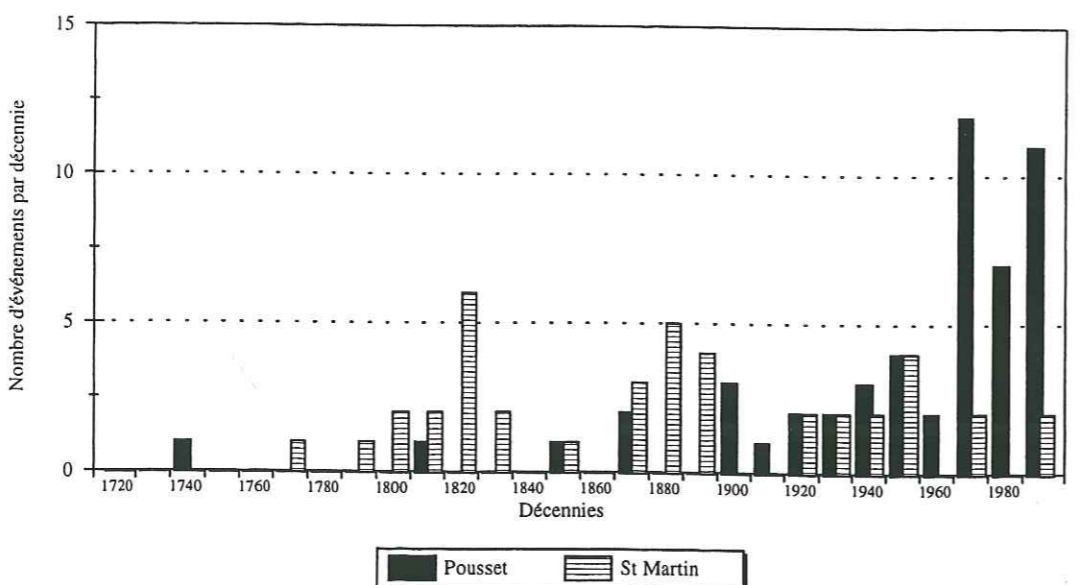
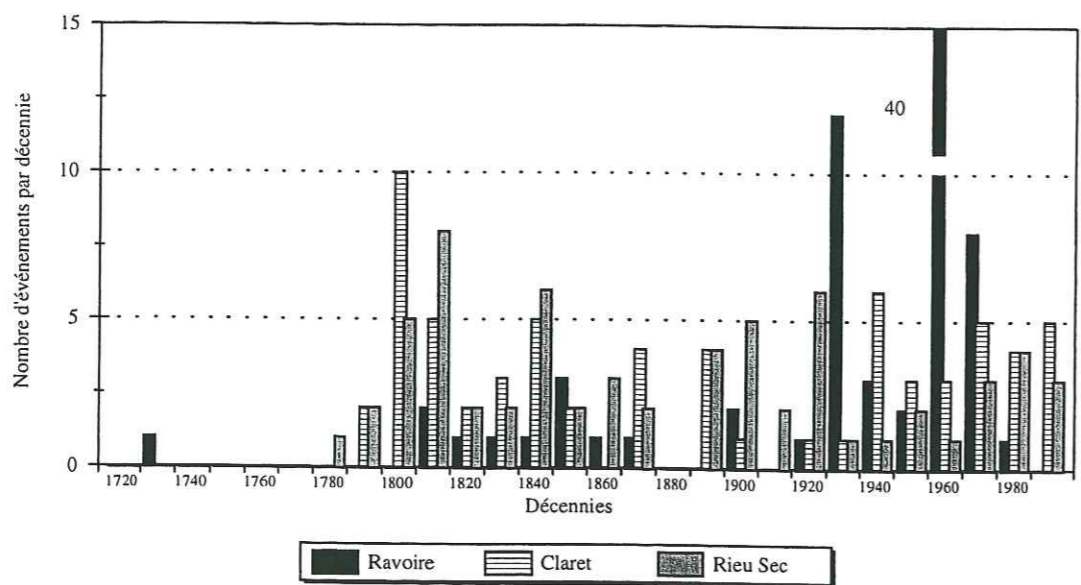
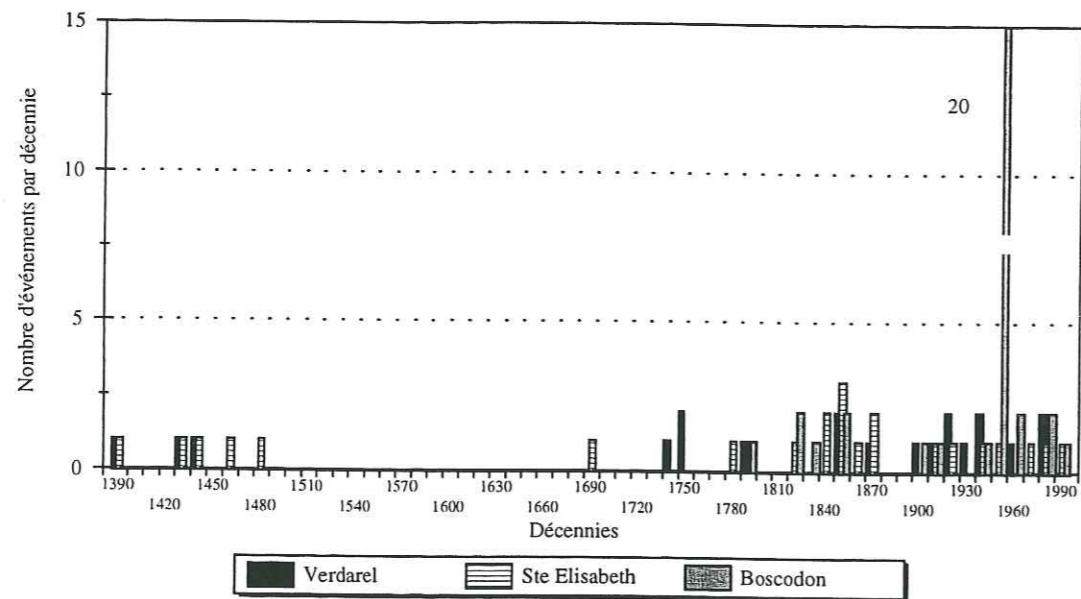


Figure 2-4 : histogrammes de fréquence des événements
(a) : département des Hautes-Alpes - (b) et (c) : département de Savoie

La fréquence d'occurrence des laves torrentielles est beaucoup plus importante en Savoie que dans les Hautes-Alpes, en considérant en particulier la période 1800 à nos jours (figure 2-4). En Savoie, la fréquence de laves torrentielles est beaucoup plus régulière : de 1800 à nos jours, seule la décennie 1880 n'a enregistré aucun événement, tous torrents confondus (figure 2-4b et 2-4c).

Le temps séparant deux événements est relativement faible, mais il est grandement variable et ne représente guère les variations parfois importantes du temps séparant deux événements successifs (tableau 2-9). Ainsi, aucun événement ne s'est produit entre 1480 et 1690, semble-t-il, dans les torrents du Verdarel et du Sainte Elisabeth (Hautes-Alpes), alors qu'aujourd'hui, la période moyenne des événements « lave torrentielle » est d'environ douze ans (calculée sur les 70 dernières années).

Tableau 2-9 : nombre d'événements connus et temps séparant deux événements
(du 1er événement connu à nos jours)

| Département | Torrent | Date du 1er événement connu | Nombre de laves | Temps séparant deux événements successifs (années) | |
|--------------|------------------|-----------------------------|-----------------|--|------------------|
| | | | | Valeur moyenne | Valeurs extrêmes |
| SAVOIE | Ravoire | 1732 | 80 | 3.9 | 0-79 |
| | Claret | 1791 | 66 | 3.2 | 0-19 |
| | Rieu Sec | 1781 | 61 | 3.4 | 0-22 |
| | Pousset | 1740 | 50 | 5.8 | 0-72 |
| | Saint Martin | 1778 | 35 | 5.4 | 0-26 |
| HAUTES-ALPES | Verdarel | 1394 | 15 | 17.3 | 1-302 |
| | Sainte Elisabeth | 1394 | 13 | 21.1 | 4-215 |
| | Boscodon | 1793 | 33 | 6.3 | 0-52 |

Afin de souligner l'évolution du rythme de production de laves torrentielles, nous pouvons construire un diagramme qui tienne compte des intervalles de récurrence pour un même torrent. L'axe des X représente les laves torrentielles qui se sont produites dans le bassin versant (incrément de 1 pour chaque événement) et l'axe des Y porte le nombre d'années entre l'événement i et l'événement i-1. Les périodes les plus actives sont donc représentées par une ordonnée faible, voire nulle dans le cas de plusieurs laves torrentielles dans la même année.

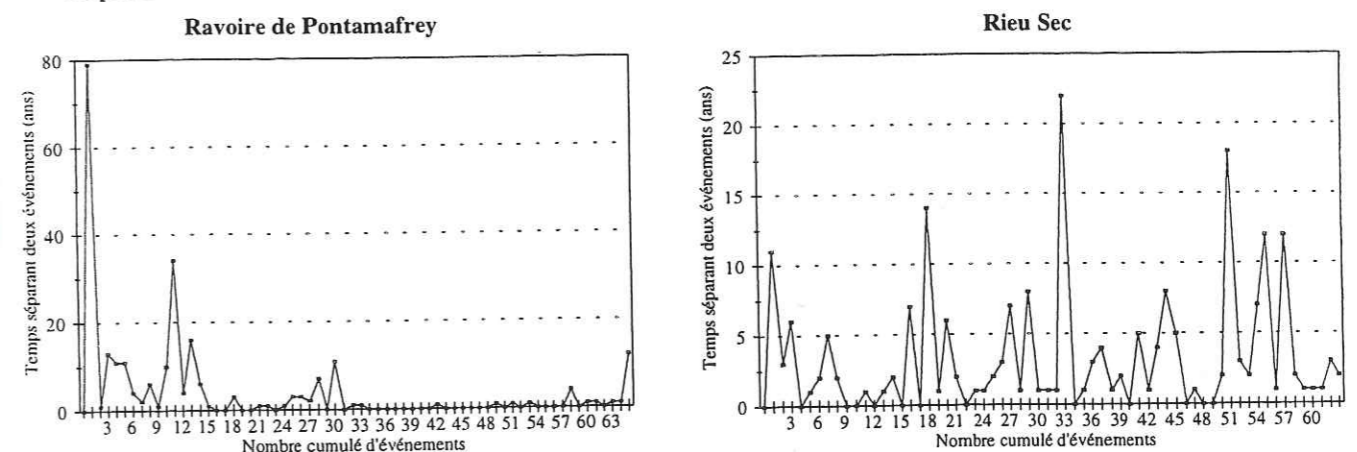


Figure 2-5 : évolution du temps séparant deux événements successifs

Ces diagrammes (figures en annexe II-1-C) ont permis de déceler pour deux des torrents, la Ravoire de Pontamafrey en Savoie (figure 2-5) et le Boscodon (Hautes-Alpes) des périodes exceptionnelles au cours desquelles respectivement 3 et 8 événements notables dans l'année ont été enregistrés. Dans d'autres cas (exemples du Rieu Sec et du Claret, Savoie), il y a alternance entre des périodes « d'inactivité » relativement importantes (de l'ordre de la vingtaine d'années) et des périodes plus actives où le rythme de production des laves torrentielles augmente (figure 2-5).

Peut-on parler de calme avant la tempête, quel est le sens de ces importantes périodes de rémission? Trois hypothèses peuvent être envisagées, qui ne sont pas incompatibles et doivent interagir :

- la « qualité » des archives qui doit faire l'objet d'une « critique » historique. En effet, le recueil des données est inégal en fonction de l'époque considérée, de la personne qui rapporte l'événement, et de la situation des torrents par rapport aux villages. Il en découle que des lacunes peuvent exister dans ces archives, qui pourraient notamment expliquer les très longues périodes sans événements (200 à 300 ans) observées dans deux torrents des Hautes-Alpes. Par ailleurs, la distinction entre lave torrentielle et crue torrentielle, dans certains cas, n'est pas aisée ;
- des conditions climatiques particulières plusieurs années ou dizaines d'années de suite, 70 ans en Savoie, voire deux siècles (Hautes-Alpes). Pourtant, la situation géographique des torrents de Savoie est relativement proche (distance maximale linéaire de 14 km autour de Saint-Jean de Maurienne) et l'impact d'une période de sécheresse de longue durée (environ 70 ans) aurait dû être ressenti sur tous ces torrents, ce qui visiblement n'a pas été le cas ;
- des mécanismes d'initiation fondamentalement différents. Les conditions climatiques ont toujours une influence mais celle-ci est fortement nuancée en fonction des situations morphologiques et géologiques susceptibles d'initier des laves torrentielles.

Ces différentes observations expriment les difficultés de déterminer avec précision l'évolution du rythme de production des laves torrentielles. De plus, cette évolution, qui est liée aux variations annuelles et décennales des conditions climatiques globales, subissent également l'influence des caractéristiques intrinsèques des bassins versants (géologique, géomorphologique, hydrogéologique), ainsi que l'influence des infrastructures (barrages, digues,...) réalisées dans le but de limiter les risques de laves torrentielles à l'aval.

2.1.3) Répartition « saisonnière » des laves torrentielles

Dans les bassins versants torrentiels de Savoie et des Hautes-Alpes, plus de 50% des laves torrentielles se produisent en été (tableau 2-10), cette proportion pouvant même augmenter jusqu'à 85% dans le cas du Sainte Elisabeth (Hautes-Alpes). La fréquence des événements en été pour les torrents des Alpes Maritimes est beaucoup moins élevée, la saison d'occurrence maximale des laves torrentielles étant dans ce cas l'automne (figure 2-6).

Tableau 2-10 : fréquence de laves torrentielles de mai à août

| Torrent | Nombre d'événements survenus en été | Nombre total d'événements recensés | % d'événements en été |
|------------------|-------------------------------------|------------------------------------|-----------------------|
| Ravoire | 64 | 80 | 80 |
| Claret | 52 | 66 | 83 |
| Rieu Sec | 42 | 62 | 69 |
| Pousset | 36 | 50 | 72 |
| Saint Martin | 27 | 35 | 77 |
| Verdarel | 11 | 15 | 73 |
| Sainte Elisabeth | 11 | 14 | 85 |
| Boscodon | 26 | 33 | 79 |
| Tuebi | 8 | 23 | 35 |
| Salso Moreno | 4 | 14 | 29 |

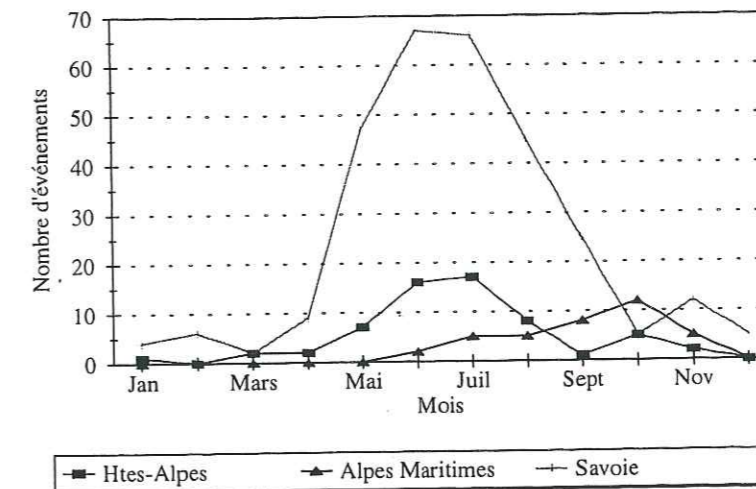


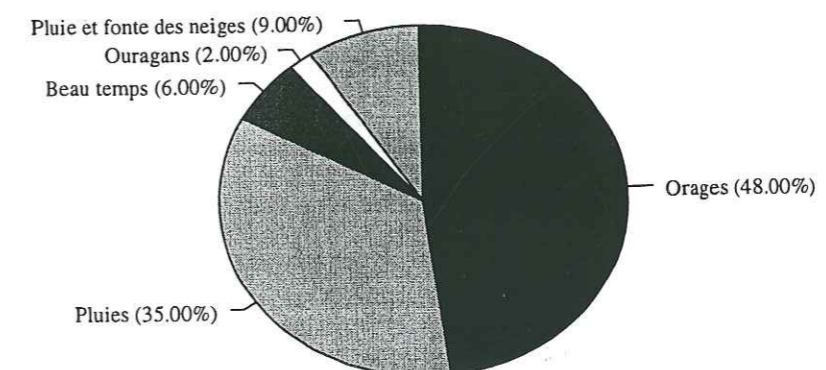
Figure 2-6 : nombre de laves torrentielles en fonction des saisons, par département

Les risques ne sont pas pour autant nuls en avril, octobre et novembre. Les laves torrentielles qui se sont produites au cours des autres mois de l'année restent des exceptions.

Ces diagrammes mettent en exergue l'importance du facteur climatique et notamment du régime des précipitations sur le déclenchement des laves torrentielles. En effet, l'étude morphoclimatique a montré que les mois d'été et parfois d'automne ne recevaient pas les hauteurs de précipitations les plus abondantes ; par contre, les précipitations sont plus souvent orageuses et intenses. Ceci exprime clairement l'influence du régime des précipitations sur le déclenchement des laves torrentielles.

2.2) Les laves torrentielles et les précipitations

La plupart des compte-rendus d'événements « lave torrentielle » étudiés au service RTM décrivent les conditions climatiques observées sur les bassins versants au moment même de l'événement (figure 2-7). Les orages et les pluies, parfois accompagnés de grêle, sont les événements climatiques déclenchant les plus fréquents. L'observation de laves torrentielles qui se sont produites par beau temps sur tout le bassin versant, en période ou non de fonte des neiges, met en exergue l'influence des réactions hydrologiques et hydrogéologiques des sols du bassin versant.



N.B : les termes ouragan et orages ont été trouvés dans ces compte-rendus, et on peut attribuer leur distinction par l'existence ou non de phénomènes électriques pendant l'événement climatique caractérisé par un vent violent et des pluies fortes.

Figure 2-7 : répartition des événements climatiques observés au moment de la lave torrentielle

Toutefois, le fort pourcentage d'événements pluvieux enregistrés au moment d'occurrence d'un événement « lave torrentielle » montre l'importance des événements pluviométriques intenses et de courte durée sur le déclenchement du phénomène.

2.2.1) Corrélations entre les événements et les précipitations mensuelles et journalières

2.2.1.1) le Boscodon

Le Boscodon a montré une recrudescence de son activité de 1950 à 1960.

Ce phénomène pouvait-il être expliqué par les données pluviométriques mensuelles enregistrées au cours de cette même période?

Les comparaisons ont été effectuées de 1950 à 1959 à partir des données pluviométriques mensuelles brutes fournies par Météo France ; seules les années 1951-1954 sont reportées dans le tableau 2-11.

Si, sur l'année 1951, les relations fortes précipitations/laves semblent incontestables, il n'en est pas de même pour les autres années. L'année 1952, sans être exceptionnelle, fut très pluvieuse alors qu'aucune lave torrentielle n'a été enregistrée. Les fortes pluies de début d'année ont peut-être conduit à l'évacuation continue de matériaux sous forme de charriage torrentiel, diminuant ainsi la quantité de matériaux potentiellement disponibles dans les pentes.

En 1954, des laves se sont produites durant l'été en période de fortes précipitations, mais deux autres ont été observées en octobre qui ne sont pas reliées à des épisodes de forte pluviométrie.

Là encore, les données pluviométriques moyennes mensuelles ne suffisent pas seules à expliquer les dates d'occurrence des laves torrentielles.

Tableau 2-11 : relations précipitations mensuelles (mm)/ laves torrentielles de 1950 à 1954

| Mois | 1950 | | 1951 | | 1952 | | 1953 | | 1954 | |
|---------|--------------|-------|--------------|-------|--------------|-------|--------------|-------|--------------|-------|
| | Précip | Laves | Précip | Laves | Précip | Laves | Précip | Laves | Précip | Laves |
| Janvier | 3.1 | | 39 | | 68.8 | | 2.8 | | 22.7 | |
| Février | 98.1 | | 128.4 | | 20.2 | | 30.9 | | 42.8 | |
| Mars | 10.2 | | 110.3 | xx | 55.8 | | | | 49.8 | |
| Avril | 31.1 | | 59.6 | | 84.6 | | 30.3 | | 36.1 | |
| Mai | 80.8 | | 93 | | 60.8 | | 33 | | 31.8 | |
| Juin | 34.4 | xx | 76 | x | 44.3 | | 66.8 | | 69.8 | x |
| Juillet | 16.9 | | 26 | | 16.8 | | 46.7 | xx | 46.8 | |
| Août | 44 | | 141.2 | xx | 58.1 | | 54.1 | | 100.4 | xx |
| Sept | 49.4 | x | 30.6 | | 87.5 | | 115.4 | | 59.4 | |
| Oct | 17.2 | | 53.4 | | 101.5 | | 60.2 | | 49.2 | xx |
| Nov | 169.5 | | 156 | | 85.7 | | 11.1 | | 83.4 | |
| Déc | 59.4 | | 40.2 | | 100.7 | | 5.4 | | 100.9 | |
| Année | 614.1 | xxx | 953.7 | xxxxx | 784.8 | 0 | 456.7 | xx | 693.1 | xxxxx |

N.B: les précipitations notées en gras correspondent aux valeurs supérieures aux normales pluviométriques sur 30 ans.

2.2.1.2) la Ravoire de Pontamafrey

Plusieurs laves torrentielles ont été observées durant l'été 1965, et les étés suivants (jusqu'en 1969). Les valeurs pluviométriques mensuelles de l'année 1965 permettent de montrer que ce fut une année exceptionnelle - le module pluviométrique annuel représente le maximum sur la période 1951-1980 -, et que les précipitations reçues en mai, novembre et décembre atteignaient des valeurs records sur 30 ans.

Afin de préciser le facteur déclenchant de ces laves, nous avons mis en parallèle les données pluviométriques journalières des années 1965 à 1969 et les dates d'observation de laves torrentielles (tableau 2-12).

Les laves se produisent fréquemment en relation avec des journées pluvieuses, dont le volume de pluie journalier reçu n'est toutefois pas des plus importants. De nombreuses journées plus arrosées n'ont été marquées par aucune lave torrentielle. Ainsi, les 5 et 6 mai, les précipitations reçues ont été les plus élevées de ces quatre mois sans qu'aucune lave torrentielle n'ait été enregistrée.

De plus, les événements sont souvent regroupés, avec l'occurrence de 3 à 4 laves torrentielles par jour dans certains cas, et se produisent par cycles de courte période, alternant avec des journées successives sans laves.

Tableau 2-12 : relations précipitations (mm)/ laves torrentielles ; été 1965 (d'après Anchiéri, 1968)

| Jours | Mai | | Juin | | Juillet | | Août | | Septembre | |
|-------|-----------------------|-------|--------|-------|---------|-------|--------|-------|-----------|-------|
| | Précip ⁽¹⁾ | Laves | Précip | Laves | Précip | Laves | Précip | Laves | Précip | Laves |
| 1 | | | | | 1 | xx | 2.4 | | 11 | |
| 2 | | | | | 28 | | 5.5 | | 36 | |
| 3 | | | 13 | xx | | | | | | |
| 4 | | | 12 | x | | | | | 1 | |
| 5 | 47 | | 14 | x | 30 | | | | | |
| 6 | 38 | | | xx | | | | | 11 | |
| 7 | | | | xx | | x | | | 5 | |
| 8 | | | 21 | x | 17 | xxxx | | | | |
| 9 | | | 10 | | 12 | xxxx | | | | |
| 10 | | | 8 | | | x | | | 14 | |
| 11 | | | | | | | | | 3 | |
| 12 | | | | | | | | | 3 | |
| 13 | | | | | | | | | 1 | |
| 14 | | | | | | | 9.8 | | 10 | x |
| 15 | | | 6 | | | | | | | |
| 16 | | | | | 10 | | | | | |
| 17 | 3 | | 9 | | | | 6.8 | | | |
| 18 | | | | | | | | | | |
| 19 | 13 | x | | | | | | | 5 | |
| 20 | 12 | xxx | | | | | | | | |
| 21 | | x | | | 27 | | 36.5 | | | |
| 22 | | xxx | | | | | 22.8 | | | |
| 23 | | | | | | | 3.8 | | | |
| 24 | | | | | | | 4.1 | | | |
| 25 | | | | | 13 | | | | | |
| 26 | | | | | | | | | 14 | |
| 27 | | | | | | | | | | |
| 28 | 22 | | | | | | | | 3 | |
| 29 | | | | | | | | | 5 | |
| 30 | 9 | | | | | | | | | |
| 31 | 8 | | | | 5 | | 10.4 | | 6 | |

⁽¹⁾ Valeurs de précipitations journalières en mm

Dans ce cas précis, on sait que les premières laves torrentielles de 1965 ont été initiées par un glissement de terrain majeur, qui a libéré un volume de matériaux considérable. Les laves torrentielles suivantes seraient liées à la remobilisation de ces produits de glissement déjà disponibles, ce qui expliquerait leur mauvaise relation avec les données pluviométriques.

2.2.2) Corrélations entre les événements et les pluies maximales journalières

Nous avons alors confronté les hauteurs maximales mensuelles de précipitations en 24 heures aux dates d'événements « laves torrentielles ». Sur 16 laves torrentielles du Boscodon ainsi étudiées, 9 se sont produites le jour même ou immédiatement après un événement climatique exceptionnel. Pourtant,

seules 3 se sont déclenchées à la suite d'un événement d'intensité supérieure ou égale à 60 mm, qui a une fréquence de récurrence d'environ deux ans.

Sur les torrents des Claret et Rieu Sec, la corrélation est moins bonne, puisque seulement 5 laves torrentielles sur 19 sont liées à un événement pluviométrique mensuel exceptionnel. De plus, les intensités de ces événements « déclenchants » sont relativement faibles (entre 10 et 30 mm/24 heures) et représentent des événements à fréquence plus qu'annuelle. Dans un cas pourtant, la lave torrentielle (datée du 29/06/93) est liée à un événement pluviométrique de forte intensité, correspondant à une précipitation maximale de 80 mm en 24h.

2.2.3) Influence des précipitations antérieures à l'événement

Ces résultats montrent que les événements directs seuls ne constituent pas la condition unique pour initier une lave torrentielle, et il faut donc également tenir compte des précipitations antérieures à l'événement. Nous avons mené deux approches qui font intervenir différemment ces pluies antérieures à l'événement « lave torrentielle ».

2.2.3.1) Calculs d'indices de pluie cumulée

Une approche consiste à calculer un indice de pluie cumulée qui tienne compte de la répartition des précipitations et de leur intensité en fonction de la pluviométrie annuelle. L'indice est calculé comme suit :

$$I_p = \frac{P_d}{P_y}$$

avec $P_d =$ Hauteur des précipitations cumulées sur 5 ou 30 jours, suivant les données disponibles,
 $P_y =$ Hauteur totale des précipitations sur l'année considérée.

Les années considérées débutent avec la période de « sécheresse » définie au poste pluviométrique du bassin versant, et peuvent donc commencer à des moments variables du calendrier. Ainsi, pour la Ravoire, nous avons pris comme référence le mois d'octobre sachant que les mois de septembre et octobre reçoivent des précipitations moins élevées. La relative période de sécheresse d'avril n'a pas été prise en compte en raison de la couverture neigeuse en cette saison, qui est susceptible de fournir d'importantes quantités d'eau aux versants.

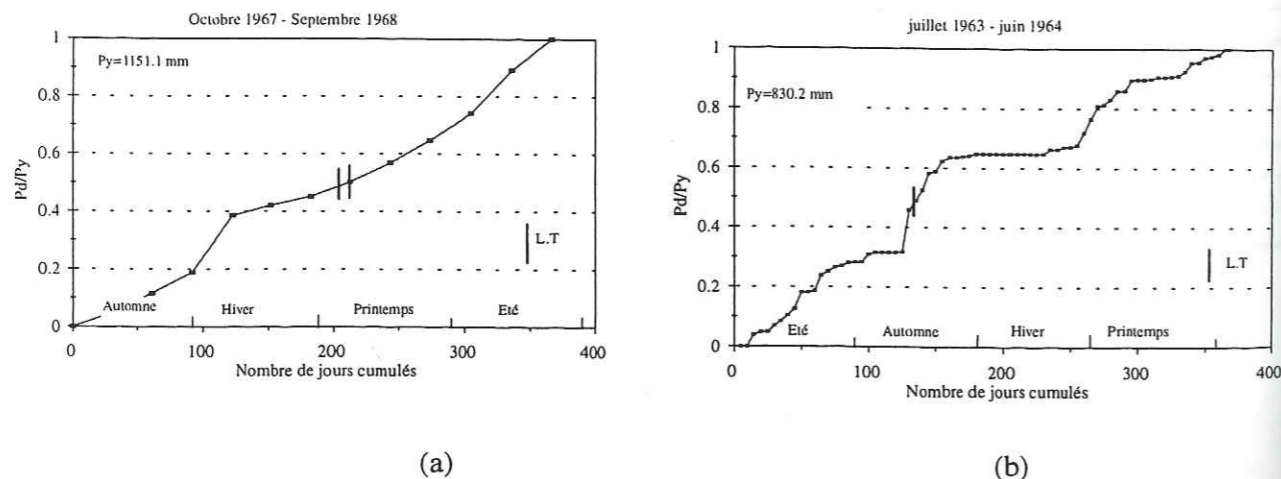


Figure 2-8 : relation entre les précipitations cumulées et les laves torrentielles - a) torrent de la Ravoire de Pontamafrey - b) torrent du Verdarel

Ces graphiques ont été réalisés pour plusieurs années d'études, et les laves torrentielles ont été reportées sur le graphique en fonction de leur date d'occurrence (figure 2-8, et figures en annexe II-1-D). L'observation de ces figures dans des contextes variés nous conduit à faire différentes remarques :

- l'occurrence des laves torrentielles n'est pas directement reliée aux années les plus excédentaires au regard de la normale pluviométrique annuelle calculée sur 30 ans ;

- les valeurs de l'indice de pluie cumulée pour lesquelles les laves torrentielles se produisent sont très variables, pour un même torrent, d'une année sur l'autre. Si le plus souvent les laves torrentielles se produisent pour $P_d/P_y \geq 0.4$, soit plus de 40% du volume pluviométrique annuel, certains événements sont initiés pour $P_d/P_y = 0.1$ (cas du Sainte Elisabeth, Hautes-Alpes). La variation de cette valeur seuil, en-deçà de laquelle aucune lave torrentielle n'est observée, n'est pas liée au volume pluviométrique annuel. Pour exemple la Ravoire de Pontamafrey où des laves torrentielles ont été initiées en 1966 et 1967 pour un indice de pluie de l'ordre de 0.75, alors que les volumes pluviométriques annuels sont respectivement de 1367.2 et 976.7 mm, soit des pluies antérieures beaucoup moins abondantes dans le second cas ;

- l'allure de la courbe les jours précédant la lave torrentielle n'est pas toujours significative d'une augmentation brutale des pluies avant l'événement. Ainsi, certaines laves torrentielles se produisent tout au long de l'année selon une courbe à pente régulière (figure 2-8a). A l'inverse, d'autres laves torrentielles semblent directement liées à des excès de précipitations (figure 2-8b).

Si ces graphiques devaient permettre de définir les intensités d'événement directs déclenchants, par la comparaison systématique des valeurs d'indice de pluie cumulée sur différents torrents, leur élaboration rend la comparaison entre différents bassins versants délicate, notamment en raison des mois extrêmes définissant « l'année pluviométrique ».

2.2.3.2) Influence des précipitations antérieures sur l'intensité de l'événement déclenchant

On s'attend à ce que des sols saturés par des précipitations antérieures, par la fonte des neiges ou le dégel des sols, soient mobilisables en coulées ou en laves pour des événements pluviométriques instantanés moins importants. Avec les données actuelles en notre possession, il ne nous a pas été possible de définir une relation empirique déterminant le seuil minimal, défini par la pluie du jour en fonction des pluies cumulées sur 15 jours, nécessaire pour l'initiation d'une lave torrentielle (figure 2-9). Toutefois, on peut définir deux tendances -dont la seconde est particulièrement nette-, celle du Boscodon, où les laves se sont produites avec des pluies cumulées assez faibles (0-30 mm) mais des pluies du jour relativement importantes (de 20 à 35 mm), et celle de la Ravoire de Pontamafrey, située dans le coin droit du graphique, qui correspond à des laves initiées avec des pluies du jour plus faibles que les pluies cumulées.

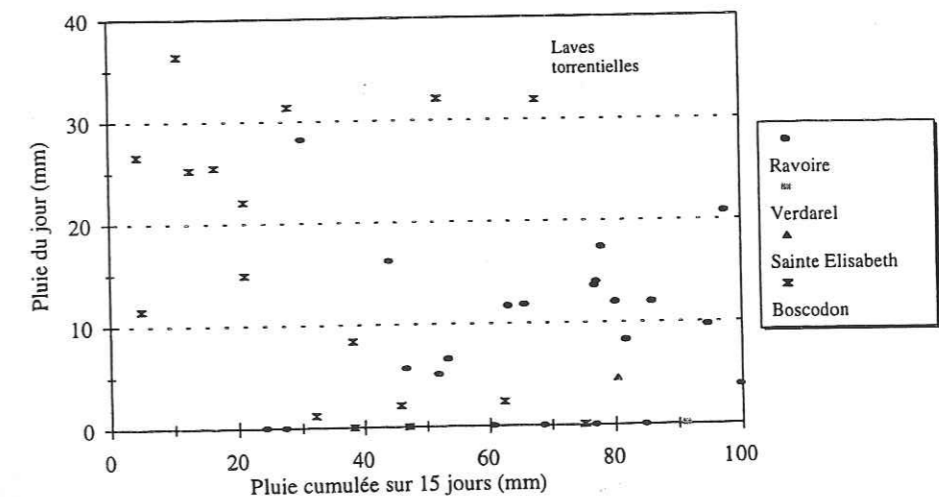


Figure 2-9 : pluie du jour en relation avec les pluies cumulées sur 15 jours

Cependant, un assez grand nombre d'événements étudiés ne suivent pas cette relation, et certaines laves se sont produites pour de faibles pluies cumulées sans pluie le jour même. Deux hypothèses sont émises pour tenter d'éclaircir ce point :

- le volume pluviométrique sur 15 jours ne prend pas en compte les eaux de la fonte des neiges et du dégel des sols, qui influent pourtant au même titre que les pluies directes sur l'état hydrologique des sols avant l'événement. Cette inconnue que constitue l'apport d'eau de la fonte des neiges est peut-être une des raisons de l'imperfection des corrélations obtenues ;

- de plus, il faut noter que certaines laves torrentielles initiées sans pluviométrie notable surviennent moins de 48 heures après un événement « lave torrentielle » qui est en relation avec des précipitations plus importantes. Ces « répliques » sont étroitement liées aux conditions rémanentes dans la pente après la première lave torrentielle, surtout si son initiation résulte d'un mouvement majeur du type glissement de terrain ou écoulement. Dans ces situations, le volume important de matériaux libérés n'est pas mobilisé en une seule fois en lave, si bien que des événements ultérieurs peuvent se produire jusqu'à ce que la masse de matériaux disponibles soit emportée ou stabilisée.

Parallèlement à cette étude, des tentatives de corrélation ont été menées par l'Université de Berne dans les régions sub-alpines à partir de données pluviométriques radar.

L'imagerie radar permet d'obtenir des données pluviométriques « instantanées » (1 mesure toutes les 10 minutes), et donc de calculer l'intensité horaire des pluies. Les mesures seront enregistrées si la hauteur des pluies dépasse 3 mm en 10 minutes (soit l'équivalent d'une intensité de 18 mm/h). Des observations sur les bassins torrentiels suisses ont ensuite permis de définir des laves torrentielles reliées à de tels événements, et donc d'en définir le seuil déclenchant, et des « non-événements » là où ces pluies d'intensité notable n'ont pas déclenché de laves torrentielles. Les différentes études réalisées (figure 2-10) n'ont pas permis de mettre en évidence la relation attendue que des intensités supérieures d'événements déclenchants étaient nécessaires pour des pluies antécédentes plus faibles.

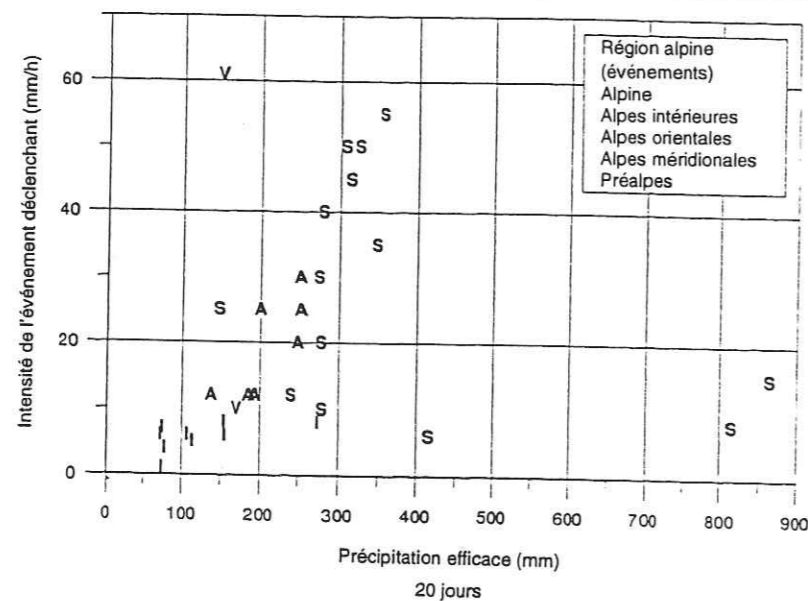


Figure 2-10 : intensité de l'événement déclenchant en relation avec les précipitations « actives » des 20 jours précédant les laves torrentielles (d'après Kienholz et Mani, 1996)

2.3) Conclusion

Il ressort de cette étude qu'il n'est pas possible de déterminer de loi générale mettant en relation la fréquence des laves torrentielles, son évolution et l'environnement climatique. En effet, la fréquence d'occurrence des laves torrentielles est fortement variable, et à de longues périodes de répit peuvent correspondre des cycles à forte production de laves torrentielles. Quelques rares événements « laves torrentielles » peuvent se produire simultanément dans deux torrents contigus (cas du Claret et du Rieu Sec, exceptionnellement ceux du Verdarel et du Sainte Elisabeth).

Les études cherchant à établir les relations entre les événements pluviométriques et l'occurrence des laves torrentielles n'ont pas permis d'établir de seuils minimaux critiques de pluie instantanée. En effet, orages ou événements pluviométriques intenses ne sont pas toujours initiateurs de laves torrentielles, et l'influence des conditions hydrologiques et climatologiques du bassin versant les jours précédant les événements reste primordiale. De plus, il semble que parfois le mécanisme d'initiation

prende le pas sur le facteur déclenchant. Il est alors possible d'observer un très grand nombre de laves torrentielles sur une courte période de temps, dont beaucoup ne peuvent être reliées à aucun événement pluviométrique.

Il est certain que cette analyse climatologique souffre de l'absence de données pluviométriques concernant directement le bassin versant. Les précipitations prises en compte sont biaisées par la localisation en fond de vallée de la plupart des stations climatologiques, et n'ont pu être corrigées en raison de la variation saisonnière des gradients altitudinaux et des influences topographiques locales.

De plus, il est très délicat de faire des corrélations ou des comparaisons entre les différents torrents, même proches géographiquement, et donc encore plus à travers les Alpes - l'étude de l'évolution des fréquences au cours du temps le montre bien - et ce pour différentes raisons :

- la topographie et l'orientation des zones d'initiation qui vont fortement influencer sur la formation du manteau neigeux et son temps de persistance. Il est difficile de quantifier les apports souterrains liés à la fonte des neiges et au dégel des sols, qui peuvent jouer un rôle important ;
- l'impact des précipitations sera totalement différent en fonction du degré de végétalisation local du bassin versant. Dans les zones instables, généralement à nu, ou les zones d'altitude supérieure à 2000 mètres, l'effet direct des pluies sera beaucoup plus important de par l'impact des gouttes de pluie et des grêlons (l'énergie cinétique des gouttes étant reliée à l'intensité de la pluie) ;
- les facteurs géologiques qui vont déterminer des zones plus ou moins érodables, plus ou moins perméables ;
- la morphologie des bassins de réception, qui conditionne la concentration des eaux de ruissellement.

Une approche climatologique précise des laves torrentielles en vue d'une prévision des événements en rapport avec le contexte climatologique ne pourra se faire qu'en passant par une étude hydrologique et pluviométrique poussée et individuelle de chaque bassin versant, et notamment par l'installation d'un réseau de pluviographes, d'infiltromètres et de piézomètres afin d'évaluer la recharge des nappes, ainsi que par l'évaluation de la quantité d'eau fournie aux sols par la fonte des neiges ou le dégel des sols.

Une étude propre à chaque bassin versant est nécessaire pour comprendre les comportements hydrologiques des différentes formations géologiques en fonction du contexte géomorphologique.

3) Présentation des bassins versants étudiés

Dans un premier temps, le travail de terrain réalisé a été mené de manière identique sur chaque bassin versant torrentiel. Par la suite, des études plus approfondies ont été commencées sur un nombre plus restreint de bassins, sélectionnés en fonction de leur accessibilité géographique et de leur intérêt au regard du taux de production de laves torrentielles, ainsi que de leur évolution morphologique.

La première approche, naturaliste, a pour but d'identifier et de cartographier les formations superficielles, le substratum et les traits morphologiques des différents bassins versants. L'analyse combinée de ces critères permet de définir les unités à fort potentiel de risques, nommées zones d'initiation potentielle des laves torrentielles, ou d'étudier des zones reconnues historiquement pour avoir initié des laves torrentielles.

3.1) Outils et données de base utilisés

3.1.1) Sources d'information écrites et banques de données

Les fiches d'événements des services RTM ont été utilisées afin de rechercher les zones d'initiation supposées ou observées de laves torrentielles qui se sont produites dans les bassins versants, et qui pouvaient guider notre approche. Les photographies d'archives (qui remontent au début du XXe siècle) ont parfois permis de rendre compte de l'évolution de certaines zones sensibles. Toutefois, il

est difficile de les utiliser pour quantifier des phénomènes géomorphologiques comme l'érosion ou l'évolution de mouvements de versants de grande ampleur, les points de prise de vue (altitude, positionnement géographique, orientation) étant rarement mentionnés. De plus, ces photographies concernent beaucoup plus souvent les lieux et évolutions de chantiers de barrages dans les chenaux, que les bassins de réception des torrents.

3.1.2) Documents cartographiques et photographiques

Que ce soit pour compléter l'analyse du contexte environnemental actuel des bassins versants ou pour comprendre les évolutions passées, l'étude des photographies aériennes a été très précieuse. Les différentes couvertures réalisées par l'IGN permettent de disposer de différentes missions décalées dans le temps à diverses échelles et selon des inclinaisons de prises de vue différentes. Ce dernier point est primordial dans des zones à très fort relief, et permet de pallier les ombrages inhérents à la méthode.

Les photographies aériennes permettent d'avoir une vision globale du terrain, et ainsi de déceler des traces d'instabilité ou de fractures majeures.

Les cartes géologiques du Service Géologique National ont été utilisées comme outils d'étude de la géologie globale des différents bassins versants, et ont servi de base à l'identification des formations superficielles. Elles permettent également de situer les bassins versants dans un contexte géologique et tectonique général.

Les fonds topographiques, de par leur grande échelle, sont un excellent outil de base. Ils fournissent de nombreuses informations essentielles sur la localité (végétation, localisation des sources principales, dénivelées, corniches et abrupts,...). Toutefois, l'échelle des cartes topographiques communément utilisées (1/25000) était insuffisante pour permettre de représenter avec précision certains traits géomorphologiques et de cartographier les zones d'initiation potentielle. C'est pourquoi nous avons utilisé pour les besoins de l'étude des fonds topographiques au 1/10000e, voire au 1/5000e dans les sous-bassins versants caractérisant les zones d'initiation, qui ne constituent malheureusement que de simples agrandissements du 1/25000e.

3.2) Méthodologie et résultats généraux

3.2.1) Préparation d'une fiche-type d'analyse

La fiche-type d'analyse est présentée en annexe II-2-A.

La fiche-type d'analyse des laves torrentielles (R.Cojean et I.Staub, 1995) a été établie en vue de réaliser une analyse bibliographique rigoureuse des articles mondiaux relatant de tels événements, et de mettre en évidence les facteurs déclenchants. De plus, elle a servi de base à l'élaboration de documents synthétiques concernant la connaissance des bassins torrentiels de notre étude.

La particularité de l'étude des laves torrentielles est la multiplicité des facteurs qu'il faut prendre en compte, sans qu'une hiérarchisation a priori puisse être établie. L'occurrence des laves torrentielles correspond en effet à la conjonction de ces facteurs, qui agissent tous sur l'aptitude des terrains à produire des laves torrentielles.

Nous avons déjà évoqué dans ce chapitre les contextes climatologiques des bassins versants, et nous allons maintenant considérer d'un point de vue général les autres principaux facteurs influant sur l'initiation des laves torrentielles.

Afin de synthétiser les observations réalisées pour les divers facteurs dans un même bassin versant, nous en avons dressé une liste représentative mais non exhaustive, à partir de laquelle a été définie la fiche-type d'analyse des laves torrentielles, organisée selon trois chapitres principaux :

- le bassin versant qui concerne le cadre même dans lequel sont générées les laves torrentielles. Ce chapitre regroupe des données climatiques, morphométriques, hydrologiques, géologiques et anthropiques qui concernent le bassin versant ;

- les événements qui concernent l'étude approfondie des dépôts de laves torrentielles, qui ne peuvent pas toujours être reliés à un événement climatologique précis ; on s'intéresse au contexte de genèse de la lave (conditions climatiques, surfaces concernées par l'initiation et mécanisme dominant l'initiation, sous-bassins versants hydrologiques et hydrogéologiques ayant pour exutoire des zones sources), aux propriétés et mécanismes d'écoulement de la lave dans le chenal (paramètres géométriques et physiques de la lave) puis au mécanisme d'arrêt de la lave.

La compréhension de l'événement passe par la mesure de paramètres géotechniques et pétrophysiques des matériaux en place et déplacés ;

- l'évaluation du risque qui passe par la confrontation de l'aléa naturel et de la vulnérabilité de la zone concernée. L'historique du fonctionnement en lave du torrent, les travaux de correction déjà réalisés ou envisagés sont également considérés.

3.2.2) Analyse du contexte géologique global

Les cartes géologiques du Service Géologique National nous ont permis d'avoir une idée générale de la géologie des bassins versants, mais nous avons levé par la suite la géologie en fonction de l'échelle des fonds topographiques utilisés (1/10000 ou 1/5000) et des besoins particuliers de l'étude.

La cartographie géologique permet de localiser les accidents tectoniques (failles, contact anormal, chevauchement) qui sont autant d'indices d'une fragilisation de la roche et donc d'une susceptibilité à l'érosion : les roches d'un environnement faillé sont altérées, « ameublées », beaucoup moins résistantes que les roches non tectonisées.

Ces formations consolidées et rocheuses donnent surtout naissance à des mouvements en masse développés à l'état solide (chutes, éboulement, écroulement, effondrement).

Les formations superficielles, directement concernées vis-à-vis du risque torrentiel, étant donné que ce sont des formations meubles facilement mobilisables, constituent dans cette étude un point primordial de la cartographie (figure 2-11). C'est pourquoi nous nous sommes principalement attachés à préciser leur nature en relation avec les formations du substrat identifiées.

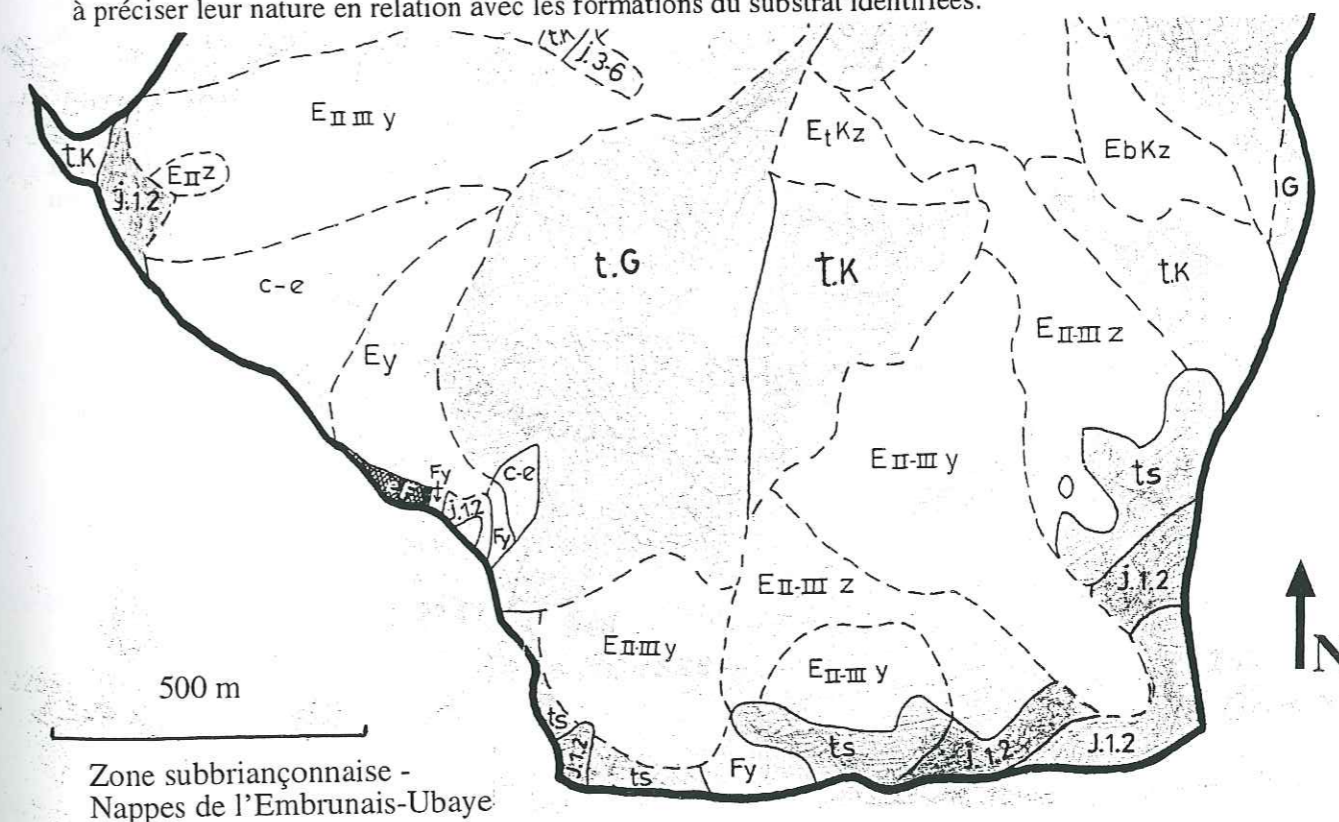


Figure 2-11 : extrait de la carte géologique et des formations superficielles du bassin versant du Bragousse - Légende en annexe IV-2

Elles sont définies en fonction de leur relation avec le substratum, de leur nature monogénique ou polygénique, de leur localisation dans le contexte géomorphologique global. Elles sont décrites selon la granulométrie du matériau impliqué, la présence d'une matrice fine plus ou moins abondante, l'état d'oxydation de cette matrice qui renseigne sur les conditions hydriques du versant. Ces formations portent fréquemment la marque du développement d'instabilités diverses et variées, qui se développent le plus souvent à l'état fluidal ou semi-fluidal (coulées boueuses, glissements-coulées, glissements superficiels).

3.2.2.1) Contexte géologique des bassins versants

a) Analyse du contexte structural général

Par suite de l'histoire géologique de la chaîne des Alpes, les unités structurales et la nature des roches varient rapidement, particulièrement dans quelques zones charnières. Ainsi, les quatre torrents de Savoie, qui se trouvent dans un rayon de 15 km autour de Saint Jean de Maurienne, montrent une variété lithologique très importante, au sein même des bassins versants. Les diverses unités morphologiques du torrent recoupent différentes unités tectoniques et stratigraphiques, ce qui leur confère des caractéristiques géomorphologiques propres, liées au comportement différentiel des roches sous l'effet des agents climatiques (action des cycles gel-dégel, héritage des glaciations quaternaires,...).

Au sein d'une même unité stratigraphique, les événements tectoniques localisés ont pu introduire des variations locales. Les torrents du Verdarel et du Sainte Elisabeth, situés dans la zone briançonnaise, sont contigus mais les différences géologiques sont importantes et jouent un grand rôle sur les conditions et mécanismes d'initiation des laves torrentielles (figure 2-12).

Le bassin versant supérieur du Sainte Elisabeth est formé par un redoublement des formations de quartzites et de grès Verrucano du Permien, le tout reposant sur une lentille de gypse, avec quelques écailles tectoniques de dolomie.

Dans le bassin versant du Verdarel, le gypse n'a pas du tout été identifié, et on observe une succession lithologique « normale », avec un pendage Ouest variable (de 50 à 70° en moyenne). De plus, dans ce versant où l'érosion a été moins incisive que dans celui du Sainte Elisabeth, les affleurements de substratum sont limités car il subsiste de très grandes épaisseurs de moraines.

Ces deux exemples illustrent la complexité de l'étude, dans la mesure où chaque torrent représente un cas particulier. Les contextes géologiques seront détaillés dans le chapitre 4, en relation avec l'étude des mécanismes d'initiation.

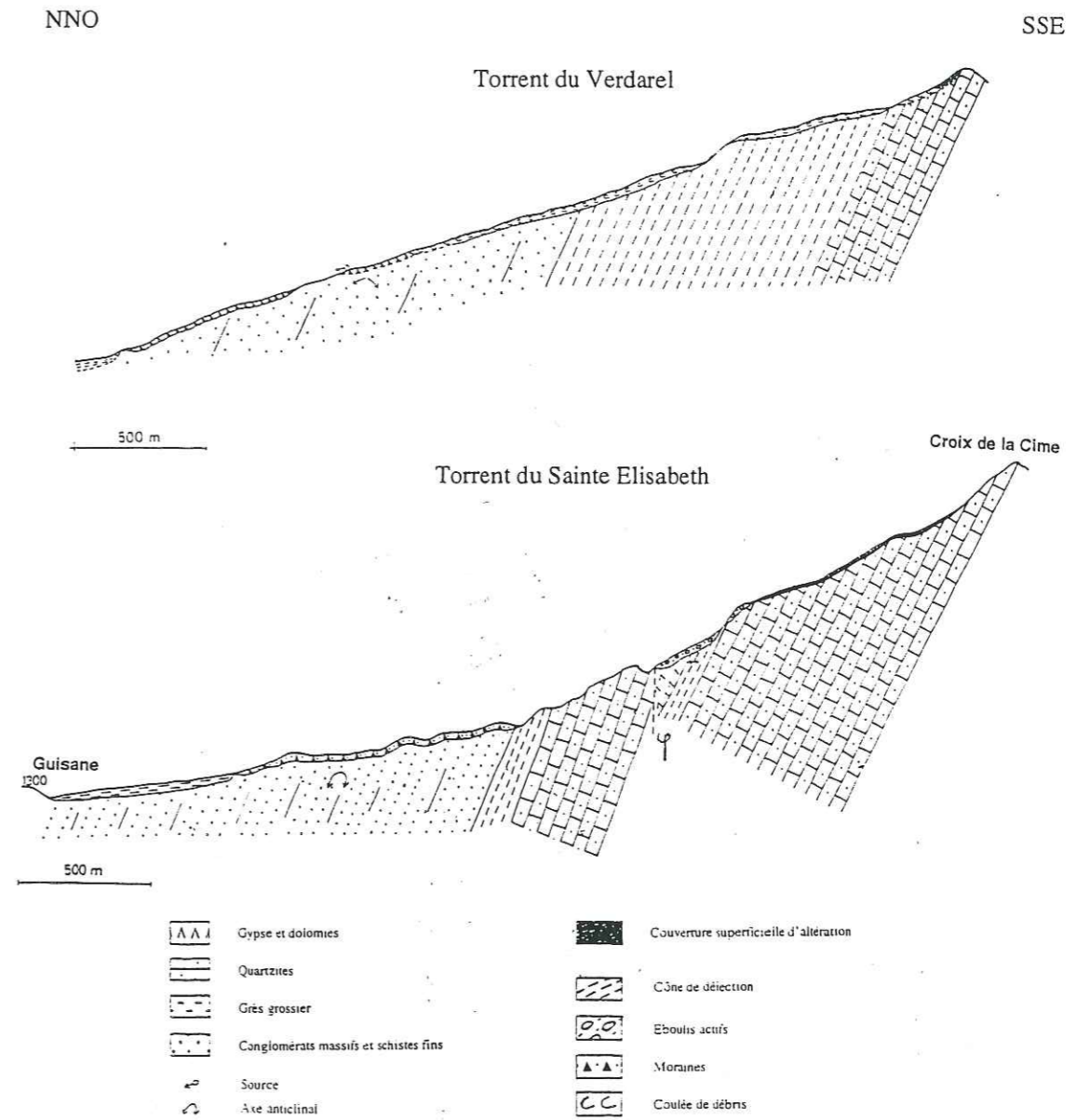


Figure 2-12 : coupes géologiques longitudinales des torrents Sainte Elisabeth et Verdarel (localisation des coupes sur la carte géologique présentée en annexe IV-2-F)

b) Caractéristiques géologiques des bassins versants

Les roches sédimentaires sont très souvent présentes dans la plupart des bassins versants torrentiels (tableau 2-13). Elles sont essentiellement représentées par des roches de trois types, les roches détritiques (grès, conglomérats et flyschs), les roches carbonatées et les marnes, ainsi que le gypse (le plus souvent associé à des roches comme les dolomies et les cargneules).

Tableau 2-13 : principales caractéristiques du substratum des bassins versants torrentiels

| Bassin versant | Pétrographie | | | |
|----------------|---|----------------------|-------------------|-------|
| | Roches magmatiques et/ou métamorphiques | Roches sédimentaires | | |
| | | Roche détritique | calcaire et marne | gypse |
| Ravoire | | × | × | × |
| Claret | | | × | × |
| Rieu Sec | | | × | |
| Pousset | | × | | |
| Verdarel | | × | | |
| Ste Elisabeth | | × | | × |
| Bragousse | | | × | × |
| Maiola | | | × | |
| Tuebi | | | × | |
| Real | | × | | |
| Salso Moreno | × | | × | × |

3.2.2.2) Les formations superficielles

Les formations superficielles identifiées dans les bassins versants sont de différentes natures, et peuvent être classées en fonction du processus génétique.

a) Les formations d'accumulation liées à l'activité torrentielle, à l'activité glaciaire héritée et au ruissellement

Elles sont de nature aussi diverse que les dépôts torrentiels, les dépôts constitués en fond de vallée ou de dépression (tourbe) ou encore les dépôts glaciaires.

- *les dépôts glaciaires* : ils représentent les produits des glaciations récentes, et s'appliquent aux moraines formées par le glacier comme aux produits de remaniement par les eaux de fonte ou les torrents sous-glaciaires (alluvions fluvio-glaciaires). Les moraines sont identifiées dans la majorité des bassins versants. Elles représentent des formations hétérométriques à matrice silto-argileuse, parfois faiblement sableuse, qui leur confère généralement une bonne cohésion. Toutefois, les dépôts sont très hétérogènes et les niveaux discontinus, si bien que les contacts lentilles sableuses- lentilles argileuses créent des changements hydrologiques majeurs. Ceux-ci peuvent entraîner la formation d'arrachements superficiels dans les pelouses ou le développement d'instabilités généralisées.

- *les dépôts torrentiels* représentent les accumulations de matériaux transportés par l'écoulement torrentiel. Les produits mobilisés proviennent, par érosion ou déstabilisation, d'autres formations superficielles formant la couverture des versants. Leur nature varie notamment en fonction du régime d'écoulement et de la charge solide. Il s'agit soit de dépôts torrentiels classiques, soit de dépôts de laves torrentielles.

- *les dépôts de fond de vallon ou de dépression* correspondent soit à une accumulation de colluvions provenant des formations superficielles présentes en partie haute des versants, soit à des alluvions. Ces dépôts subissent ensuite une évolution en fonction des caractéristiques physico-chimiques du milieu dans lequel ils s'accumulent.

b) Les formations d'altération

Elles représentent des altérites en place ou remaniées, qui présentent dans ce cas une perte de structure par rapport à la roche mère originelle. Elles résultent le plus souvent de l'altération et de l'ameublissement quasi-total des roches cristallines en place, et particulièrement de schistes siliceux ou silico-alumineux, et de micaschistes. Ce sont majoritairement des formations sablo-limoneuses.

c) Les formations corrélatives au creusement du réseau hydrographique et liées à la dynamique des versants

Ce sont les formations de pente telles que les éboulis, ou des formations remaniant d'autres formations superficielles (dépôts de lessivage de moraines dans les pentes, remaniement d'alluvions anciennes en terrasses).

La composition minéralogique de ces formations est grandement variable entre les différents bassins versants, en fonction de la nature des roches du substratum. Au regard du risque potentiel d'initiation des laves torrentielles, deux familles majeures se dessinent, notamment en fonction de leur granulométrie :

- *les formations grossières*, dans lesquelles abondent les blocs centimétriques à décimétriques, produits par la désagrégation en gros bancs de certains massifs rocheux, ou d'un écoulement ou éboulement majeur (éboulis du flysch conglomératique, éboulis des grès grossiers du Houiller,...). Leur pauvreté en fines limite la reprise de ces matériaux par l'écoulement, surtout au regard de leur localisation dans les pentes.

- *les formations hétérométriques*, mais peu grossières et relativement riches en fines, produits de la désagrégation progressive des massifs rocheux ou de la remobilisation de dépôts antérieurs par des éboulis. Leur teneur en fines peut augmenter avec le temps en raison de la désagrégation des particules par ruissellement et infiltration de l'eau dans ces éboulis.

En plus de cette classification génétique, il est possible d'établir une différenciation des formations superficielles en fonction de la contemporanéité du processus de production. Nous distinguons alors deux types de débris (tableau 2-14) :

- les débris jeunes dont la production liée à l'altération des roches est un processus actuel (échelle de temps décennale à centennale) ; la genèse continue de débris permet de reconstruire l'accumulation même si elle est régulièrement emportée par des processus érosifs ;
- les débris anciens, hérités, dont la source d'alimentation est tarie. Ces dépôts sont disponibles tant que les dépôts anciens ne sont pas complètement emportés. On considère comme anciennes les moraines ou accumulations glaciaires, les glissements profonds et les talus inactifs.

Les débris jeunes, qui sont majoritairement des éboulis alimentés par la désagrégation mécanique des corniches calcaires et des altérites produites par l'altération physico-chimique de certaines roches (marno-calcaires, schistes siliceux), et les formations anciennes instables constituent la source principale de matériaux mobilisables pour les différents bassins versants torrentiels.

Tableau 2-14 : nature des formations superficielles des bassins versants torrentiels

| Bassin versant | Formations superficielles | |
|----------------|---------------------------|-----------|
| | jeunes | anciennes |
| Ravoire | x | x |
| Claret | x | |
| Rieu Sec | x | |
| Pousset | x | x |
| Verdarel | | x |
| SE | x | |
| Bragousse | x | |
| Maiola | x | |
| Tuebi | x | |
| Real | x | |
| Salso Moreno | | x |

3.2.3) Etude morphométrique des bassins versants

L'étude des indices morphométriques, qui définissent des paramètres stables et invariables du bassin versant torrentiel, au regard de valeurs critiques pour les laves torrentielles, permet d'établir une première identification des zones potentielles d'initiation, ou a contrario de définir des sites peu propices.

3.2.3.1) Géométrie des bassins versants

a) Délimitation des bassins versants

Le bassin versant comprend la totalité de la surface topographique drainée par un cours d'eau et ses affluents à l'amont d'un exutoire défini. Le bassin versant est limité suivant le réseau d'écoulement superficiel (qui peut être différent du réseau souterrain) par les lignes de partage des eaux. Selon le même principe, nous avons défini dans certains cas des sous-bassins versants hydrologiques qui incluent les surfaces alimentant les zones d'initiation potentielle des laves torrentielles. Dans certains cas, il n'est pas possible de définir un sous-bassin versant en raison des critères géomorphologiques de ces zones d'initiation, et on considère alors les indices du bassin versant dans son ensemble.

La limite aval du bassin versant est définie par convention à la limite amont du cône de déjection. En effet, on peut considérer que l'eau qui arrive directement sur le cône de déjection n'influence pas la production de laves, en dehors du cas particulier d'une remobilisation des dépôts antérieurs, en transit dans le chenal d'écoulement du torrent.

b) Caractérisation géométrique des bassins versants

Différents paramètres définissent la géométrie du bassin versant, tels que longueur, largeur, périmètre, surface, et indice de compacité K, défini par l'indice de Gravelius qui s'exprime par le rapport entre le périmètre du bassin versant et le périmètre du cercle de même surface - un indice égal à 1 équivaut à une forme générale circulaire - (figure 2-13).

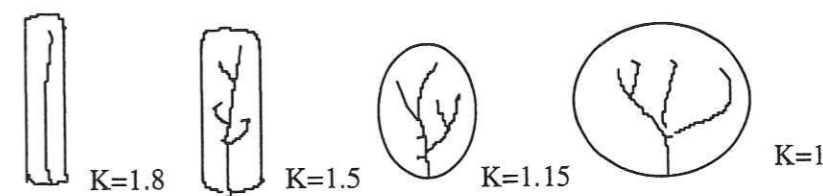


Figure 2-13 : exemples d'indices de compacité

La taille des bassins versants torrentiels est très variable, avec des superficies allant de moins de 1 km² à 36 km² (tableau 2-15). Les torrents de la Ravoire, du Claret et de la Maiola présentent une forme relativement arrondie en comparaison des autres torrents, ce qui implique un développement potentiel plus important des chenaux et ravines des versants latéraux alimentant le chenal principal. Dans le cas de torrents très allongés, tels que le Tuebi, le Verdarel et le Rieu Sec, le réseau de drainage est principalement développé dans la longueur du bassin versant, et très peu transversalement.

Tableau 2-15 : géométrie des bassins versants

| | Longueur (km) | Largeur (km) | Périmètre (km) | Superficie (km ²) | Indice de compacité K ⁽¹⁾ |
|---------------|---------------|--------------|----------------|-------------------------------|--------------------------------------|
| Ravoire | 6.2 | 2.7 | 14.1 | 11.4 | 1.18 |
| Claret | 1.8 | 1.3 | 6.5 | 2.52 | 1.15 |
| Rieu Sec | 1.73 | 0.8 | 4.4 | 0.85 | 1.34 |
| Pousset | 4 | 1.8 | 10 | 5.4 | 1.21 |
| Verdarel | 3.6 | 1.2 | 9.4 | 3.8 | 1.36 |
| Ste Elisabeth | 2.8 | 1.1 | 6.7 | 2.1 | 1.30 |
| Boscodon | 10 | 4.7 | 26.4 | 35.6 | 1.25 |
| Maiola | 5.7 | 3.2 | 15.4 | 13.6 | 1.18 |
| Tuebi | 4.9 | 1.9 | 12.7 | 6.14 | 1.44 |
| Real | 2.5 | 1.1 | 6.5 | 2.2 | 1.24 |
| Salso Moreno | 4.75 | 3.9 | 16.1 | 12.7 | 1.27 |

⁽¹⁾ Indice de Gravelius $K = P / (2\sqrt{\pi A})$, où P est le périmètre du bassin versant et A son aire.

3.2.3.2) Relief et pente

a) Réalisation d'une carte des pentes

Celle-ci permet de définir la distribution des pentes des bassins versants, et de différencier les zones propices à l'initiation, de par leurs fortes pentes, de celles qui favoriseront l'arrêt des laves torrentielles. Les cartes des pentes ont été réalisées sur la totalité du bassin versant ou sur le sous-bassin versant hydrologique. Cinq classes (<5°, [5-10[, [10-15[, [15-40[, ≥40°) ont été définies, dont les limites ont été choisies de façon à ce qu'une même unité morphologique, telle que les éboulis, appartienne à une seule classe de pente (figure 2-14).

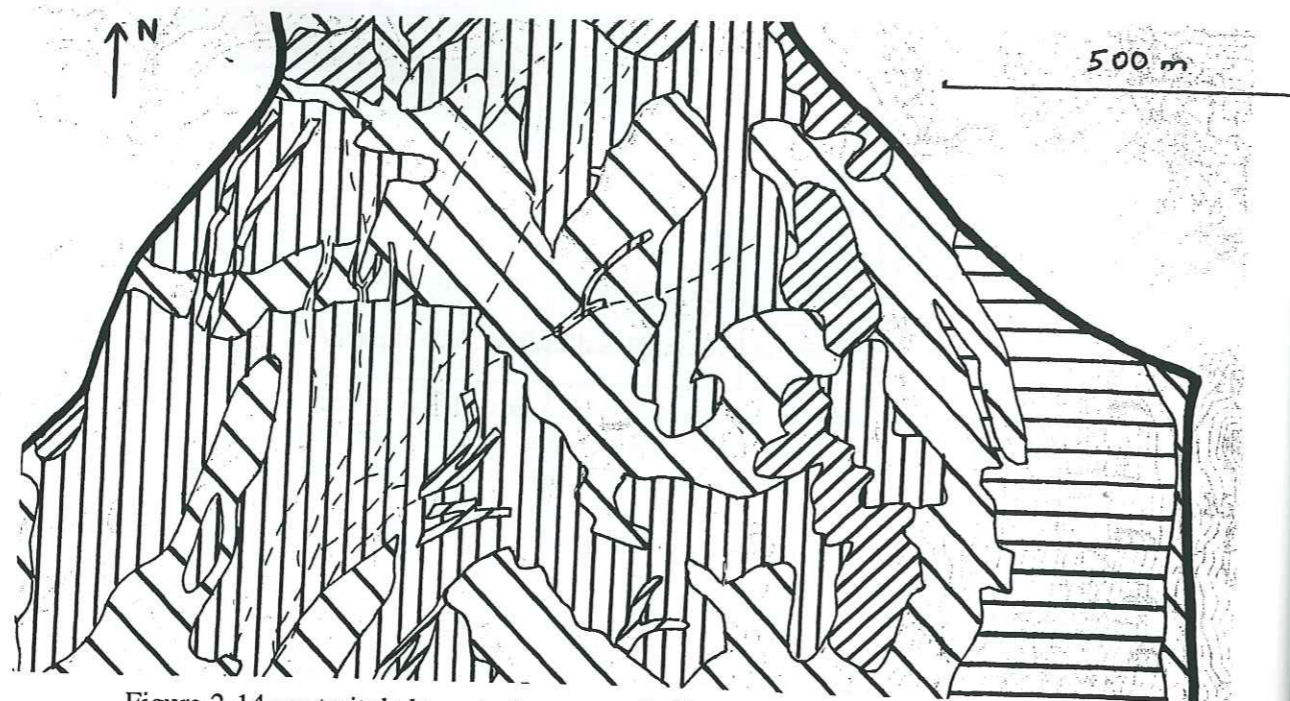


Figure 2-14 : extrait de la carte des pentes du Verdarel - Légende en annexe IV-2

Ainsi, la classe $<5^\circ$ permet d'identifier des zones de replat dans le bassin versant et les portions du chenal à très faible pente. Ces sections ne permettent pas la propagation des laves torrentielles, ou la reprise des matériaux en laves torrentielles. On peut y observer des dépôts alluvionnaires. La classe $[5-10]^\circ$ identifie des zones à pentes faibles sur lesquelles des laves torrentielles déjà formées peuvent continuer à se propager. De nombreux dépôts de laves torrentielles sont observés dans les chenaux appartenant à ces sections. La classe $[10-15]^\circ$ représente des zones à pente moyenne. De telles pentes sont suffisantes pour permettre l'initiation de laves torrentielles par remobilisation de dépôts dans le chenal. Les pentes de la classe $[15-40]^\circ$ représentent des versants « mous » dont la topographie est favorable à l'accumulation de formations de pente et à l'initiation de laves torrentielles. La classe de pentes supérieures ou égales à 40° permet de localiser les affleurements de roches saines, donc des zones pauvres en matériau meuble.

Localisation des pentes fortes

La classe de pente $[15-40]^\circ$ se trouve généralement correspondre à des zones d'éboulis, de moraines, ou de substratum peu résistant à relief doux (toit du flysch des Aiguilles d'Arves). Ainsi, la prédominance de cette classe de pente dans le bassin de réception du Verdarel est due au nombre réduit d'affleurements de substratum sain et à l'influence de la couverture morainique.

Les valeurs de pentes sont fréquemment supérieures à 15° dans les talus bordant le chenal et les bassins de réception.

Les chenaux d'écoulement en partie médiane et supérieure des bassins versants ont généralement des pentes de l'ordre de $15-20^\circ$, qui sont en général suffisantes pour permettre la propagation des laves torrentielles. Toutefois, les changements de direction des berges entraînent la formation de petits dépôts latéraux dispersés.

Les pentes supérieures ou égales à 40° sont en rapport le plus souvent avec des affleurements de substratum formant falaises et corniches. Dans le torrent du Verdarel, les localisations des fortes pentes sont plutôt anormales, puisqu'elles forment les berges qui longent le chenal d'écoulement du Verdarel et de ses affluents. La classe de pentes de valeur supérieure ou égale à 40° atteint 80% pour les bassins versants du Claret et du Rieu Sec. Quelques formations de pente bien consolidées, stables et suffisamment anciennes (développement de fines et de végétation) peuvent avoir des pentes supérieures ou égales à 40° .

L'évolution de la valeur de pente pour une même formation géologique traduit une modification de ces caractéristiques mécaniques et géotechniques. Ainsi, la transition entre les marnes saines et les altérites de marnes solifluées se traduit par une nette diminution de pente

(légèrement supérieure à 40° pour les interfluves de marnes et de l'ordre de $25-27^\circ$ pour les versants altérés).

Localisation des pentes faibles

Les zones de pente inférieure à 15° sont généralement peu développées, représentant le plus souvent moins de 5% de la superficie des bassins versants.

L'identification de telles zones sur la carte est un indicateur d'éventuels lieux de dépôts des laves torrentielles. En effet, en dessous de 10° de pente, les dépôts torrentiels sont très abondants dans les chenaux, et peuvent difficilement être remobilisés.

b) Profil en long des chenaux

Les profils en long des différents torrents sont présentés en annexe II-2-B.

Ils ont été obtenus en portant sur un graphique les altitudes en ordonnée et les distances à l'exutoire en abscisse.

La pente des chenaux augmente globalement de l'aval vers l'amont, avec des valeurs extrêmes pouvant atteindre localement 80 à 85° au niveau des corniches supérieures, pour des ravines temporaires incisées dans les falaises rocheuses et qui peuvent former à l'occasion des cascades. Aujourd'hui, les nombreux travaux de correction effectués dans certains torrents ont linéarisé le profil en long, établissant en amont des barrages des pentes moyennes de l'ordre de $11-12^\circ$, qui constituent les pentes naturelles d'atterrissement des dépôts. Les chenaux d'écoulement inférieurs ont généralement des pentes inférieures à $5-6^\circ$.

Toutefois, certains bassins versants montrent des évolutions plus variables du profil en long, qui traduisent des traits géologiques particuliers (barre rocheuse dans le bassin versant, replat morainique dans le tiers supérieur du bassin versant).

Les torrents les plus longs et développés (tableau 2-15) ont une pente moyenne inférieure à celle des torrents courts (tableau 2-16), dans des proportions variant de 20 à 30% en moyenne.

Ainsi, les torrents du Claret et du Rieu Sec, petits torrents de Savoie, ont une pente moyenne forte qui reflète l'influence des pentes raides du bassin de réception, qui est un cirque aux parois subverticales. Le chenal d'écoulement est très court, les laves torrentielles ont donc une grande chance d'atteindre le cône de déjection en peu de temps.

Tableau 2-16 : relief et pente des bassins versants

| bassin versant | Cote maxi (m) | Cote mini (m) | Dénivellation (m) | Pente moyenne | |
|----------------|------------------|------------------|----------------------|---------------|------|
| | | | | % | ° |
| Ravoire | 2730 | 500 | 2230 | 36 | 19.8 |
| Claret | 2510 | 850 | 1660 | 92 | 42.6 |
| Rieu Sec | 1630 | 670 | 960 | 56 | 29.2 |
| Pousset | 2945 | 890 | 2055 | 51 | 27 |
| Verdarel | 2606 | 1400 | 1206 | 33 | 18.3 |
| Ste Elisabeth | 2606 | 1410 | 1196 | 43 | 23.3 |
| Boscodon | 2898 | 780 | 2118 | 21 | 11.9 |
| Maiola | 1642 | 500 | 1142 | 20 | 11.3 |
| Tuebi | 2553 | 1230 | 1323 | 27 | 15.1 |
| Real | 2048 | 1196 | 852 | 34 | 18.8 |
| Salso Moreno | 2868 | 780 | 2118 | 21 | 11.9 |

c) Courbes hypsométriques

Les courbes hypsométriques de chaque bassin versant sont présentées en annexe II-2-C.

Les courbes hypsométriques représentent la répartition des altitudes dans le bassin versant. Cette courbe est couplée à une représentation linéaire des surfaces cumulées. La variation de

penne de la partie linéaire de cette courbe traduit la proportion relative des classes d'altitude. Ainsi, la pente de cette partie médiane permet d'évaluer rapidement la distribution fréquentielle des classes d'altitude en partie médiane du bassin versant (tableau 2-17). Une pente modérée, < 10°, représente des bassins versants qui ont une distribution fréquentielle d'altitude plus importante en partie moyenne, ce qui représente un évasement du bassin versant en partie médiane, et une pente forte, > 10°, permet d'identifier des bassins versants dont la distribution fréquentielle est moins importante en partie moyenne.

Le faible développement en superficie des tranches de haute altitude traduit l'augmentation de la valeur des pentes et le rétrécissement du bassin versant. Il est notamment bien marqué dans les torrents de la Ravoire, du Sainte Elisabeth et du Tuebi. La courbe hypsométrique présente une distribution unimodale centrée.

D'autres courbes traduisent une très forte proportion des altitudes élevées, comme celles du Real, du Salso Moreno et du Rieu Sec. Ainsi, la forme de la courbe hypsométrique du bassin versant du Real montre une forme particulière aux hautes altitudes, avec une proportion presque équivalente en superficie des altitudes élevées extrêmes par rapport aux classes d'altitude moyenne du bassin versant. Ce sont les caractéristiques d'un bassin versant relativement jeune en ouverture.

Tableau 2-17 : caractéristiques de la portion linéaire de la courbe de surfaces cumulées

| BV | Pente (°) | Origine (m) | Alt médiane (m) ⁽¹⁾ |
|---------------|-----------|-------------|--------------------------------|
| Ravoire | 10.8 | 1047 | 1587 |
| Claret | 12.7 | 1030 | 1665 |
| Rieu Sec | 12 | 684 | 1285 |
| Pousset | 16.1 | 1125 | 1931 |
| Verdarel | 10.1 | 1577 | 2084 |
| Ste Elisabeth | 7.5 | 1535 | 1910 |
| Bragousse | 8.6 | 1349 | 1780 |
| Maiola | 7.5 | 691 | 1065 |
| Tuebi | 9.7 | 1353 | 1839 |
| Real | 8 | 1279 | 1678 |
| Salso Moreno | 6.1 | 2041 | 2348 |

⁽¹⁾ altitude correspondant à 50% de la superficie cumulée sur la courbe

Les altitudes médianes des différents bassins versants (tableau 2-17) sont très variables, de 1065 à 2348 mètres, et permettent de définir des bassins versants plus typiquement montagnards dont l'altitude médiane est supérieure à 1900 mètres.

3.2.3.3) Le réseau hydrographique

La représentation du réseau hydrographique des bassins versants est présentée en annexe II-2-D.

Le développement du réseau de drainage superficiel (talwegs principaux et secondaires) et son degré de hiérarchisation influent sur les conditions hydrologiques relatives au bassin versant.

La hiérarchisation du réseau de drainage a été établie selon le modèle défini par Strahler (1952) qui attribue l'ordre 1 à un affluent qui ne reçoit aucun autre affluent, l'ordre 2 à un affluent résultant de la confluence de deux affluents d'ordre 1, et ainsi de suite, sachant que l'ordre d'un affluent ne change que si deux affluents de même ordre se rejoignent.

Une fois la hiérarchisation établie, nous effectuons une mesure séquentielle des longueurs développées par les chenaux de chaque ordre. Ceci permet d'évaluer les potentialités d'écoulement des fortes pluies selon le réseau de drainage.

Les torrents présentent généralement un réseau de drainage comportant des affluents d'ordre 1 à 4, ce dernier étant souvent unique (tableau 2-18). Toutefois, trois torrents ont au moins un affluent d'ordre 5 et un torrent présente un affluent d'ordre 6.

Les torrents qui ont des affluents d'ordre supérieur à 4 ont des réseaux de drainage bien développés qui comptent au minimum 50 affluents. La longueur moyenne des affluents croît de façon logarithmique en fonction de l'ordre de l'affluent.

Tableau 2-18 : hiérarchisation du réseau de drainage

| Nom du bassin | Nu | | | | | | N | Lmu (m) | | | | | | L (km) | Dd (km/km ²) |
|------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---------|-------|-------|------|------|------|--------|--------------------------|
| | u=1 | u=2 | u=3 | u=4 | u=5 | u=6 | | Lm1 | Lm2 | Lm3 | Lm4 | Lm5 | Lm6 | | |
| Sainte Elisabeth | 29 | 8 | 1 | 0 | 0 | 0 | 38 | 209.5 | 278 | 2050 | 0 | 0 | 0 | 10.4 | 4.9 |
| Boscodon | 136 | 42 | 11 | 3 | 1 | 0 | 193 | 271.5 | 351.5 | 447 | 2008 | 7275 | 0 | 69.9 | 2 |
| Bragousse | 39 | 12 | 3 | 1 | 0 | 0 | 55 | 170 | 237 | 307 | 2300 | 0 | 0 | 12.7 | 3.3 |
| Verdarel | 48 | 11 | 3 | 1 | 0 | 0 | 63 | 201 | 609 | 808 | 2575 | 0 | 0 | 21.4 | 5.6 |
| Ravoire | 70 | 22 | 4 | 1 | 0 | 0 | 97 | 209 | 341 | 1200 | 4800 | 0 | 0 | 31 | 2.7 |
| Claret | 42 | 11 | 3 | 1 | 0 | 0 | 57 | 215 | 341 | 483 | 1350 | 0 | 0 | 15.6 | 6.2 |
| Rieu Sec | 10 | 3 | 1 | 0 | 0 | 0 | 14 | 210 | 396 | 950 | 0 | 0 | 0 | 4.2 | 5 |
| Pousset | 25 | 7 | 2 | 1 | 0 | 0 | 35 | 20 | 607 | 800 | 1300 | 0 | 0 | 12 | 2.2 |
| Maiola | 166 | 36 | 6 | 2 | 1 | 0 | 211 | 215 | 286 | 962.5 | 1563 | 2850 | 0 | 57.8 | 4.2 |
| Tuebi | 37 | 11 | 2 | 1 | 0 | 0 | 51 | 233 | 314 | 808 | 2275 | 0 | 0 | 17.1 | 2.8 |
| Real | 22 | 4 | 1 | 0 | 0 | 0 | 27 | 193 | 273 | 1800 | 0 | 0 | 0 | 7.1 | 3.2 |
| Salso Moreno | 218 | 55 | 16 | 4 | 2 | 1 | 296 | 166.5 | 338 | 530 | 569 | 1160 | 1930 | 70 | 5.5 |

Nu : nombre de chenaux d'ordre u, N : nombre total de chenaux, Lmu : longueur moyenne des chenaux d'ordre u, L : longueur totale des chenaux du bassin versant, Dd : densité de drainage.

La longueur totale du réseau de drainage est très variable en fonction de la morphologie du torrent et du nombre d'affluents. Elle varie de 4.3 kilomètres pour le Rieu Sec à 70 kilomètres pour le Salso Moreno et le Boscodon.

L'étude du réseau de drainage montre clairement que le nombre d'affluents est lié à la géométrie du bassin versant ainsi qu'au relief, mais il ne faut pas négliger le facteur géologique, qui influe sur le coefficient d'infiltration des sols et donc sur leur capacité à être ravinés. L'exemple le plus frappant est le bassin versant de la Maiola (figure 2-15) pour lequel une très forte dissymétrie du réseau hydrographique est soulignée par un contraste géologique et géomorphologique. En rive gauche, de nombreuses ravines (incision verticale jusqu'à 30-35 mètres), régulièrement espacées et d'orientation générale Sud-Nord, généralement peu ramifiées, concentrent les eaux de pluie et forment d'importants couloirs d'éboulis de l'amont vers l'aval. Leur morphologie est gouvernée par l'alternance de bancs d'érodabilité différente (substratum marno-calcaire). En rive droite, seulement 6 affluents atteignent le chenal principal, mais ils sont fortement ramifiés, et leur localisation géographique est beaucoup plus resserrée.

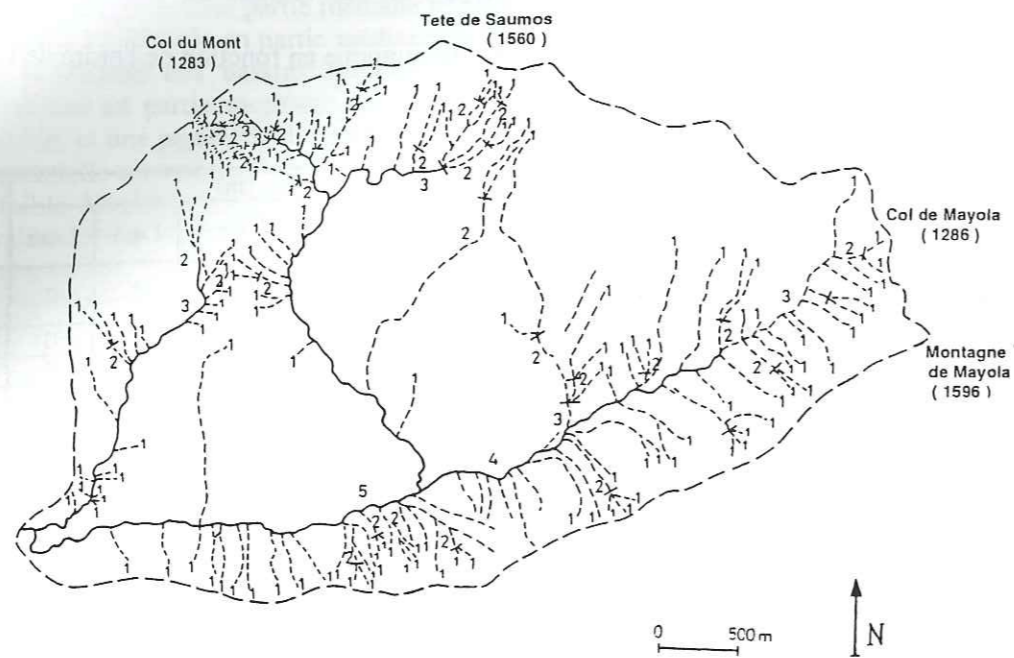


Figure 2-15 : hiérarchisation du réseau hydrographique de la Maiola

La densité de drainage, qui est le rapport entre la longueur totale développée des affluents et la superficie du bassin versant, correspond à l'importance du réseau de drainage par unité de surface du bassin versant. La densité de drainage est très variable en fonction des différents torrents, avec des valeurs pouvant varier de 2 à 6 km/km² (tableau 2-18). Les valeurs élevées expriment un réseau hydrographique superficiel bien développé et concentré, et ne sont pas proportionnelles à la superficie du bassin versant. Elles sont liées essentiellement à l'importance du ruissellement sur les sols des versants et à la présence de substratum.

3.2.4) Etude du contexte géomorphologique

La morphologie des vallées alpines actuelles est liée au retrait des grands glaciers à la fin du Würm, il y a plus de dix mille ans. En effet, la disparition des glaces a provoqué une décompression des roches et les versants désormais mis à nu et non végétalisés ont été soumis aux intempéries, déclenchant de nombreuses instabilités. De même, la fonte des glaces a entraîné l'augmentation des débits des rivières et de leurs affluents, multipliant par là-même leur capacité de charriage. Nombre de cônes de déjection très développés et d'anciennes terrasses alluviales des bassins versants torrentiels datent de cette débâcle glaciaire qui a accéléré tous les processus de régularisation de l'équilibre des versants.

3.2.4.1) Description géomorphologique d'un bassin versant

Un torrent est défini par trois unités morphologiques qui sont de l'amont vers l'aval :

- le bassin de réception,
- le chenal d'écoulement,
- le cône de déjection.

a) Le bassin de réception

Il correspond à la partie la plus amont du bassin versant, dans laquelle se concentre les eaux de pluie et où se produit l'affouillement. Dans le cas « idéal », il possède une forme de cirque refermé à l'aval par un goulot qui canalise les eaux d'écoulement en un chenal.

Toutefois, les études morphométriques nous ont permis de voir qu'il est rare d'avoir un bassin de réception de morphologie aussi nette. C'est pourquoi il semble important de ne pas se focaliser sur le bassin de réception pour l'étude de l'initiation des laves torrentielles, mais de considérer également le chenal d'écoulement qui peut recueillir par des apports latéraux ou souterrains de grandes quantités d'eau qui vont augmenter la capacité de transport de l'écoulement.

b) Le chenal d'écoulement

Considéré comme le lieu intermédiaire qui traduit le passage de l'affouillement à l'exhaussement du lit par le début des dépôts, il possède généralement des berges bien établies qui permettent de délimiter le flot et d'éviter les divagations, excepté en cas de crues. C'est la zone du torrent la plus propice à l'établissement de travaux de correction tels que les barrages en raison de la facilité d'accès ainsi que de la largeur « restreinte » et fixée du lit (à la faveur d'affleurements de substratum). En fonction des variations de la pente d'écoulement, il y aura alternance des phénomènes de reprise et dépôt des laves torrentielles.

c) Le cône de déjection

Lieu de dépôt des matériaux résultant de l'affouillement, il se forme à la confluence d'une vallée plus large où le torrent perd de l'énergie cinétique. Sa morphologie est grandement variable en fonction des configurations géométriques de la confluence torrent/rivière de la vallée, et de l'ouverture de la vallée principale. Son développement varie en fonction de la quantité de matériaux affouillés et transportés par le torrent, mais il semble que la construction soit essentiellement le fait de transport par laves ou charriages hyperconcentrés. C'est pourquoi leur développement a été le plus important lors des dernières déglaciations.

Pour la détermination des aléas liés à l'initiation des laves torrentielles, seules les deux premières unités citées sont concernées. Toutefois, l'étude de la morphologie des cônes de déjection, de la répartition en surface des dépôts et de leur évolution est un indice précieux quant à la détermination de l'activité torrentielle du bassin versant.

3.2.4.2) Réalisation de cartes géomorphologiques

Sous cette appellation, nous avons choisi de représenter essentiellement des unités géomorphologiques résultant de processus d'altération, d'érosion ou de dépôts actuels ou passés, et nous avons quelque peu ignoré les traits de géomorphologie structurale (tels que les escarpements de ligne de faille).

Ces cartes constituent des documents synthétiques permettant d'appréhender les contextes d'initiation des laves torrentielles. Différents types d'informations sont reportés qui concernent notamment les mouvements gravitaires actuels ou anciens, comme les éboulis ou les chaos de blocs, les mouvements en masse (glissements de terrain), les érosions liées à un creusement hydrographique (entonnoirs de dissolution, zones marécageuses) ou superficielles développées sur les versants (linéaire, aréolaire, ravinement en bad lands), les embâcles naturels dans les chenaux (figure 2-16).

Nous avons particulièrement développé la représentation des unités liées aux torrents (cônes de déjection, berges bordant les chenaux, importantes accumulations de dépôts torrentiels,...).

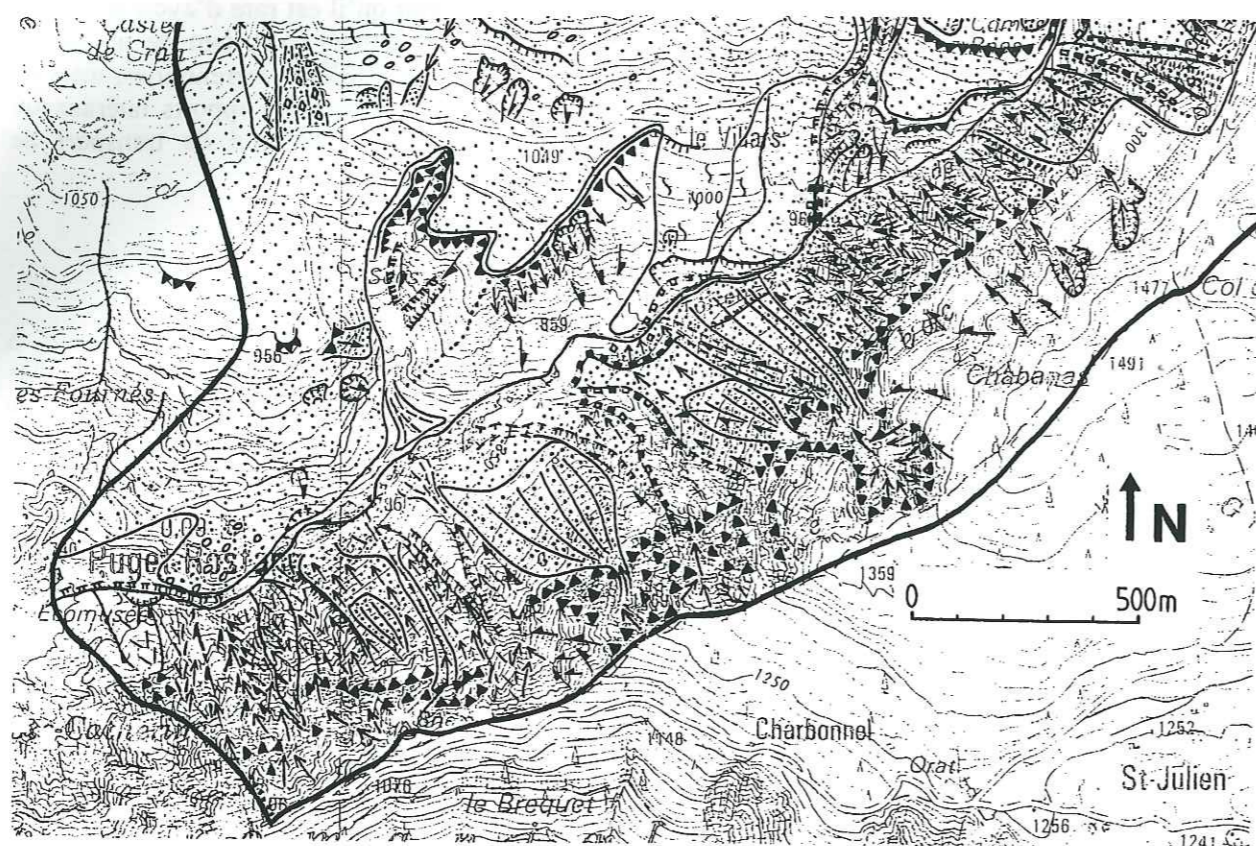


Figure 2-16 : extrait de la carte géomorphologique du bassin versant de la Maiola - Légende en annexe IV-2

On peut ainsi définir certains phénomènes qui paraissent plus ou moins répétitifs sur un même terrain, ce en relation avec l'environnement climatique, topographique et géologique.

Les formations marneuses sont très sensibles au ravinement lorsqu'elles sont saines (paysages de badlands du versant Nord du Salso Moreno), mais sont soumises à la gélifluxion en climat périglaciaire lorsqu'une couverture superficielle d'altérites est développée (rive gauche du Tuebi, ravin de la Tour - Salso Moreno) ; ces mouvements peuvent s'accélérer localement et développent alors des coulées boueuses dans les versants (rive droite du Real).

Les formations rocheuses massives et résistantes (flysch gréseux, conglomérats, calcaires durs et en gros bancs) forment généralement des falaises ou des ressauts dans les bassins versants et initient des mouvements gravitaires d'importance variable : éboulis dont la genèse régulière est liée à la désagrégation mécanique des roches par suite des conditions climatiques (tabliers d'éboulis du bassin versant supérieur du Claret), éboulements et écroulements majeurs de fréquence plus exceptionnelle qui occasionnent de grands bouleversements géomorphologiques et hydrologiques des versants qu'ils affectent (« glissement de Bon Attrait » en rive gauche de la Ravoire de Pontamafrey).

3.3) Conclusion

Les caractéristiques morphométriques des bassins versants torrentiels sont fortement variables d'un torrent à l'autre, indépendamment de leur localisation géographique et de leur orientation. Cette disparité géométrique, à laquelle s'ajoute les diversités géologiques et climatologiques, induit des situations géomorphologiques particulières et uniques, et donc des contextes très différents au regard de l'initiation des laves torrentielles.

4) Conclusion

La démarche adoptée dans ce chapitre nous a permis de mieux comprendre le contexte général d'initiation des laves torrentielles.

- **L'étude de onze bassins versants** de localisation géographique variée dans les Alpes françaises a permis de réaliser un échantillonnage espéré représentatif par rapport aux cadres géologiques, géomorphologiques et climatiques, propres aux Alpes françaises.

- **La rédaction d'une fiche-type d'analyse** a permis, de façon méthodique, de rassembler un ensemble de caractéristiques des bassins versants et des laves, et d'apporter des conclusions sur les sujets suivants :

- **les facteurs déclenchants d'origine climatique** : la zonation climatique Alpes du nord/Alpes du Sud influe sur la répartition saisonnière des laves torrentielles. Ainsi, la plupart des événements sont initiés durant les mois d'été (Savoie, Hautes-Alpes) ou en automne (Alpes Maritimes). Les facteurs déclenchants sont le plus souvent orages et pluies torrentielles.

- **la fréquence des événements « lave torrentielle »** : le rythme de production de laves torrentielles dans un bassin versant n'est pas constant, et à des périodes, parfois très longues, d'inactivité, peuvent succéder des périodes actives de durée variable (moyenne 10 ans). Dans de nombreux cas, on enregistre également des périodes de crise, pendant lesquelles la fréquence des laves torrentielles est très élevée (jusqu'à plusieurs par an). Celles-ci semblent spécifiquement liées au développement de mouvements de masse.

- **les caractéristiques générales des bassins versants** : les diversités morphométriques des bassins versants, qui s'ajoutent aux spécificités géologiques et climatologiques, induisent des situations géomorphologiques particulières, donc des contextes d'initiation des laves torrentielles très différents.

Dans ce chapitre, nous étudions les matériaux de dépôts et les matériaux des zones d'initiation potentielles qui ont été identifiées sur les différents bassins versants suivant des critères géomorphologiques, géologiques et topographiques. Nous recherchons également les critères les plus discriminants qui permettraient d'identifier ces zones comme des zones d'initiation véritables (en attente du facteur déclenchant) et pas seulement comme des zones d'initiation potentielles.

Trois conditions sont strictement nécessaires pour qu'une lave torrentielle soit initiée :

- du matériau meuble mobilisable (formations meubles de cohésion faible ou nulle, et formations superficielles),
- de l'eau en quantité suffisante pour constituer un matériau fluide de concentration en phase solide particulière (concentration volumique solide du fluide dans son ensemble comprise entre 0.45 et 0.8),
- une pente suffisante pour dépasser le seuil critique d'écoulement de la lave.

Une fois formée, la lave torrentielle va se propager dans le chenal, et les conditions de propagation et de dépôt sont régies par les valeurs de pente et la rugosité de la surface de « glissement ».

L'étude détaillée des dépôts de laves torrentielles est essentielle pour la compréhension des mécanismes d'initiation. En effet, ces dépôts dérivent assez directement des matériaux des zones d'initiation. Pour un bassin versant donné, la comparaison entre matériaux de dépôts et matériaux des zones d'initiation potentielle peut permettre de mieux identifier les zones réelles d'initiation dans ce bassin versant.

Nous étudions donc ces deux types de matériaux dans ce chapitre.

Tous les échantillons prélevés sont décrits en annexe III-1, avec les coordonnées de prélèvement, la description du matériau et la nature des formations identifiées.

1) Caractéristiques des dépôts de laves torrentielles

Nous nous sommes attachés sur le terrain à chercher les traces caractéristiques des laves torrentielles (burrelets latéraux, dépôts plus ou moins cohérents dans le chenal). L'identification de ces dépôts s'est avérée particulièrement délicate dans certains bassins versants pour lesquels le matériau observé était particulièrement granulaire en surface (Maiola, Real) et peu différent de dépôts de coulées de cailloux. Toutefois, des investigations en profondeur sous cette carapace permettent généralement de lever l'indétermination.

Des échantillons de laves torrentielles, ainsi que d'autres dépôts torrentiels tels que les alluvions, ont été prélevés dans chaque bassin versant de l'étude afin de les caractériser au laboratoire.

1.1) Description granulométrique et texturale des dépôts

Tous les essais ont été réalisés au CGI, à l'exception des essais au viscosimètre réalisés au CEMAGREF ; les résultats généraux sont présentés en annexe III-2-A.

L'approche naturaliste conduite sur le terrain et l'étude détaillée de nombreux dépôts dans les différents torrents nous ont permis d'observer différents types de laves torrentielles, dont nous allons préciser la nature dans ce chapitre.

1.1.1) Discussions sur la méthode

Les contraintes de l'échantillonnage liées aux conditions de terrain (dénivelées importantes et difficultés d'accès) et aux conditions de représentativité de l'échantillon prélevé (poids échantillonné en g représentant 200 fois le diamètre maximum en mm) nous ont conduits à prélever la fraction inférieure ou égale à 20 mm des dépôts. La granulométrie de ces matériaux reflète donc dans une moindre mesure leur grande hétérométrie.

Toutefois, la répartition des fractions granulométriques grossières a pu être étudiée au-delà de 20 mm par photographie et analyse d'images. Pourtant, étant donné qu'il subsiste généralement une lacune entre 20 et 80 mm, nous avons préféré baser la typologie des caractéristiques des dépôts sur 100% de matériau inférieur à 20 mm.

1.1.2) Critères distinctifs dépôts torrentiels/laves torrentielles

Les matériaux étudiés présentent une grande diversité, représentative des contextes propres à chaque bassin versant torrentiel étudié. Les dépôts observés sur le terrain sont très hétérogènes, mais nous avons pu distinguer trois formations majeures, les alluvions, les dépôts intermédiaires et les laves torrentielles (tableau 3-1).

Tableau 3-1 : principales caractéristiques des différents types de dépôts torrentiels

| Laves torrentielles | Alluvions | Dépôts intermédiaires |
|---|---|--|
| Dépôt hétérométrique et grossier | Dépôt trié, dominance de graviers et sables | Dépôt assez hétérogène, avec quelques cailloux et petits blocs |
| Carapace et front de blocs | - | - |
| Marges raides de hauteur variable, lobe frontal | dépôts de fond de chenal, peu épais | Pas de marges bien nettes, dépôts en bordure du chenal, ou superposés aux laves torrentielles |
| Pas de granoclassement ni d'orientation des particules | Granoclassement ascendant | Granoclassement non systématique, mais orientation des particules |
| Particules fines remplissant les vides intergranulaires | Dépôt propre, texture ouverte ou semi-ouverte | Placage d'argiles autour des particules grossières et remplissage partiel des vides intergranulaires |

La distinction des différents types de dépôts torrentiels sur le terrain est basée sur la texture du dépôt, l'orientation éventuelle de la fraction grossière, la présence de granoclassement.

Nous présentons les caractéristiques des laves torrentielles, puis celles des autres dépôts torrentiels identifiés.

1.1.3) Les laves torrentielles

1.1.3.1) Description des dépôts de laves torrentielles

Il est fréquent d'observer, dans les chenaux torrentiels, des dépôts de hauteur assez importante en bordure du chenal, dont l'incision par l'écoulement contribue à former des berges torrentielles verticales. Selon leur résistance mécanique, certaines sont sapées au pied par l'écoulement torrentiel, formant alors de petits cônes d'éboulis au pied des berges.

L'identification de nombreux bourrelets de laves torrentielles sur le terrain est facilitée par l'existence d'une importante accumulation de blocs et de cailloux qui forme le front de la lave et se prolonge fréquemment en surface du dépôt vers l'amont du chenal en une carapace qui surmonte le corps de lave sensu stricto.

L'aspect de surface est en général assez compact, comme cimenté, si bien que cailloux et blocs émergent de la matrice, comme partiellement suspendus dans le vide. La cohésion du dépôt est parfois augmentée par un placage superficiel très fin, boueux, qui résulte de l'écoulement chargé terminal. On n'observe ni orientation ni alignement de blocs dans le corps du dépôt.

L'observation détaillée des dépôts permet d'identifier dans la plupart des cas une texture fermée à support matriciel, ce qui signifie que les grains, qui ne sont pas en contact, sont étroitement liés à la matrice et dispersés en son sein.

La persistance des berges relativement hautes des dépôts de laves torrentielles est liée à la bonne cohésion du matériau, notamment les liaisons qui existent entre les particules grossières (cailloux et blocs) et la matrice (définie comme étant l'ensemble de toutes les particules de taille inférieure à 2 mm).

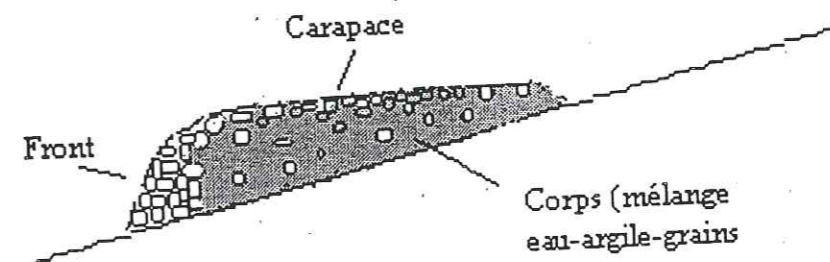


Figure 3-1 : schématisation d'une bouffée de lave torrentielle

Toutefois, lors de l'étude de nombreux dépôts dans différents bassins versants, nous avons identifié des dépôts de laves torrentielles d'aspect varié, dont la distinction est notamment basée sur la texture et la nature du corps de lave, ainsi que sur la morphométrie du front. Ceci nous a amené à définir deux familles de laves, les laves à matrice granulaire et les laves à matrice cohésive, dont les caractéristiques sont les suivantes :

| Laves à matrice granulaire | Laves à matrice cohésive |
|--|--|
| Front relativement homométrique Taille moyenne des blocs 20-40 cm Front étalé, lobes aplatis | Front très hétérométrique et grossier Taille moyenne 20-80 cm Front plus haut, peu étalé |
| Matériau peu cohérent après dépôt, facilement lessivé en surface | Matériau très bien cimenté après dépôt |
| Macroporosité | Microporosité |

Les définitions des termes utilisés pour désigner ces deux familles de laves torrentielles résultent d'une approche géologique et granulométrique des dépôts. Dans le terme, la matrice est considérée comme étant le corps de lave constitué des éléments inférieurs à 20 mm. Nous n'y faisons nullement

référence aux comportements rhéologiques des différents dépôts, contrairement à d'autres auteurs (Coussot, 1993 ; Takahashi, 1981).

La séparation des laves torrentielles en deux familles reste un problème ouvert, les critères distinctifs recherchés et étudiés dépendant en grande partie des objectifs scientifiques.

N.B : dans certains graphiques, par abréviation, nous avons utilisé comme expressions laves granulaires pour laves à matrice granulaire, et laves cohésives pour laves à matrice cohésive.

L'observation de la matrice des dépôts de laves torrentielles au microscope électronique à balayage ne montre pas de structure bien établie, ni de ponts argileux entre les grains. On observe une accumulation plutôt chaotique de particules majoritairement argileuses ou silteuses, dont les orientations peuvent aussi bien être de nature face-face que face-côté. Cette absence de structure exprime la mobilisation subie par les matériaux formant la lave torrentielle, mais contrairement à d'autres dépôts d'écoulement, il n'y a pas d'orientation des particules. Pourtant, la bonne cimentation des laves torrentielles essorées laisserait à penser qu'il s'établit des liens entre particules après dépôt. Les échantillons observés au microscope électronique à balayage sont peut-être trop jeunes pour que des liaisons importantes soient déjà développées.

1.1.3.2) Courbes granulométriques caractéristiques des corps de lave

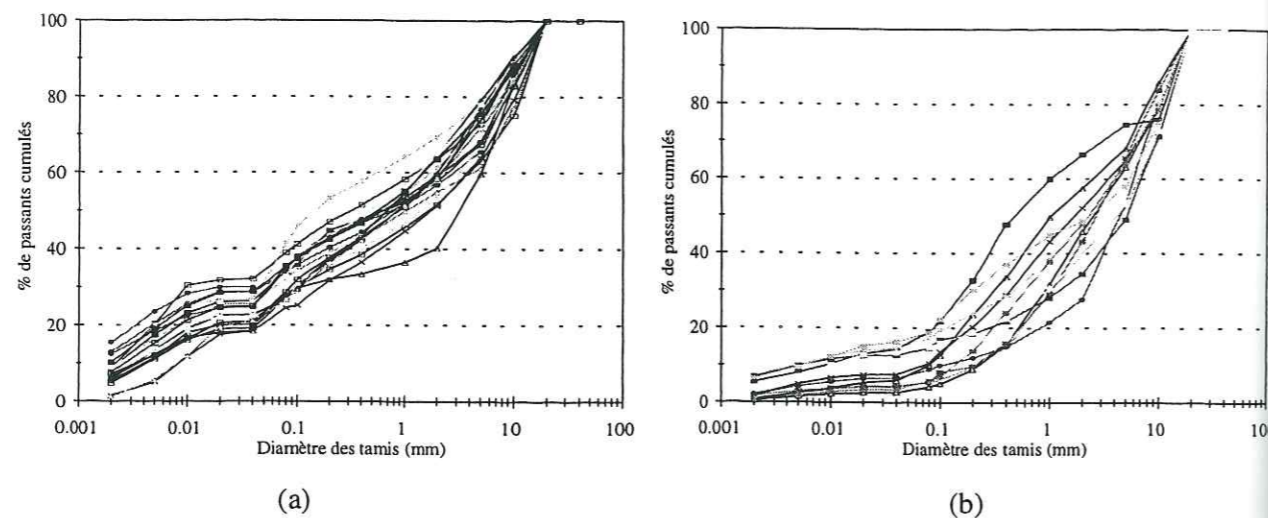


Figure 3-2 : courbes granulométriques de laves torrentielles -a) laves torrentielles à matrice cohésive - b) laves torrentielles à matrice granulaire

Nous avons alors cherché à préciser cette distinction observée sur le terrain au laboratoire. Les courbes granulométriques de l'ensemble des dépôts torrentiels échantillonnés dans les différents bassins versants expriment une importante hétérogénéité des laves torrentielles (figures III-2-1 à III-2-17 annexe III-2-B). Nous avons reporté sur deux diagrammes, d'après les identifications de terrain, les laves torrentielles à matrice cohésive et les laves torrentielles à matrice granulaire.

Les laves torrentielles à matrice cohésive ont une courbe granulométrique continue, uniforme et étalée (figure 3-2a), représentant un matériau non trié et très hétérogène qui va des graviers aux argiles, et qui ne permet pas de définir une classe prédominante. Les laves à matrice granulaire, si elles représentent toujours des matériaux mal triés, possèdent une courbe granulométrique discontinue (figure 3-2b), qui exprime le plus souvent un enrichissement dans les fractions grossières. La distribution granulométrique pondérale permet de mettre en exergue l'amorce d'un tri granulométrique.

En reportant sur un même diagramme les fuseaux de ces laves torrentielles, il apparaît que la distinction des deux domaines peut se faire pour les classes granulométriques comprises entre 20 et 200 μm (figure 3-3). Ainsi, d'un point de vue granulométrique, différents critères équivalents peuvent définir ces deux catégories de laves. On peut donc écrire :

| Laves à matrice granulaire | Laves à matrice cohésive |
|---------------------------------|---------------------------------|
| - de 16% d' < 20 μm | + de 16% d' < 20 μm |
| - de 18% d' < 40 μm | + de 18% d' < 40 μm |
| - de 20% d' < 50 μm | + de 20% d' < 50 μm |
| - de 24% d' < 100 μm | + de 24% d' < 100 μm |
| - de 30% d' < 200 μm | + de 30% d' < 200 μm |

Nous avons choisi d'exprimer par la suite comme critère discriminant le pourcentage d'éléments de taille inférieure à 50 μm , qui définit également la coupure granulométrique supérieure des limons. Par contre, l'intersection des fuseaux pour les fractions inférieures à 10 μm implique que le pourcentage d'argiles (< 2 μm) ne constitue pas un critère distinctif des deux familles de laves, tout au moins par référence aux matériaux étudiés jusque-là. Le pourcentage de silts et de sable fin semble donc un critère plus discriminant pour séparer ces deux types de laves torrentielles.

N.B : On peut observer que si on analysait le matériau global, avec les gros blocs, cette différence dans les courbes granulométriques subsisterait évidemment.

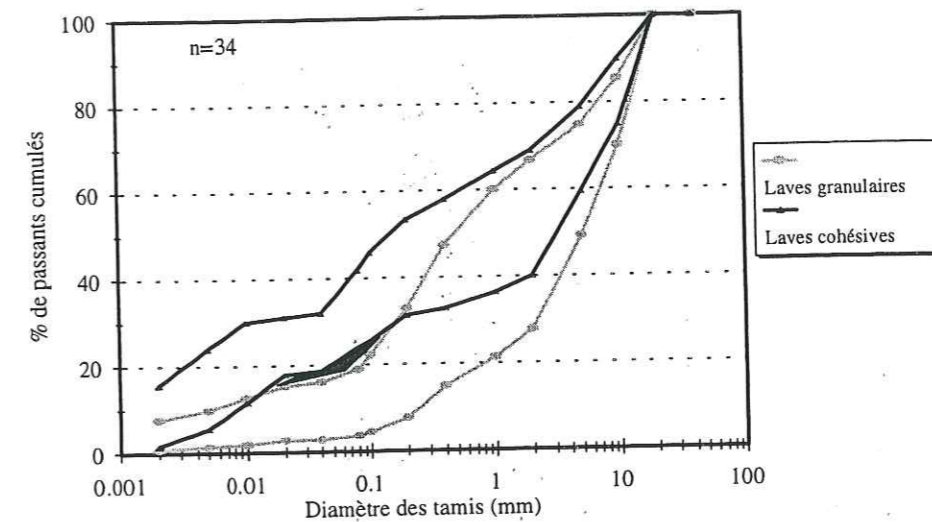


Figure 3-3 : fuseaux granulométriques définissant les deux types de laves torrentielles

Ces importantes variations granulométriques s'observent également pour différentes laves torrentielles d'un même bassin versant (tableau 3-2), et indiquent également que les deux types de laves peuvent être initiées dans un même bassin versant.

Tableau 3-2 : caractéristiques granulométriques extrêmes des laves torrentielles des différents bassins versants

| Bassin versant | % d'inférieur à 50 μm | % d'inférieur à 2 μm |
|------------------|----------------------------------|---------------------------------|
| Ravoire | 20-22.7 | 5-5.5 |
| Claret | 22-22.5 | 4.8-6.3 |
| Rieu Sec | 14-32 | 3.9-10.2 |
| Pousset | 23.3-24 | 5.5-10.3 |
| Saint Martin | 6.8-22.7 | 2.3-7.1 |
| Saint Antoine | 4 | 0.9 |
| Verdarel | 3.4-6.9 | 0.6-0.9 |
| Sainte Elisabeth | 4.5-8.2 | 1-1.9 |
| Boscodon | 5-27.9 | 1.9-7.2 |
| Tuebi | 29-31.8 | 3.8-15.4 |
| Real | 16-18.6 | 5.6-6.5 |
| Salso Moreno | 28-33.8 | 8.7-8.9 |
| Maiola | 28.2 | 12.3 |

Pour tous ces dépôts, le coefficient de mauvais triage S_0 (ou coefficient de Trask), défini par le rapport D_{75}/D_{25} , présente des valeurs très variables qui peuvent être exceptionnellement élevées (tableau 3-3). Il exprime bien l'hétérogénéité et le faible tri des matériaux, qui est d'autant plus marqué pour les laves torrentielles à matrice cohésive. Ainsi, les valeurs obtenues pour cette famille de laves sont en moyenne plus élevées et présentent un domaine plus étendu. Le coefficient S_0 n'excède pas 70 pour les dépôts de laves à matrice granulaire.

Les valeurs moyennes du quartile 50 montrent la forte proportion des éléments de taille inférieure à 2 mm dans le mélange. Mais le D_{50} ne permet pas de différencier les deux familles de laves, même si les moyennes sont globalement plus élevées pour les échantillons de laves à matrice granulaire.

Tableau 3-3 : valeurs extrêmes des coefficients caractéristiques des courbes granulométriques

| | | S_0 | D_{50} |
|--------------------------|----------------------------|--------------|----------|
| Laves à matrice cohésive | Ravoire | 85-92.3 | 0.8-1.8 |
| | Claret | 123.1-166.7 | 1.7-3.3 |
| | Rieu Sec | 90.9-480 | 0.16-1.4 |
| | Pousset | 70.7-77.6 | 0.7-0.7 |
| | Saint Martin | 93.1 | 0.8 |
| | Boscodon | 95-237.5 | 1-4.7 |
| | Tuebi | 777.8-1166.7 | 0.7-0.8 |
| | Salso Moreno | 226.7-887.1 | 0.7-1.7 |
| | Maiola | 120 | 0.6 |
| | Laves à matrice granulaire | Rieu Sec | 21.1 |
| Saint Martin | | 5.3 | 4.8 |
| Saint Antoine | | 15.6 | 2.4 |
| Verdarel | | 12.1-27.8 | 1.2-2.7 |
| Sainte Elisabeth | | 13.7-28.3 | 1.7-4.3 |
| Boscodon | | 14.8-26.5 | 2.5-5.3 |
| Real | | 68.8-69.2 | 0.5-2.6 |
| Front essoré | Real | 2.3 | 0.1 |
| Base de lave | Rieu Sec | 195.3-1627.5 | 0.4-8.4 |

Les indices de triage calculés sur les différents échantillons torrentiels sont très élevés en comparaison des indices de classement définis par d'autres auteurs (tableau 3-4). Ainsi, selon ces références, les valeurs moyennes du coefficient de Trask n'excèdent pas 11.7, alors que nous avons calculé des valeurs supérieures à 1000 dans certains cas.

Tableau 3-4 : comparaison de l'indice de triage de laves torrentielles (d'après Sauret et Colas, 1985)

| Source | S_0 | | |
|-----------------------------------|-----------------------|------------------|---------|
| | Nombre d'échantillons | Valeurs extrêmes | Moyenne |
| Bull (1964) | 46 | 5.1-25 | 9.7 |
| Sharp et Nobles (1953) | 10 | 2.7-5 | 3.9 |
| Crandell (1965) in Waldron (1967) | 8 | 9-16 | 11.7 |
| Jones (1959) in Waldron (1967) | 3 | 5.8-11 | 7.7 |
| Broscoe et Thomson (1969) | - | - | 7 |
| Pierson (1980) | - | - | - |
| Costa et Jarrett (1981) | 2 | 9.4-9.8 | 9.6 |

Trois hypothèses sont proposées pour tenter d'éclaircir ce problème :

- la fraction granulométrique que nous étudions est bien définie par nos méthodes granulométriques et d'essais, soit sur la fraction inférieure à 20 mm, alors que nous ne connaissons pas l'étendue granulométrique des dépôts relatifs aux études rapportées ;

- aucune étude ne porte sur des laves torrentielles de massifs montagneux français ;
- les cas rapportés par Sauret et Colas (1985) sont très limités et n'ont pas une valeur statistique.

1.1.3.3) Nature et identification de la fraction fine des corps de lave

La répartition des différents échantillons de laves torrentielles dans le triangle de Jamagne (figure 3-4) confirme des différences fondamentales de composition de matrice entre les deux types de laves précédemment définis. Leurs domaines sont contigus ; les laves à matrice granulaire sont majoritairement des sables, et sont globalement très pauvres en limons, alors que les laves torrentielles à matrice cohésive sont plutôt des sables limoneux ou argileux, voire des limons sableux. Toutefois, quelle que soit la typologie de la lave torrentielle considérée, la teneur relative en argiles (particules de taille inférieure à 2 μm) est généralement peu élevée (tableau 3-5).

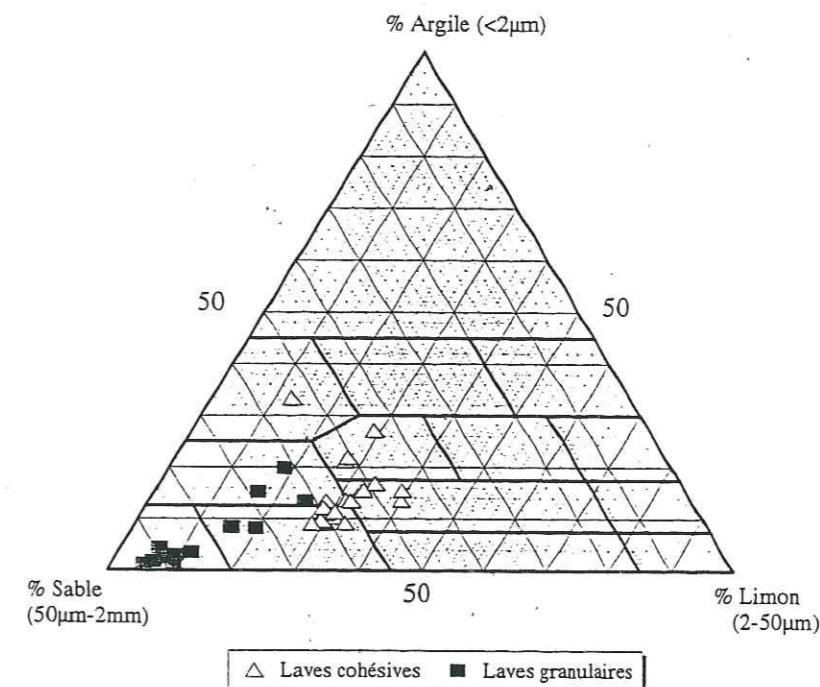


Figure 3-4 : triangle de classification des sols de Jamagne

Tableau 3-5 : caractéristiques granulométriques des matrices des dépôts torrentiels

| | | % argile (% < 2µm) | % limon (% 2-50 µm) | % sable (% 50µm-2 mm) |
|----------------------------------|------------------|-----------------------|------------------------|--------------------------|
| Laves à matrice cohésive | Bassin versant | Etendue des valeurs | | |
| | Ravoire | 9.4-9.7 | 29.2-29.4 | 61-61.2 |
| | Claret | 11-15.6 | 33.3-39.1 | 45.3-57.5 |
| | Rieu Sec | 10.4-33.4 | 12.7-32.6 | 51.3-60 |
| | Pousset | 9.1-9.1 | 28-29.8 | 61.1-62.9 |
| | Saint Martin | 12.2 | 28.4 | 59.5 |
| | Boscodon | 16.9-22.4 | 32.5-34.2 | 45-48.9 |
| | Tuebi | 22-27.1 | 27.3-28.9 | 44-50.7 |
| | Salso Moreno | 13.6-15.5 | 33-39.9 | 46.4-51.5 |
| | Maiola | 21.2 | 27.2 | 51.6 |
| Laves à matrice granulaire | Rieu Sec | 9 | 23.4 | 67.5 |
| | Saint Martin | 8.2 | 19.6 | 72.2 |
| | Saint Antoine | 1.8 | 6.5 | 91.7 |
| | Verdarel | 1.2-1.5 | 5.3-9.9 | 88.5-93.5 |
| | Sainte Elisabeth | 2.4 | 8.2 | 89.3 |
| | Boscodon | 15.3-19.8 | 6.3-18.3 | 61.8-89.3 |
| Real | 8.4-13.5 | 15.6-24.8 | 61.7-75.9 | |
| Front essoré | Real | 1.1 | 6 | 92.9 |
| Dépôts particuliers | Rieu Sec | 23.7-25.5 | 40.1-40.4 | 34.4-35.9 |

1.1.3.4) Corrélations entre les fractions granulométriques des corps de lave

Les résultats présentés ci-dessus montrent la grande variabilité des dépôts de laves torrentielles. Nous avons tenté de mettre en évidence d'éventuelles relations de proportionnalité entre différentes fractions granulométriques.

De bonnes relations entre les différentes fractions granulométriques ne s'observent qu'entre les fractions 40 ou 50 µm, et 0.2 mm. Ainsi, le rapport particules de taille inférieure à 50 µm et particules de taille inférieure à 0.2 mm semble être constant pour tous les dépôts torrentiels (figure 3-5), c'est-à-dire qu'on observe une proportion relative de particules de taille inférieure à 50 µm équivalente en fonction des différentes laves torrentielles. On observe également une proportionnalité entre le pourcentage de particules de taille inférieure à 40 µm et celui des particules de taille inférieure à 0.2 mm, ce qui confirme la validité des différents critères granulométriques discriminants.

Ainsi, les dépôts de laves à matrice cohésive correspondent à des matériaux renfermant plus de 15% d'éléments de taille inférieure à 50 µm et plus de 30% d'éléments de taille inférieure à 0.2 mm.

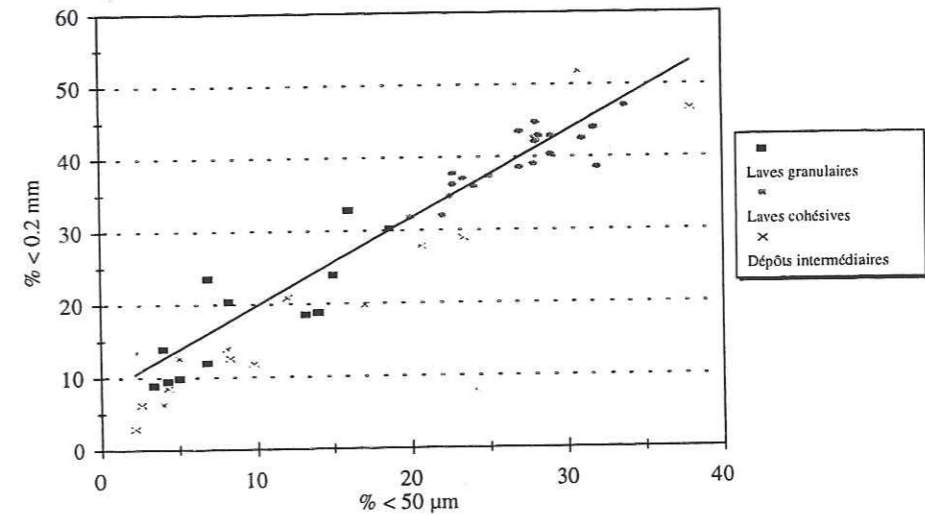


Figure 3-1 : corrélation entre le pourcentage d'éléments inférieurs à 50 µm et 0.2 mm

La proportion relative d'éléments inférieurs à 2 µm est fortement variable, avec des valeurs parfois très faibles, même pour des proportions non négligeables de particules de taille inférieure à 50 µm et ne permet pas d'établir des corrélations entre différentes fractions granulométriques.

1.1.3.5) Nature et identification de la fraction 2-20 mm

La fraction 2-20 mm peut être scindée en 3 groupes de définition granulométrique qui sont les graviers petits (2-5 mm), les graviers moyens (5-10 mm) et les graviers grossiers (10-20 mm). C'est pourquoi nous avons choisi d'adopter une représentation triangulaire selon ces trois pôles. La distribution de ces différentes fractions dans ce diagramme n'est pas un critère discriminant de la nature des échantillons représentés (figure 3-6).

Plus de 50% des échantillons se situent au centre du diagramme et renferment environ 50% de graviers moyens, le complément étant formé par un rapport variable entre les graviers petits et grossiers.

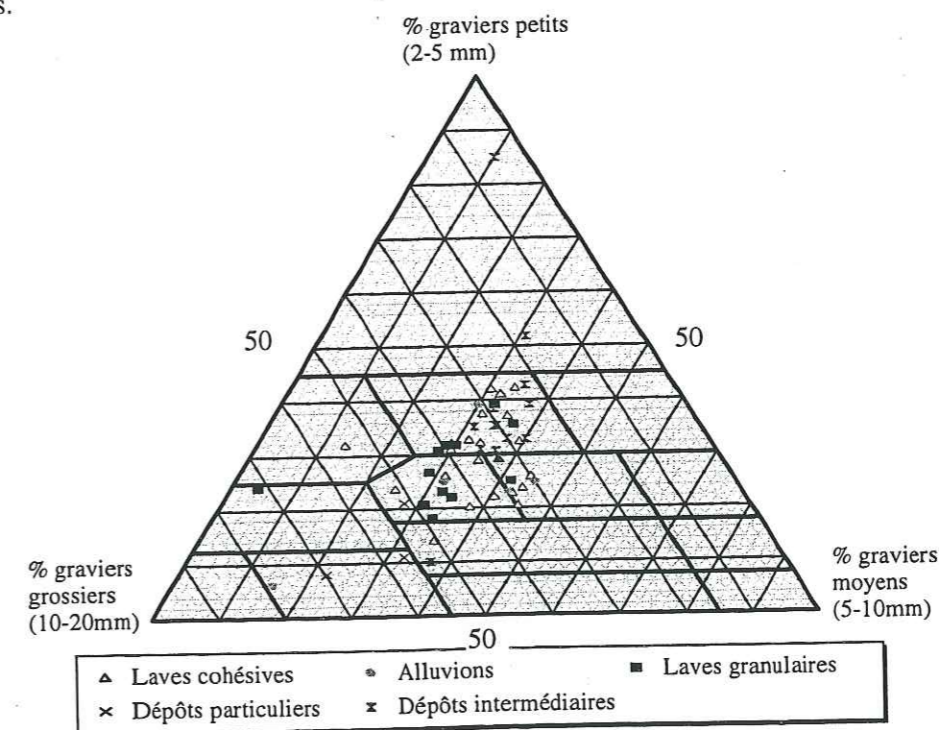


Figure 3-2 : distribution de la fraction 2-20 mm des dépôts torrentiels

1.1.3.6 Estimation de la distribution granulométrique de la fraction grossière (supérieure à 20 mm) dans les corps de lave

L'étude de la fraction grossière a été réalisée de deux façons, classique en étudiant directement sur le terrain les éléments de taille supérieure à 20 mm, ou par analyse d'images à partir de photographies à l'échelle réalisées aux lieux du prélèvement.

a) Granulométrie classique

Dans le corps de lave, la proportion de la fraction grossière supérieure à 20 mm est fortement variable en fonction du dépôt considéré (tableau 3-6).

Tableau 3-6 : composition de la fraction grossière dans les laves torrentielles

| Torrent | Nature du dépôt | % en poids de la fraction > 20 mm | Diamètre maximal des blocs (mm) ⁽¹⁾ | Classe granulométrique dominante (mm) | |
|----------------------------|---------------------------|-----------------------------------|--|---------------------------------------|----------|
| | | | | Nombre | Poids |
| laves à matrice cohésive | Rieu Sec | 17 | 80 |]40-80] |]40-80] |
| | | 25 | 80 |]40-80] |]40-80] |
| | St Martin | 15 | 80 |]20-40] |]20-40] |
| laves à matrice granulaire | Pousset | 35 | 160 |]40-80] |]80-160] |
| | St Martin | 39 | 80 |]20-40] |]20-40] |
| | St Antoine ⁽²⁾ | 60 | 80 |]20-40] |]40-80] |
| | Boscodon | 26 | 80 |]20-40] |]20-40] |
| | | 37 | 80 |]20-40] |]40-80] |
| Sainte Elisabeth | 18 | 320 |]40-80] |]80-160] | |
| Base de lave | Rieu Sec | 46 | 80 |]20-40] |]20-40] |
| | | 81 | 80 |]20-40] |]20-40] |

⁽¹⁾ Afin de rester cohérent avec l'étude de la fraction inférieure à 20 mm, la distribution granulométrique de la fraction supérieure à 20 mm est établie en fonction de la largeur des blocs.

⁽²⁾ Pour compléter l'étude, un échantillon a été prélevé dans le torrent du Saint-Antoine (Modane, Savoie)

Si elle représente une fraction minoritaire du corps de lave dans le cas du Rieu Sec, elle constitue dans le cas du Saint-Antoine l'essence même du corps de lave, la matrice se trouvant alors en proportions infimes. En règle générale, l'importance de la fraction supérieure à 20 mm dans le corps de lave augmente dans les laves torrentielles à matrice granulaire par rapport aux laves torrentielles à matrice cohésive.

La distribution de la fraction grossière traduit la grande hétérométrie des dépôts de laves torrentielles à matrice cohésive, qui présentent une granulométrie plus étendue. L'influence en poids des fractions grossières est très importante et est mise en évidence par les courbes granulométriques (figure 18 à 26, annexe III-2-B). L'observation des courbes granulométriques ainsi complétées valide également les critères distinctifs établis sur le matériau écrêté à 20 mm.

b) Résultats tirés de l'analyse d'images

Les observations de la fraction grossière par analyse d'images permettent d'élargir le spectre d'étude vers des fractions de plus grandes dimensions (logiciel VISILOG4). Le diamètre des plus gros blocs identifiés dans le corps d'une lave est de 120 cm, mais l'essentiel de la fraction grossière se concentre dans la classe granulométrique]16-32] cm (tableau 3-7). La densité de distribution des éléments dans les autres classes est beaucoup plus variable en fonction des dépôts étudiés.

Tableau 3-7 : densité de distribution ⁽¹⁾ de la fraction grossière des corps de lave

| Identification du dépôt | Localisation | Classes granulométriques (cm) | | | | | |
|-------------------------|------------------|-------------------------------|-------|--------|---------|---------|----------|
| | | <=4 |]4-8] |]8-16] |]16-32] |]32-64] |]64-128] |
| Corps | Sainte Elisabeth | 0 | 0.03 | 1.25 | 2.04 | 0 | 0 |
| Corps | Pousset | 0 | 0 | 0.1 | 1.22 | 2 | 0 |
| Corps | Tuebi | 0 | 0 | 0.22 | 2.14 | 0.95 | 0 |
| Corps | Rieu Sec | 0.32 | 0.1 | 0.54 | 1.39 | 1.3 | 0 |
| Corps | Bragousse | 0 | 0 | 0 | 0.82 | 0.28 | 2.23 |

⁽¹⁾ la densité de distribution représente le rapport entre la fraction relative et la largeur de classe, la fraction relative étant définie par le rapport entre la fraction absolue de chaque classe sur la fraction totale des classes.

1.1.3.7 Variabilité latérale de la matrice de laves torrentielles

La schématisation d'une bouffée de lave torrentielle (figure 3-1) montre que le matériau n'est ni homogène ni continu. Nous avons donc voulu évaluer plus précisément cette variabilité, en étudiant des échantillons prélevés en différents sites du bourrelet.

Afin d'évaluer le degré de variation des caractéristiques granulométriques des laves torrentielles, nous avons profité de certains sites morphologiques favorables. Dans certains cas en effet, notamment lorsque le front de lave a été stoppé lors de la propagation par diminution de la contrainte de cisaillement, le corps de lave retenu en arrière peut former un bourrelet relativement allongé en remontant vers l'amont. Dans ces circonstances, étant donné la continuité du bourrelet qui traduit l'unité du dépôt observé, il nous a été possible de prélever différents échantillons, allant d'une dizaine de mètres à près de 40 mètres à l'amont du front de lave.

Les matrices des échantillons situés les plus à l'aval du dépôt (au niveau du front) sont moins grossières que celles du corps même de la lave (figure 3-7), et les dépôts sont également moins hétérométriques, renfermant peu de gros blocs (taille supérieure à 20 cm). Pour les particules de taille inférieure à 50 µm, les proportions relatives sont globalement identiques quelque soit le lieu de prélèvement.

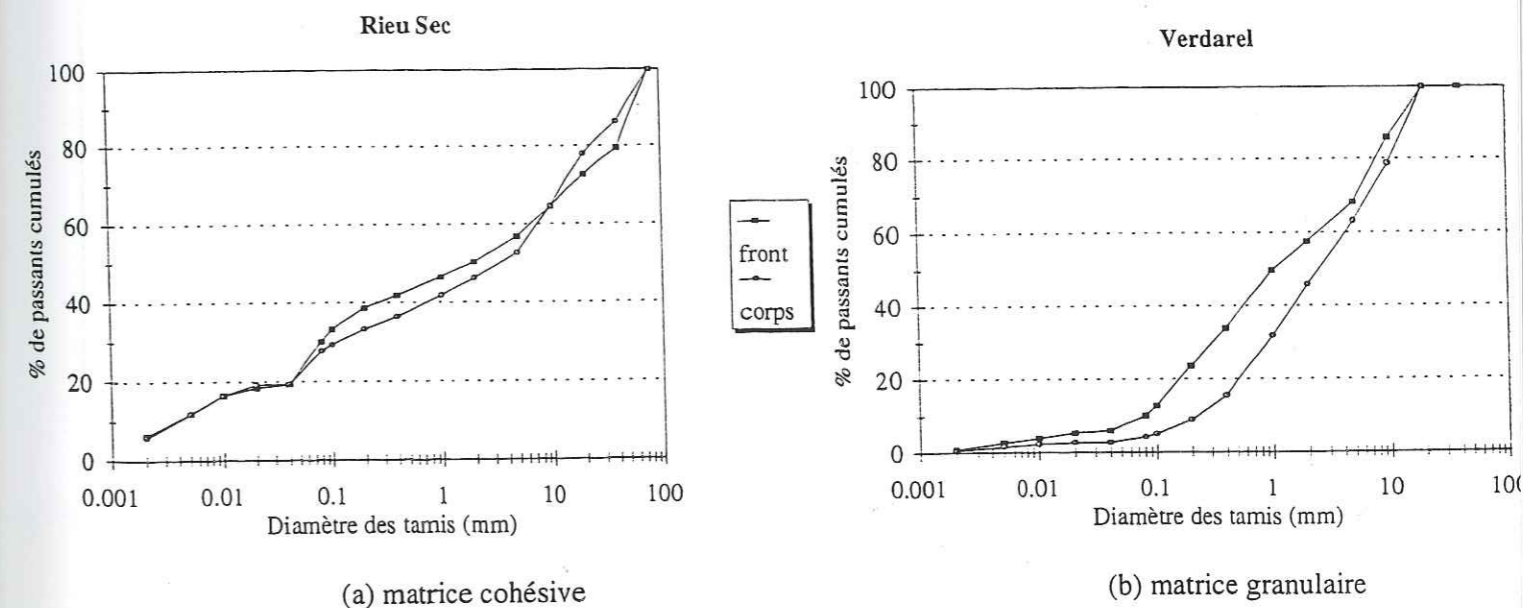


Figure 3-7 : courbes granulométriques comparatives d'une même lave torrentielle -a) laves torrentielles à matrice cohésive -b) laves torrentielles à matrice granulaire

En avant du front caillouteux des laves, dans certaines niches devant les gros blocs, on observe un sable vaseux, qui semble être la matrice lessivée de la lave torrentielle (figure 3-8). C'est un dépôt fin (90% de particules de taille inférieure à 400 µm), qui est généralement saturé et n'a aucune portance

en raison de la teneur en eau élevée. Les caractéristiques granulométriques de ce dépôt ne peuvent être assimilées à aucun type de dépôt torrentiel étudié par ailleurs (caractéristiques granulométriques du front essoré présentées dans les tableaux 3-3 et 3-5).

Dans le cas de laves à matrice granulaire observées, ce dépôt présentait de la thixotropie, c'est-à-dire qu'il perdait sa cohésion lorsqu'il était sollicité mécaniquement.

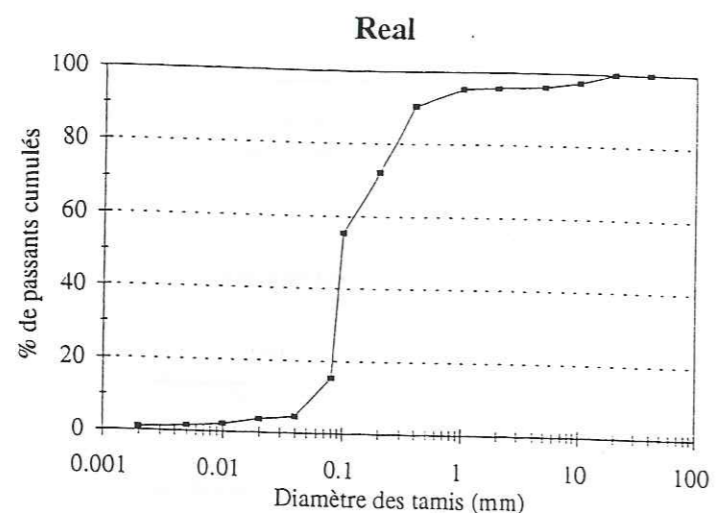


Figure 3-8 : courbe granulométrique d'un front essoré de lave torrentielle

1.1.3.8) Variabilité verticale des dépôts de laves torrentielles

La figure 3-9 illustre bien cette variabilité verticale, qui se traduit par l'existence, au-dessus du corps de lave sensu stricto, d'une carapace, qui constitue la prolongation vers l'amont du front de la lave torrentielle. En réalisant une observation horizontale à trois niveaux du dépôt, on observe certaines différences dans la distribution des blocs et cailloux. Ainsi, nous avons pu effectuer cette opération sur un dépôt de lave du torrent de la Maiola (Alpes de Haute Provence). La proportion de la classe]0-10] cm augmente de la partie haute vers la base du dépôt alors qu'on observe une évolution inverse des fractions supérieures à 20 cm. Cette étude montre l'enrichissement global des parties supérieures de la lave en éléments grossiers.

La texture de l'accumulation superficielle de blocs varie en fonction de l'âge et du remaniement éventuel du dépôt par l'écoulement torrentiel. Ainsi, elle va d'une texture openwork pour les dépôts lessivés à une texture semi-ouverte pour les dépôts plus récents, dans lesquels les blocs sont revêtus d'un placage matriciel.

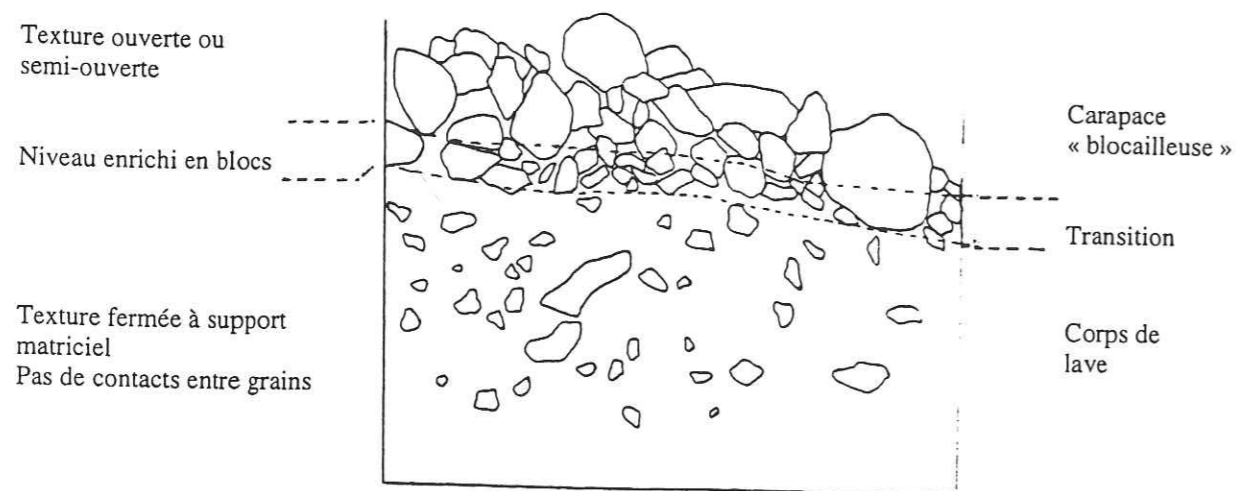


Figure 3-9 : coupe verticale d'un bourrelet de lave torrentielle

1.1.3.9) Evolution de distribution de la fraction grossière entre front et corps de lave

a) Résultats tirés de l'analyse d'images

L'étude comparative des fractions grossières (en moyenne supérieures à 4 cm) des différents dépôts torrentiels traduit en général une distribution unimodale centrée sur la classe granulométrique]16-32] cm. Toutefois, on observe une hétérogénéité de la distribution de densité en fonction de la localisation de la portion étudiée dans le bourrelet de lave torrentielle (tableau 3-8).

Ainsi, il est fréquent que le front soit plus grossier que la carapace qui ne renferme généralement pas de très gros blocs métriques. Toutefois, la distribution des tailles de blocs dans la carapace respecte globalement celle des fronts de laves correspondantes (tableau 3-8). Ainsi, pour un même dépôt de lave torrentielle, la distribution granulométrique entre front et carapace de lave traduit un enrichissement de la fraction]32-64] cm dans le front par rapport à la carapace de blocs, qui n'est toutefois pas dépourvue de ces éléments grossiers.

De plus, les carapaces de laves à matrice granulaire sont généralement moins grossières et moins hétérométriques que celles des laves à matrice cohésive.

Tableau 3-8 : densité de distribution de la fraction grossière

| Identification du dépôt | Localisation | Classes granulométriques (cm) | | | | | |
|-------------------------|--------------|-------------------------------|-------|--------|---------|---------|----------|
| | | <=4 |]4-8] |]8-16] |]16-32] |]32-64] |]64-128] |
| Carapace | Tuebi | 0 | 0 | 0.07 | 0.73 | 1.06 | 1.46 |
| Carapace | Ravoire | 0 | 0 | 0.03 | 0.53 | 1.93 | 0.84 |
| Carapace | Real | 0 | 0.06 | 0.99 | 2.27 | 0 | 0 |
| Carapace | St Martin | 0 | 0.15 | 0.44 | 2.73 | 0 | 0 |
| Carapace | Rieu Sec | 0 | 0.17 | 0.68 | 1.47 | 1 | 0 |
| Carapace | Rieu Sec | 0 | 0.02 | 0.64 | 2.44 | 0.22 | 0 |
| Carapace | Verdarel | 0 | 0 | 0.7 | 2.16 | 0.46 | 0 |
| Carapace | Claret | 0 | 0.02 | 0.9 | 2.17 | 0.23 | 0 |
| Carapace | Claret | 0 | 0.33 | 2.09 | 0.91 | 0 | 0 |
| Carapace | Claret | 0 | 0.14 | 1.89 | 1.29 | 0 | 0 |
| Carapace | Claret | 0 | 0 | 0.65 | 1.85 | 0.82 | 0 |
| Carapace | Pousset | 0 | 0 | 0.02 | 0.08 | 3.23 | 0 |
| Carapace | Salso Moreno | 0 | 0.03 | 0.26 | 1.02 | 1.06 | 3.32 |
| Carapace | Pousset | 0 | 0.15 | 0.63 | 2.54 | 0 | 0 |
| Carapace | Pousset | 0 | 0 | 0 | 0.06 | 0.37 | 2.9 |
| Front | Tuebi | 0 | 0 | 0.05 | 0.94 | 2.33 | 0 |
| Front | Real | 0 | 0.05 | 1.21 | 2.07 | 0 | 0 |
| Front | Real | 0 | 0.02 | 0.32 | 1.87 | 1.11 | 0 |
| Front | Ravoire | 0 | 0 | 0 | 0.29 | 1.73 | 1.3 |
| Front | Ravoire | 0 | 0 | 0.19 | 0.9 | 2.23 | 0 |

Il apparaît donc une différenciation dans le matériau déposé, qui tend à montrer que plus la charge de blocs transportée est importante, plus la fraction inférieure à 20 mm est hétérogène et constituée d'un mélange de sables, graviers, cailloux, limons et argiles.

b) Granulométrie en ligne : étude d'une lave torrentielle du Sainte Elisabeth

Le dépôt étudié correspond à une bouffée de lave torrentielle qui est venue mourir contre la berge rive droite du torrent, laissant un bourrelet caractéristique au lobe frontal bien identifiable. Douze tracés linéaires, tirés à la surface du dépôt, ont été définis de l'aval (front) vers l'amont, et nous avons considéré les blocs dont la longueur intersectée était supérieure à

20 mm. Ces mesures ont permis de réaliser des courbes granulométriques pondérées en fonction des longueurs d'intersection mesurées.

Les lignes les plus à l'aval (front de lave, n°1 à 6) comportent un matériau relativement trié, avec une très nette prédominance de la classe granulométrique]16-32] cm (plus de 55-60% des blocs appartiennent à cette classe). Les lignes plus à l'amont (n°7 à 12), qui constituent le corps de lave sensu stricto, présentent un matériau plus hétérogène, avec prédominance des classes]8-16] cm et]16-32] cm.

Deux tendances assez nettes se détachent donc de cette étude (figure 3-10) :

- la densité de distribution de la classe]16-32] cm diminue de manière irrégulière du front vers l'arrière du dépôt (la densité de distribution relative passe de 2 à 0.5) ;
- la densité de distribution de la classe]4-8] cm augmente régulièrement du front vers l'arrière (la densité de distribution passe de 0 à 0.9).

L'évolution des deux autres classes granulométriques est beaucoup moins marquée. Les éléments de la classe]32-64] cm sont souvent absents d'une ligne de mesure. Les éléments de la classe]8-16] cm sont globalement plus abondants dans les lignes représentant le corps de lave, même si l'évolution de leur distribution est irrégulière.

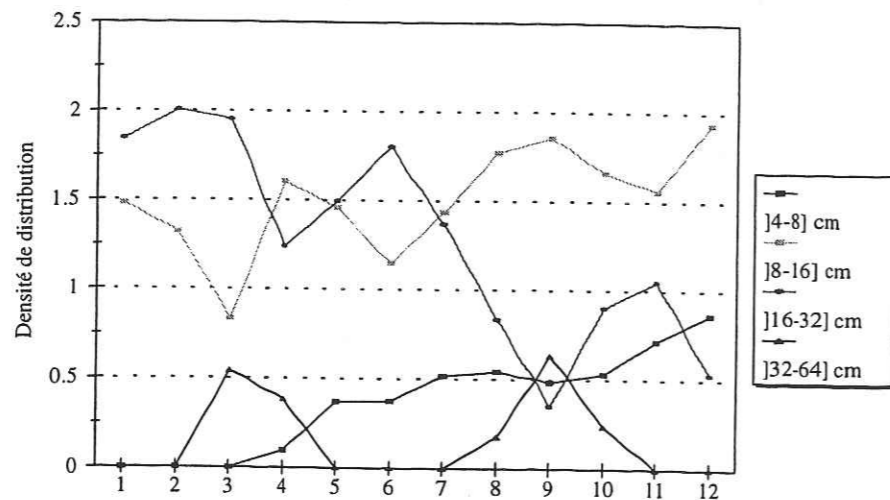


Figure 3-10 : densité de distribution par classe granulométrique, pour chaque ligne de mesure

On peut donc retenir de cette étude que la transition entre le front et le corps de lave s'exprime par une augmentation de la proportion des éléments des petites classes granulométriques, ainsi que par un accroissement du nombre moyen d'éléments composant la fraction grossière.

1.1.3.10) Front de lave

Le lobe frontal, constitué d'un empilement chaotique de blocs, est un signe particulier caractéristique des dépôts de laves torrentielles. Ces blocs constituent un empilement à texture ouverte (blocs propres dont l'espace intergranulaire est dépourvu de matrice).

Il apparaît généralement que la taille moyenne des blocs observés dans les fronts de laves torrentielles à matrice granulaire est moins importante que celle des laves torrentielles à matrice cohésive. Ainsi, la distribution des blocs retrouvés dans les carapaces et fronts des laves à matrice granulaire du Verdarel, du Sainte Elisabeth et du Real est relativement homométrique, la taille moyenne des blocs étant comprise entre 20 et 30 cm.

Pour les laves torrentielles à matrice cohésive, les blocs sont généralement plus volumineux, atteignant fréquemment 50 cm, mais la distribution des tailles est plus hétérométrique.

Nous avons cherché l'explication de cette caractéristique granulométrique du front de lave torrentielle dans la géologie du bassin versant. Au regard du tableau 2-13, il s'avère que trois des bassins versants

généralant des laves torrentielles à matrice granulaire ont un substratum constitué essentiellement de roches détritiques relativement grossières (grès, conglomérats), alors que le cadre géologique des autres bassins versants est marqué par la présence de roches calcaires qui présentent parfois un faciès très massif (Tithonique par exemple).

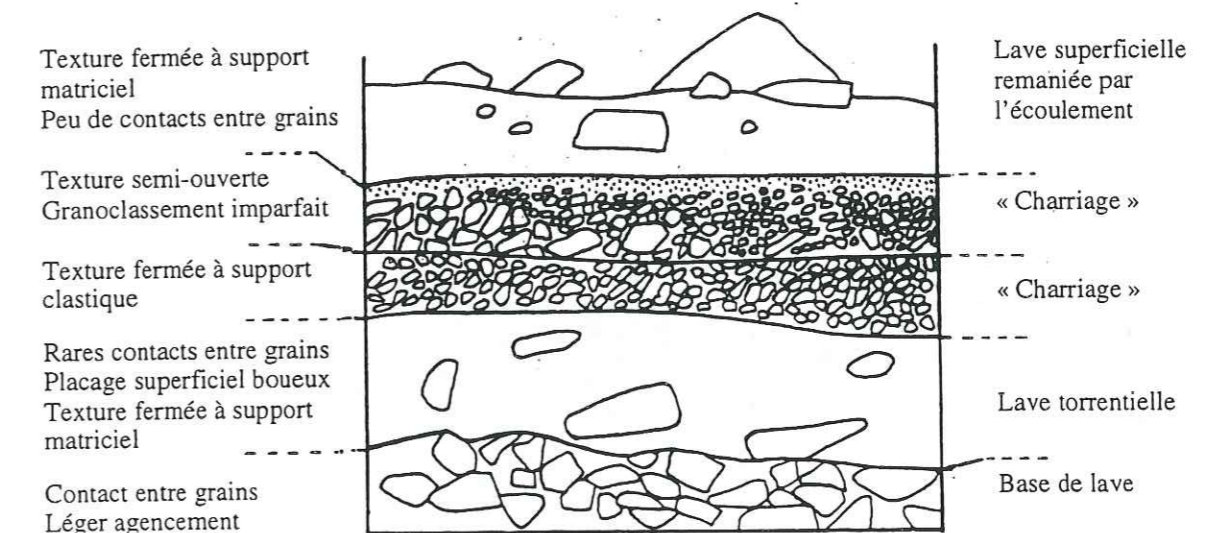
Dans certains bassins versants produisant des laves à matrice cohésive, nous avons pu également observer des dépôts correspondant à l'autre catégorie de lave. Par contre, nous n'avons pas observé la situation inverse. Dans un bassin versant constitué de roches détritiques, donnant des formations superficielles plutôt sableuses, la matrice formée sera toujours assez riche en sable en raison de la faible proportion d'argiles et de silts disponibles, et sera donc celle d'une lave « granulaire ».

Par contre, en fonction de l'intensité de l'écoulement, la compétence des matrices dans les bassins versants à roches marno-calcaires pourra varier et devenir très importante en proportion du pourcentage de fines mobilisées. Lorsque la matrice est relativement riche en limons et argiles, une lave torrentielle à matrice cohésive est initiée, qui a la capacité de transporter de très gros blocs.

Il est toutefois intéressant de signaler le cas du torrent du Pousset, situé dans la zone briannonnaise. Il est constitué à 100% de roches silico-alumineuses (schistes, grès et moraines), et produit des laves à matrice cohésive. Dans ce cas, l'altération des schistes produit des fines en quantité suffisante pour former la matrice d'un écoulement riche en petites particules, qui peut transporter de gros blocs de grès.

Il apparaît donc bien que la typologie de la lave observée dans un bassin versant est liée au contexte géologique des zones d'initiation, qui influence particulièrement la granulométrie du front et celle de la matrice des laves.

1.1.3.11) Dépôts particuliers associés aux laves torrentielles



14 cm

Figure 3-11 : coupe verticale de berge représentant des dépôts successifs de laves torrentielles et d'écoulement torrentiel

Ces dépôts ont rarement été identifiés, ce qui diminue la qualité représentative des essais effectués. Quand ils l'ont été, ils se situaient le plus souvent au pied des berges torrentielles incisées et rafraîchies par le torrent.

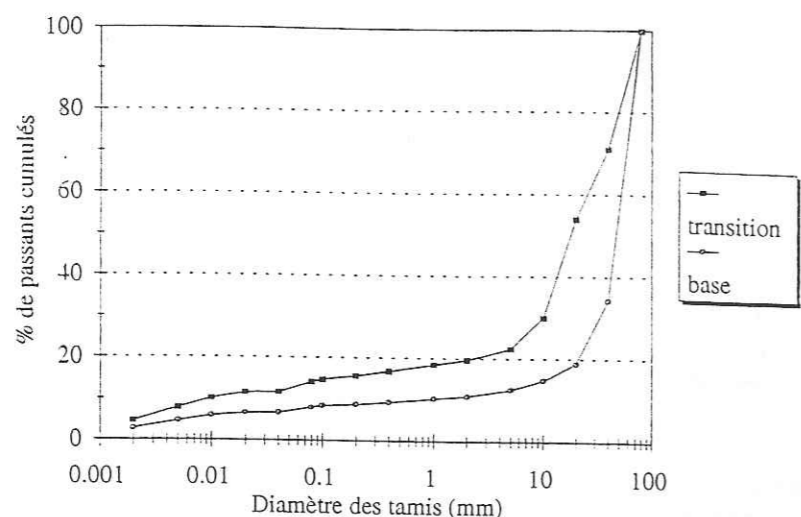


Figure 3-12 : courbe granulométrique de base de lave

En pied de berge, nous avons pu observer deux types de dépôts :

- des dépôts propres en surface, formés essentiellement de petits blocs et cailloux. Toutefois, une fois décapé cet horizon superficiel, on retrouve une formation hétérogène, cohérente, présentant une texture fermée à support matriciel⁽¹⁾. Ces dépôts correspondent à des dépôts de laves torrentielles lessivés en pied de berge par l'écoulement torrentiel ;
- des dépôts riches en graviers, présentant une texture fermée à support clastique⁽²⁾. Ces niveaux grossiers relativement pauvres en matrice (figure 3-11) n'ont pas la même structure que les corps de laves puisque les grains sont en contact, et sont arrangés selon une accumulation assez lâche et peu compacte. De plus, les cailloux grossiers peuvent être alignés et aplatis dans le sens de l'écoulement (figure 3-13).

Si elles sont riches en graviers et cailloux, présentant ainsi une courbe relativement triée enrichie dans les classes granulométriques supérieures à 4 mm (figure 3-12), ces « bases de laves » ont une matrice plus fine, définie comme un limon sablo-argileux ou argilo-sableux dans le triangle de Jamagne.



Figure 3-13 : berge basse torrentielle avec base orientée (Salso Moreno, Alpes Maritimes)

¹ les vides entre les particules sont totalement comblés par la matrice, et les particules ne sont pas en contact.
² les vides entre les particules sont totalement comblés par la matrice, mais les particules se touchent.

Le passage entre ces niveaux inférieurs graveleux et le corps de lave est transitoire, ce qui nous conduit à rattacher ces niveaux particuliers aux dépôts de laves torrentielles, plutôt qu'à des dépôts de charriage. Toutefois, la formation de ces dépôts reste inexpliquée. Deux hypothèses sont avancées :

- la lave torrentielle en propagation, constituée d'un corps visqueux monophasique, pousse par devant elle cailloux et blocs qui se trouvaient auparavant dans le chenal ;
- l'écoulement peut débiter par une phase moins grossière de type écoulement chargé ou charriage hyperconcentré qui constitue une base au dépôt de lave torrentielle ultérieur.

N.B : la seconde hypothèse semble toutefois moins plausible en raison des conditions de formation et des caractéristiques d'écoulement des laves torrentielles.

1.1.4) Alluvions et dépôts intermédiaires

1.1.4.1) Descriptions générales

Les alluvions tapissent le fond des chenaux des différents torrents. Ce sont des formations relativement homogènes, même si les alluvions torrentielles ne sont pas très bien triées en comparaison des alluvions fluviales. Ce sont des dépôts non consolidés qui ne se développent pas en épaisseur et constituent des matériaux facilement mobilisables disponibles dans le chenal.

Les domaines des alluvions et des laves torrentielles sont bien distincts, mais on a pu observer entre ces deux types extrêmes d'écoulement torrentiel différents dépôts qui traduisent des écoulements en régime transitoire chargé. Nous les avons nommés dépôts intermédiaires et présentés en 1.1.2.

1.1.4.2) Caractéristiques de la fraction inférieure à 20 mm

Les dépôts intermédiaires se rapprochent de par leurs caractéristiques granulométriques de certaines laves à matrice granulaire, et pourtant leurs textures et structures ne sont pas identiques.

Les grains sont en contact, mais la matrice est relativement peu abondante (figure 3-14), ce qui confère une texture semi-ouverte (les grains se touchent, mais les vides ne sont que partiellement comblés par la matrice). De plus, les grains sont agencés de façon relativement compacte, ce qui laisse supposer qu'ils n'ont pas été transportés en masse mais remaniés par l'écoulement. Toutefois, l'orientation préférentielle générale est très peu marquée, voire absente ; quelques cailloux et blocs de forme allongée semblent pointer vers l'avant.

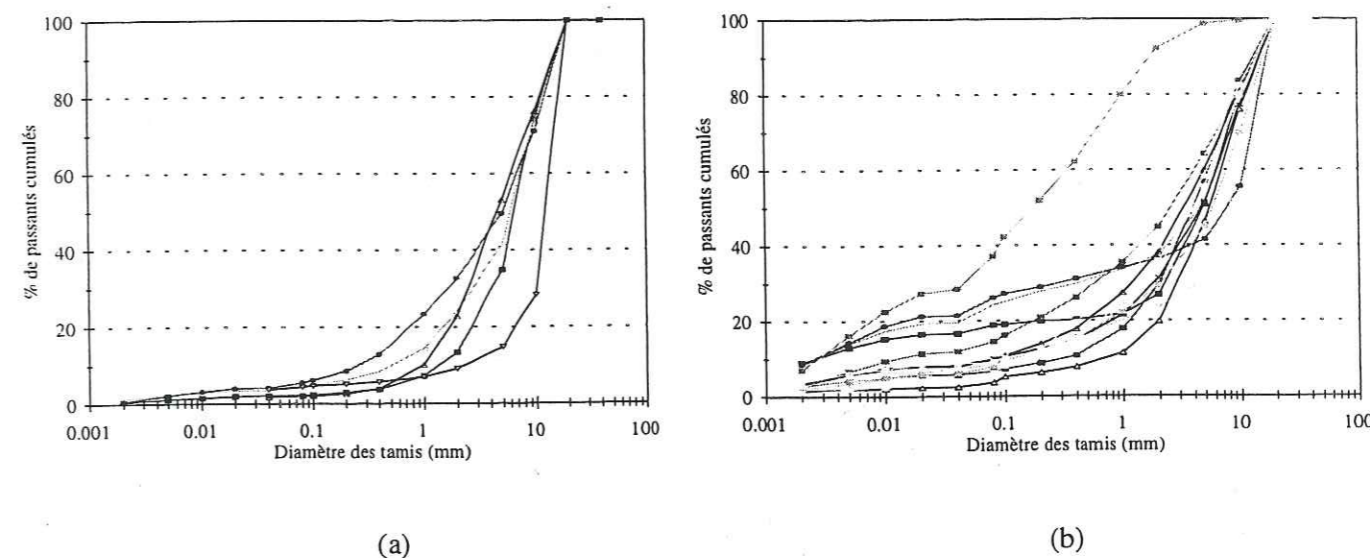


Figure 3-14 : courbe granulométrique d'alluvions (a) et de dépôts intermédiaires (b)

Ces dépôts peuvent se trouver au toit de berges de laves torrentielles, ce qui laisserait supposer qu'ils se sont faits immédiatement après le passage de la lave.

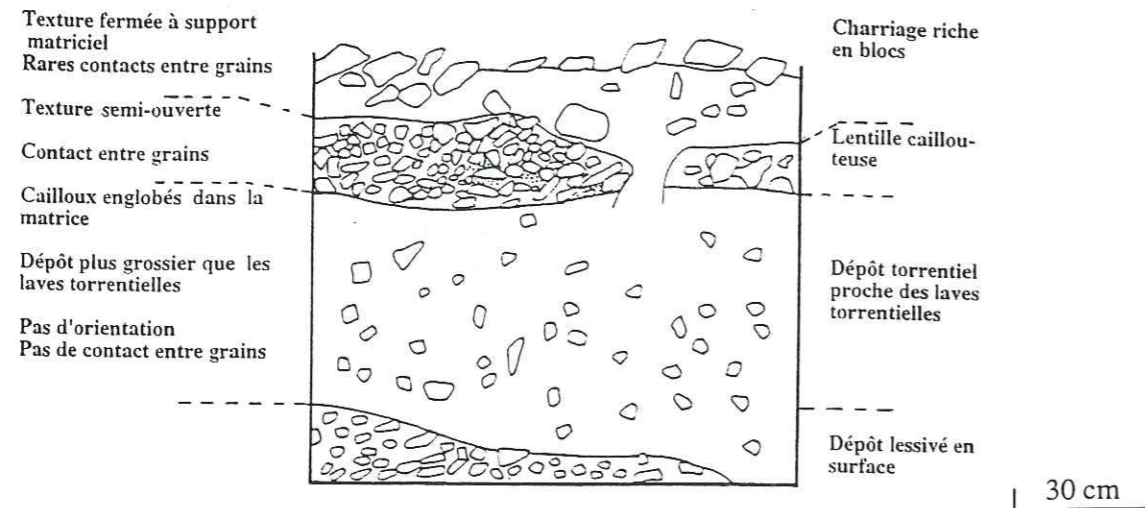


Figure 3-15 : coupe verticale de berge torrentielle

Les coefficients caractéristiques définis à partir des courbes granulométriques sont propres à ces dépôts qui sont moyennement triés (tableau 3-9), et globalement plus grossiers que les laves torrentielles. Les alluvions torrentielles sont encore plus triés que les dépôts intermédiaires et représentent un matériau plus riche en graviers (échantillon du torrent de la Maiola, tableau 3-9). Toutefois, il n'est pas possible, en l'état actuel de nos connaissances, de connaître l'évolution générale du tri granulométrique entre les dépôts intermédiaires et les alluvions d'un même bassin versant pour les différents bassins étudiés.

Tableau 3-9 : coefficients granulométriques caractéristiques des alluvions et dépôts intermédiaires

| | | S ₀ | D ₅₀ |
|-----------------------|--------------|----------------|-----------------|
| Dépôts intermédiaires | Pousset | 22.2-41.7 | 0.2-2.5 |
| | Boscodon | 3.9-8.5 | 3.8-6 |
| | Real | 4.6-13.1 | 3-8 |
| | Maiola | 5 | 5 |
| | Salso Moreno | 7.1-8.2 | 3.4-4.9 |
| | Ravoire | 6.4 | 3 |
| Alluvions | Verdarel | 6.6 | 5.2 |
| | Tuebi | 4.9 | 6.1 |
| | Maiola | 1.6 | 11.2 |

Les valeurs de l'indice de Trask calculées (tableau 3-9) sont différentes de celles référencées dans le tableau 3-10, notamment en ce qui concerne les dépôts intermédiaires, qui, à l'image des échantillons de laves torrentielles, semblent beaucoup plus hétérogènes dans nos bassins versants torrentiels.

Tableau 3-10 : comparaison de l'indice de triage des dépôts torrentiels (d'après Sauret et Colas, 1985)

| Source | S ₀ | | |
|--|-----------------------|------------------|---------|
| | Nombre d'échantillons | Valeurs extrêmes | Moyenne |
| Bull (1964) ⁽¹⁾ | 16 | 2.6-5 | 4 |
| Bull (1964) ⁽²⁾ | 36 | 1.1-4.8 | 1.8 |
| Scott et Gravlee (1968) in Costa et Jarrett (1981) ⁽²⁾ | 31 | 1.5-3.4 | 1.9 |
| Stewart et Lamarche (1967) in Costa et Jarrett (1981) ⁽²⁾ | 9 | 1.4-4.9 | 2.7 |

⁽¹⁾ Dépôts intermédiaires ⁽²⁾ Alluvions torrentielles

L'identification de la matrice de ces dépôts dans le triangle de Jamagne (tableau 3-11) les situe entre les laves à matrice granulaire (matrice sableuse) et les laves à matrice cohésive (matrice essentiellement limono-sableuse). Ils recourent les domaines des laves torrentielles précédemment étudiées, sans pour autant véritablement définir une classe à part entière.

Tableau 3-11 : caractéristiques granulométriques des matrices (< 2 mm) des alluvions et dépôts intermédiaires

| | Bassin versant | % argile (< 2µm) | % limon (2-50µm) | % sable (50µm-2mm) |
|-----------------------|----------------|---------------------|------------------|--------------------|
| | | Etendue des valeurs | | |
| Dépôts intermédiaires | Pousset | 6.9-7.7 | 19.9-25.6 | 66.7-73.2 |
| | Boscodon | 7.5-22.4 | 5.4-32.5 | 45-87.1 |
| | Real | 3-8.9 | 9.6-32.9 | 58.2-87.4 |
| | Maiola | 33.5 | 29.8 | 36.7 |
| | Salso Moreno | 8.5-9.9 | 10.9-16.6 | 73.5-80.5 |
| | Ravoire | 15.1 | 20.4 | 64.6 |
| Alluvions | Verdarel | 2 | 10.6 | 87.4 |
| | Tuebi | 5.2 | 10.6 | 84.3 |

1.1.4.3) Analyse de la fraction grossière (supérieure à 20 mm)

a) Résultats de l'analyse d'images

Le nombre étudié d'échantillons de ces dépôts est relativement faible en raison de leur inadéquation avec la méthode d'analyse. En effet, ce procédé permet de détecter de façon certaine les blocs de taille supérieure à 8 cm. En-deçà, la proximité des petits blocs et leur faible taille font qu'ils ont tendance à être éliminés lors de l'interprétation automatique par ordinateur. Dans le cas de ces dépôts, dans lesquels les éléments de taille comprise entre 2 et 8 cm sont abondants, il était donc délicat de conduire cette étude sur un grand nombre d'échantillons.

Tableau 3-12 : densité de distribution de la fraction supérieure à 20 mm

| Identification du dépôt | Localisation | Classes granulométriques (cm) | | | | | |
|-------------------------|--------------|-------------------------------|-------|--------|---------|---------|----------|
| | | <=4 | [4-8] | [8-16] | [16-32] | [32-64] | [64-128] |
| Alluvions (chenal) | Tuebi | 0 | 1.31 | 2.01 | 0 | 0 | 0 |
| | Tuebi | 0 | 2.3 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| | Maiola | 0 | 3.02 | 0.3 | 0 | 0 | 0 |

Toutefois, dans certaines conditions, nous avons pu réaliser des photographies suffisamment rapprochées pour que les fractions soient toutes étudiées. L'étude de dépôts alluvionnaires traduit la nette prédominance de la classe [4-8] cm, et l'absence de particules de taille supérieure à 16 cm (tableau 3-12).

b) Granulométrie classique

Le pourcentage en poids de la fraction supérieure à 20 mm est très variable, et peut être très important. Toutefois, nous pouvons constater un regroupement des éléments de la classe [20-40] mm, qui est de loin la plus abondante, en nombre comme le plus souvent en poids également.

Tableau 3-13 : composition de la fraction grossière des dépôts intermédiaires

| Torrent | % en poids de la fraction > 20 mm | Diamètre maximal des blocs (mm) | Classe granulométrique dominante (mm) | |
|--------------|-----------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------|---------|
| | | | Nombre | Poids |
| Boscodon | 10 | 80 |]20-40] |]20-40] |
| Salso Moreno | 40 | 80 |]20-40] |]40-80] |
| | 17 | 80 |]20-40] |]20-40] |
| Tuebi | 55 | 80 |]20-40] |]20-40] |

1.1.5) Conclusion des études granulométriques des dépôts torrentiels

L'identification granulométrique en laboratoire des dépôts de laves torrentielles, complétée par l'observation des textures, a permis de mettre en évidence trois familles de dépôts torrentiels, les alluvions, les dépôts intermédiaires et les laves torrentielles, et au sein de ces dernières, deux groupes présentant une typologie distincte (tableau 3-14). Différents critères granulométriques équivalents permettent de distinguer les deux familles de laves torrentielles (tableau 3-14). Des critères distinctifs complémentaires permettent également d'identifier aisément les deux types de dépôts.

Tableau 3-14 : critères distinctifs des types de laves torrentielles

| Laves à matrice granulaire | Laves à matrice cohésive |
|--|--|
| Critères granulométriques relatifs au corps de lave, écrêté à 20 mm | |
| - de 16% d' < 20µm - de 18% d' < 40µm - de 20% d' < 50µm - de 24% d' < 100µm - de 30% d' < 200µm | + de 16% d' < 20µm + de 20% d' < 50µm + de 20% d' < 50µm + de 24% d' < 100µm + de 30% d' < 200µm |
| Critères distinctifs complémentaires | |
| Front relativement homométrique Taille moyenne des blocs 20-40 cm Front étalé, lobes aplatis | Front très hétérométrique et grossier Taille moyenne 20-80 cm Front plus haut, peu étalé |
| Matériau peu cohérent après dépôt, facilement lessivé en surface | Matériau très bien cimenté après dépôt |
| Matrice sableuse, pauvre en limons | Matrice sablo-limoneuse à limono-argileuse |
| Macroporosité | Microporosité |

Les coefficients de triage très variables d'un dépôt à l'autre, voire au sein d'une même lave torrentielle, traduisent des compositions granulométriques très différentes (tableau 3-15). Alors que les alluvions se situent dans un domaine assez restreint correspondant à ceux référencés par quelques auteurs, la composition des autres dépôts torrentiels (laves, dépôts intermédiaires) semblent beaucoup plus assujettie au cadre de l'étude, à la coupure granulométrique choisie, ainsi qu'au contexte de l'initiation. D'après les résultats que nous avons obtenus, il semble que le coefficient S_0 constitue un critère distinctif des deux familles de laves, la valeur $S_0=70$ marquant la transition entre laves à matrice granulaire et laves à matrice cohésive.

Tableau 3-15 : coefficients granulométriques caractéristiques en fonction de la typologie du dépôt torrentiel

| | Nombre | S_0 | | D_{50} | |
|----------------------------|--------|---------------------|---------|---------------------|---------|
| | | Etendue des valeurs | Moyenne | Etendue des valeurs | Moyenne |
| Laves à matrice cohésive | 22 | 70.7-1166.7 | 265.8 | 0.3-4.7 | 1.1 |
| Laves à matrice granulaire | 12 | 5.3-69.2 | 26.1 | 0.5-5.3 | 2.9 |
| Dépôts intermédiaires | 13 | 3.9-22.2 | 10.9 | 0.2-6 | 1 |
| Alluvions | 4 | 1.6-6.6 | 4 | 5.2-11.2 | 7.4 |
| Dépôts particuliers | 2 | 195.3-1627.4 | 911.4 | 0.4-8.4 | 4.4 |
| Front essoré | 1 | 2 | - | 0.1 | - |

La représentation de la matrice fine des laves torrentielles à matrice cohésive dans le triangle de Jamagne est relativement groupée, les dépôts correspondant pour majeure partie à des sables limoneux ou argileux, et à des limons moyen sableux (figure 3-16). Un échantillon un peu plus fin correspondant à un front de lave représente une argile sableuse. Si la nature de la matrice fine (< 2 mm) est un critère discriminant entre les deux types de laves torrentielles, ce n'est pas le cas entre les échantillons de laves à matrice granulaire et les alluvions pour lesquels la matrice fine représente un sable.

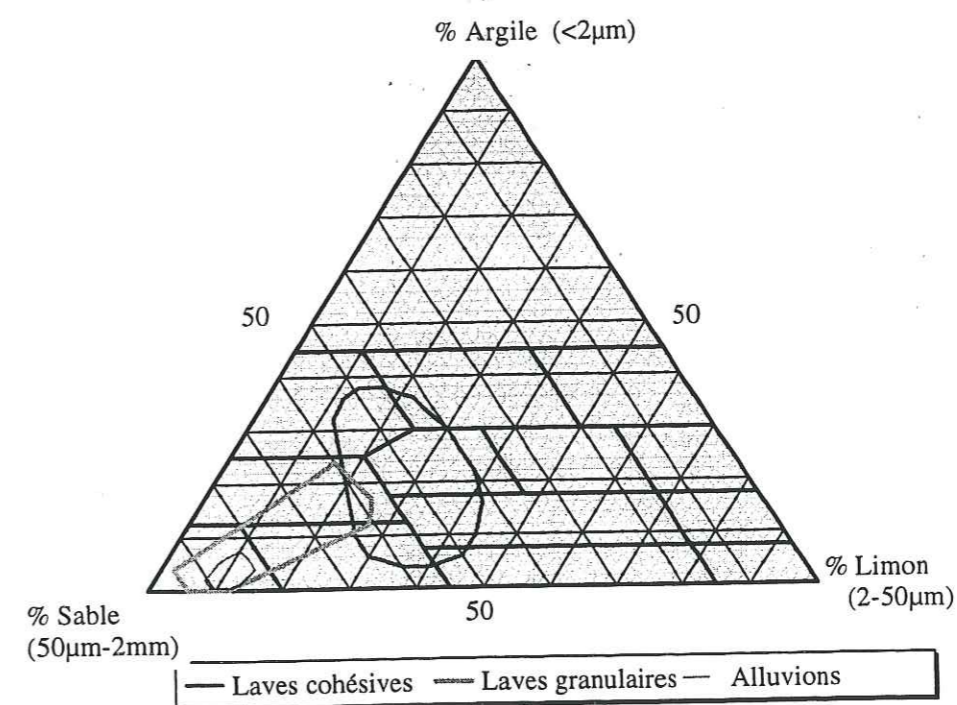


Figure 3-16 : représentation dans le triangle de Jamagne de la matrice fine des dépôts torrentiels

La proportion relative d'argiles des laves torrentielles à matrice cohésive est toujours comprise entre 8 et 35 % de la matrice fine (particules de taille inférieure à 2 mm), ce qui montre le faible pourcentage d'argiles dans la fraction de sol de taille inférieure à 20 mm (entre 3.8 et 15.4 %). Les laves à matrice granulaire et les alluvions représentent généralement des sables ou des sables limoneux avec moins de 12 % d'argiles dans la matrice, soit moins de 7.2 % par rapport au sol total (inférieur à 20 mm) pour les laves à matrice granulaire et moins de 1.3 % pour les dépôts alluvionnaires (tableau 3-16). La représentation des dépôts torrentiels intermédiaires est beaucoup plus variée, et s'étend entre le domaine des laves à matrice granulaire et celui des laves à matrice cohésive.

Tableau 3-16 : caractéristiques granulométriques des matrices de chaque type de dépôts torrentiels

| | Nombre | % argile (< 2 µm) | | % limon (2-50 µm) | | % sable (50µm-2mm) | |
|----------------------------|--------|---------------------|---------|---------------------|---------|---------------------|---------|
| | | Etendue des valeurs | Moyenne | Etendue des valeurs | Moyenne | Etendue des valeurs | Moyenne |
| Laves à matrice cohésive | 22 | 9.1-33.4 | 15.3 | 12.7-39.9 | 30.3 | 44-61.2 | 52.3 |
| Laves à matrice granulaire | 12 | 1.2-19.8 | 6.9 | 5.3-24.8 | 12.7 | 61.7-93.5 | 80.4 |
| Front essoré | 1 | 1.1 | - | 6 | - | 92.9 | - |
| Dépôts particuliers | 2 | 23.7-25.5 | 24.6 | 40.1-40.4 | 40.3 | 34.4-35.9 | 35.1 |
| Dépôts intermédiaires | 13 | 3.05-33.5 | 10.8 | 5.4-32.9 | 16.9 | 36.7-87.4 | 72.3 |
| Alluvions | 2 | 2-5.2 | 3.7 | 10.6-11 | 10.7 | 84.3-87.4 | 85.6 |

Cette faible proportion d'argiles dans ces matériaux induit des caractéristiques comportementales propres. En effet, le pourcentage d'argiles contrôle en partie la quantité d'eau nécessaire pour fluidifier le sol. Les observations réalisées sur ces laves torrentielles laissent à penser qu'une proportion d'argiles supérieure à 15% (partie supérieure du fuseau des laves à matrice cohésive) semble suffisante pour empêcher la mobilisation rapide des sols en laves torrentielles. Nous rappelons que sous le terme argile nous désignons la classe granulaire inférieure à 2 µm.

Le corps de lave sensu stricto représente un matériau hétérogène, renfermant quelques blocs (pouvant fréquemment atteindre 20 à 30 cm de longueur) et de nombreux cailloux disséminés dans la matrice. La proportion des éléments grossiers par rapport à la matrice est assez variable, et varie entre 50 et 80%.

La distribution de la fraction grossière est la mieux représentée par les résultats procurés par analyse d'images, car elle permet d'élargir le spectre d'études (tableau 3-17). La distribution des blocs est très variable en fonction de la nature des dépôts torrentiels : pour les alluvions, la classe la plus représentée est]4-8] cm et aucun bloc de taille supérieure à 16 cm n'a été détecté. Pour les laves torrentielles, quelque soit la localisation de la prise de vue, les classes dominantes sont]16-32] et]32-64] cm. Toutefois, il apparaît que dans l'ensemble, les fronts de blocs sont les plus grossiers, avec prédominance de la classe]32-64] cm. Dans les corps et carapaces de laves, c'est la classe]16-32] cm qui est la plus abondante, sans pour autant que la classe]32-64] cm soit absente. Toutefois, en s'éloignant du front de lave en remontant vers le corps, on observe une augmentation de la proportion des éléments de « petite taille » (4-16 cm).

Tableau 3-17 : valeurs moyennes et écart-type des densités de distribution des fractions grossières (> 20 mm)

| | Nombre d'échantillons | Moyenne des valeurs (en cm) | | | | | |
|-------------------------------|-----------------------|--------------------------------|-------|--------|---------|---------|----------|
| | | <=4 |]4-8] |]8-16] |]16-32] |]32-64] |]64-128] |
| Front de lave torrentielle | 5 | 0 | 0.01 | 0.35 | 1.21 | 1.48 | 0.26 |
| Corps de lave torrentielle | 4 | 0.08 | 0.03 | 0.22 | 1.39 | 1.13 | 0.56 |
| Carapace de lave torrentielle | 15 | 0 | 0.07 | 0.73 | 1.55 | 0.62 | 0.35 |
| Alluvions (chenal) | 3 | 0 | 2.21 | 1.1 | 0 | 0 | 0 |
| | Nombre d'échantillons | Ecart-type des valeurs (en cm) | | | | | |
| | | <=4 |]4-8] |]8-16] |]16-32] |]32-64] |]64-128] |
| Front de lave torrentielle | 5 | 0 | 0.01 | 0.35 | 1.21 | 1.48 | 0.26 |
| Corps de lave torrentielle | 4 | 0.14 | 0.04 | 0.2 | 0.48 | 0.62 | 0.97 |
| Carapace de lave torrentielle | 15 | 0 | 0.09 | 0.61 | 0.87 | 0.88 | 0.79 |
| Alluvions (chenal) | 3 | 0 | 0.7 | 0.7 | 0 | 0 | 0 |

1.2) Caractéristiques pétrophysiques des laves torrentielles

1.2.1) Identification pétrographique

Nous avons étudié les fractions supérieures à 20 mm restant dans le tamis sur le terrain, les fractions granulométriques 10-20 mm sur les tamisats, ainsi que les fractions 1-2 mm des tamisats à la loupe binoculaire.

1.2.1.1) Fraction supérieure à 20 mm

Pour les fractions granulométriques grossières du corps de lave, la diversité de nature des cailloux est très variable selon les bassins versants, et traduit la variété lithologique des zones d'initiation. Pour le Bragousse, le grand nombre de cailloux de nature différente reflète la complexité géologique du cirque de réception (tableau 3-18).

Si, lorsqu'on considère des lignes de mesure peu espacées, dessinées dans une zone de 1 m² de lave, la répartition des différents faciès semble aléatoire, la répartition granulométrique est généralement soumise à la lithologie. L'identification de la classe granulométrique dominante pour chaque faciès rend compte de leur résistance, de leur texture et de leur porosité.

Toutefois, dans le Bragousse, presque toutes les formations se trouvent dans la classe]20-40] mm, la classe]40-80] mm étant globalement très peu représentée. Cette situation exprime également l'importance de l'état de fracturation des roches des zones d'initiation.

Tableau 3-18 : étude pétrographique de la fraction supérieure à 20 mm

| Bassin versant | Identification de l'échantillon | Etude des cailloux | | Classe granulo dominante en fonction de la nature (mm) |
|------------------|---------------------------------|-----------------------|--------------|--|
| | | Nature pétrographique | Pourcentages | |
| Sainte Elisabeth | SE5(95) | Quartzite | 54 |]40-80] |
| | | Verrucano | 19 |]40-80] |
| | | Conglomérat houiller | 14 |]80-160] |
| | | Gypse | 2 |]40-80] |
| | | Schistes | 11 |]40-80] |
| Salso Moreno | S4(96) | Calcaires | 67 |]40-80] |
| | | Marnes | 33 |]40-80] |
| Tuebi | T1(96) | Calcaires | 72 |]40-80] |
| | | Marnes | 28 |]20-40] |
| | T2(96) | Calcaires | 70 |]20-40] |
| | | Marnes Calcite | 15 15 |]20-40] |
| Maiola | M1(96) | Calcaire fin | 7 |]40-80] |
| | | Calcaire sableux | 10 |]20-40] |
| | | Marnes | 83 |]20-40] |
| Boscodon | B2(96) B3(96) ⁽¹⁾ | Calcaire fin | 29 |]20-40] |
| | | Calcaire sableux | 11 |]20-40] |
| | | Marnes | 5 |]20-40] |
| | | Calcite | 28 |]20-40] |
| | | Dolomie | 7 |]20-40] |
| | | Argilite | 6 |]20-40] |
| | | Cargneules | 10 |]20-40] |
| | | Gypse | 11 |]20-40] |
| | 20 |]20-40] | | |
| | 22 |]20-40] | | |
| | 2 |]20-40] | | |
| | 0 | - | | |
| | 22 | 0 |]40-80] | |
| | | | - | |

⁽¹⁾ les résultats correspondants sont présentés en italique

1.2.1.2) Fraction 10-20 mm

Les graviers identifiés dans les différents dépôts torrentiels étudiés sont de nature très diverse, directement en rapport avec le contexte géologique des bassins versants. Calcaires, marnes, grès et quartzites sont les formations les plus fréquemment identifiées.

Certains échantillons ont une population relativement homogène et monogénique ; les échantillons du Real sont composés à 76% de grès grossiers et 30% de grès fins.

Pour différents échantillons d'un même torrent, on retrouve les mêmes faciès dans des proportions parfois peu variables (tableau 3-19).

Tableau 3-19 : comparaison (en %) de la composition pétrographique d'échantillons torrentiels (Ravoire de Pontamafrey, Savoie)

| Nature pétrographique | R12 | R13 | R14 |
|-----------------------|------|------|------|
| Calcaire | 22.5 | 15.2 | 33.3 |
| Dolomies | 0 | 1.3 | 2.2 |
| Conglomérats | 40 | 48.1 | 17.8 |
| Quartz | 0 | 2.5 | 4.4 |
| Schistes argentés | 12.5 | 2.5 | 4.4 |
| Schistes noirs | 20 | 20.3 | 28.9 |
| Schistes violets | 8.8 | 10.1 | 0 |
| Grès | 0 | 0 | 9 |
| Calcite | 7.5 | 0 | 0 |

1.2.1.3) Fraction 1-2 mm (observation à la loupe binoculaire)

L'étude des fractions 10-20 mm et 1-2 mm des mêmes échantillons montre une composition minéralogique identique, même si les proportions sont assez variables. La distribution des formations exprime généralement la différence de densité de fracturation de la roche mère initiale ainsi que sa résistance à l'altération. On trouve ainsi plus de marnes et schistes dans les fractions plus fines du sol, alors que le calcaire massif du Jurassique se trouvera essentiellement dans les fractions grossières. Fragments de bois et racines sont assez abondants dans la fraction 1-2 mm du sol.

1.2.2) Forme des grains et état de surface

1.2.2.1) Forme des grains

a) Fraction supérieure à 20 mm

Les cailloux sont généralement subarrondis à subanguleux, mais on observe de nombreux cailloux anguleux (tableau 3-20). Il y a très peu de cailloux arrondis.

Tableau 3-20 : répartition (%) des cailloux de taille supérieure à 20 mm, pour chaque classe granulométrique en fonction de leur forme

| Echantillon | | Classe granulométrique (mm) | A | SubA | SubR | R |
|----------------------------|----------------|-----------------------------|-----|------|------|----|
| Nature | Identification | | | | | |
| Dépôts intermédiaires | S4(96) |]20-40] | 25 | 25 | 50 | 0 |
| | |]40-80] | 29 | 46 | 17 | 8 |
| | |]80-160] | 0 | 100 | 0 | 0 |
| | T2(96) |]20-40] | 62 | 28 | 10 | 0 |
| | |]40-80] | 50 | 25 | 25 | 0 |
| | |]80-160] | 100 | 0 | 0 | 0 |
| B3(96) |]20-40] | 29 | 47 | 24 | 0 | |
| |]40-80] | 0 | 100 | 0 | 0 | |
| Laves à matrice cohésive | M1(96) |]20-40] | 0 | 70 | 30 | 0 |
| | |]40-80] | 0 | 75 | 25 | 0 |
| | T1(96) |]20-40] | 33 | 38 | 29 | 0 |
| | |]40-80] | 60 | 40 | 0 | 0 |
| Laves à matrice granulaire | B2(96) |]20-40] | 8 | 59 | 19 | 14 |
| | |]40-80] | 0 | 50 | 50 | 0 |
| | B1(96) |]20-40] | 39 | 39 | 15 | 7 |
| | |]40-80] | 0 | 75 | 25 | 0 |

A : anguleux ; subA : subanguleux ; subR : subarrondi ; R : arrondi.

b) Fraction 10-20 mm

La variabilité de la morphoscopie des grains ne permet pas de conclure sur l'usure spécifique suite au transport. En règle générale, les graviers sont subanguleux à subarrondis, les formes anguleuses et arrondies étant peu abondantes (tableau 3-21).

Tableau 3-21 : répartition (%) des grains de la fraction granulométrique 10-20 mm, en fonction de leur forme

| Echantillon | | Forme des grains | | | | | |
|----------------------------|----------------|------------------|----|------|------|----|-------|
| Nature | Identification | veryA | A | subA | subR | R | wellR |
| Laves à matrice cohésive | C7 | 8 | 81 | 2 | 8 | 0 | 1 |
| | S7 | 9 | 75 | 7 | 7 | 0 | 2 |
| | T11 | 0 | 21 | 35 | 34 | 10 | 0 |
| | B15 | 0 | 15 | 32 | 43 | 8 | 2 |
| | P10 | 0 | 5 | 33 | 57 | 5 | 0 |
| Dépôt particulier | RS1(96) | 0 | 22 | 42 | 35 | 1 | 0 |
| | RS2(96) | 9 | 39 | 24 | 28 | 0 | 0 |
| Laves à matrice granulaire | SEa(95) | 10 | 52 | 28 | 10 | 0 | 0 |
| | V11 | 11 | 61 | 6 | 14 | 4 | 4 |
| | V10 | 5 | 59 | 7 | 21 | 3 | 5 |
| Dépôt intermédiaire | P4(96) | 0 | 18 | 30 | 38 | 13 | 1 |

veryA : très anguleux ; A : anguleux ; subA : subanguleux ; subR : subarrondi ; R : arrondi ; wellR : très arrondi.

Les formes de grains ne sont pas significativement différentes entre les laves torrentielles et les dépôts intermédiaires. Ces deux mécanismes de transport n'affectent pas ou très peu la forme des grains, et celle-ci semble essentiellement refléter la forme des grains des formations superficielles des zones d'initiation.

1.2.2.2) Etat de surface

L'aspect de surface des grains et cailloux (observation des fractions 1-2 mm et 10-20 mm) révèle l'état d'altération, les grains observés présentant souvent une desquamation superficielle, de nombreuses tâches d'oxydes et des minéralisations diverses dans les microfissures. La plupart des grains de grès et conglomérats peuvent être désagrégés en surface à l'aide d'un stilet, formant ainsi une farine silto-sableuse. L'état d'altération des grains, qui doit avoir été faiblement affecté par l'écoulement (transport monophasique rapide), laisse penser que la matrice des laves torrentielles peut se développer in situ dans les pentes, sous l'effet des circulations hydriques et des conditions climatiques.

1.3) Les caractéristiques géotechniques et rhéologiques des dépôts torrentiels

1.3.1) Les limites d'Atterberg

1.3.1.1) Ordre de grandeur des limites d'Atterberg

La représentation des échantillons dans le diagramme de Casagrande (figure 3-17) est relativement homogène, définissant des limons ou des limons argileux faiblement plastiques⁽¹⁾. Quelque soit la nature du dépôt torrentiel étudié, le domaine de plasticité est relativement restreint (de l'ordre de 5-6% en moyenne). Les échantillons à matrice sableuse constituent des conditions limites de réalisation de cet essai, qui n'a pu être effectué dans 4 cas ; certains sols granulaires montrent toutefois des valeurs élevées identiques à celles des laves à matrice cohésive (tableau 3-22).

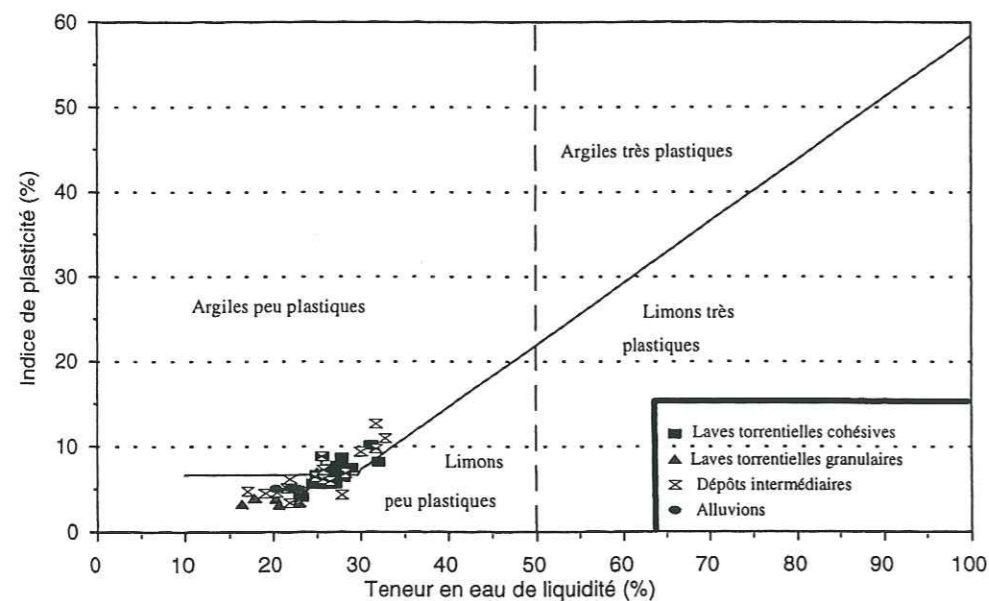


Figure 3-17 : représentation des dépôts torrentiels dans le diagramme de Casagrande

Les teneurs en eau de liquidité et plasticité sont relativement homogènes pour différents échantillons de même nature sur un bassin versant (tableau 3-22). Nous pouvons toutefois noter des écarts significatifs pour les laves du Boscodon, plus spécialement les laves à matrice granulaire. Dans ce cas, le pourcentage de particules de taille inférieure à 2 µm peut varier de 1.5 à 7.6% (par rapport au sol total), ce qui pourrait expliquer les variations importantes des limites d'Atterberg.

¹ On rappelle que cet essai est réalisé sur la fraction inférieure à 400 µm de l'échantillon.

Les limites de plasticité et de liquidité sont très faibles en comparaison des valeurs correspondant à des argiles pures (la limite de liquidité des argiles pures est comprise entre 35 et 100 %, en fonction de la nature minéralogique des argiles). La faible limite de liquidité indique que les forces entre particules sont peu importantes, et facilement annihilées par de faibles quantités d'eau. L'agencement chaotique des particules argileuses et leur faible abondance dans les dépôts contribue à cette faible teneur en eau de liquidité.

Tableau 3-22 : valeurs caractéristiques des limites d'Atterberg

| Torrent | W _L (%) | | W _P (%) | | IP (%) ⁽¹⁾ | | Activité ⁽²⁾ | | |
|----------------------------|---------------------|----------------|---------------------|------------|-----------------------|------------|-------------------------|------------|-----|
| | Etendue des valeurs | Valeur moy | Etendue des valeurs | Valeur moy | Etendue des valeurs | Valeur moy | Etendue des valeurs | Valeur moy | |
| Laves à matrice cohésive | Ravoire | 24.5-25.8 | 25.2 | 18.8-20 | 19.4 | 5.7-5.8 | 5.7 | 1-1.2 | 1.1 |
| | Claret | 26.2-28 | 27.1 | 19.8-21.5 | 20.7 | 6.4 | 6.4 | 1-1.3 | 1.2 |
| | Rieu Sec | 24.9-27.4 | 25.8 | 18.2-20.2 | 19.2 | 5.6-7.4 | 6.6 | 0.6-1.1 | 0.8 |
| | Pousset | 27.3-27.8 | 27.6 | 19.1-19.5 | 19.3 | 7.8-8.7 | 8.3 | 0.8-1.6 | 1.2 |
| | Saint Martin | 23.2 | - | 19.1 | - | 4.1 | - | 0.6 | - |
| | Boscodon | 25.6-28.9 | 27.3 | 16.7-21.4 | 19.1 | 7.5-8.9 | 8.2 | 1.1-1.2 | 1.1 |
| | Tuebi | 27-27.7 | 27.3 | 19.9-20 | 19.95 | 7-7.8 | 7.4 | 0.5-1.8 | 1.1 |
| | Salso Moreno | 31.1-32 | 31.6 | 21.3-23.8 | 22.6 | 8.2-10.2 | 9.2 | 0.9-1.2 | 1.1 |
| | Maiola | 27 | - | 21.4 | - | 5.6 | - | 0.5 | - |
| Laves à matrice granulaire | Rieu Sec | 25 | - | 18 | - | 7 | - | 1.8 | - |
| | Saint Martin | 25.2 | - | 18.3 | - | 6.9 | - | 3 | - |
| | Saint Antoine | ⁽³⁾ | - | - | - | - | - | - | - |
| | Verdarel | ⁽³⁾ | - | - | - | - | - | - | - |
| | Ste Elisabeth | 18-20.3 | 19.2 | 14-16.4 | 15.2 | 3.9-4 | 3.9 | 2.1-4.2 | 3.1 |
| | Boscodon | 16.5-31.7 | 24.1 | 13.2-21.9 | 17.6 | 3.3-9.8 | 6.1 | 0.8-1.8 | 1.3 |
| | Real | 20.7-22.9 | 21.8 | 17.5-19.5 | 18.5 | 3.2-3.4 | 3.3 | 0.5-0.6 | 0.6 |
| Dépôts particuliers | Rieu Sec | 30-31.7 | 30.8 | 19-20.6 | 19.8 | 9.4-12.7 | 11 | 0.9-1.1 | 1 |
| Dépôts intermédiaires | Pousset | 24.8-25.8 | 25.3 | 18.3-18.5 | 18.4 | 6.5-7.3 | 6.9 | 1-2.1 | 1.6 |
| | Boscodon | 17.1-26.5 | 21 | 12.3-20.5 | 15.8 | 4.5-6 | 5.2 | 1.5-3.2 | 2 |
| | Real | 22 | - | 18.6 | - | 3.4 | - | 1.6 | - |
| | Maiola | 32.8 | - | 21.8 | - | 11 | - | 0.8 | - |
| | Salso Moreno | 25.6-28.2 | 27 | 19.5-21.3 | 20.4 | 6.2-6.9 | 6.6 | 1.8-2.2 | 2 |
| | Ravoire | 27.8 | - | 4.36 | - | 4.4 | - | 0.8 | - |
| Alluvions | Claret | 22.1 | - | 16.9 | - | 5.2 | - | 10 | - |
| | Tuebi | 20.4 | - | 15.3 | - | 5.1 | - | 3.8 | - |
| | Verdarel | 22.9 | - | 17.9 | - | 5 | - | 7.5 | - |

⁽¹⁾ Indice de plasticité = W_L - W_P.

⁽²⁾ Activité de Skempton = IP/% d' < 2µm.

⁽³⁾ Echantillons sur lesquels le test n'a pas pu être réalisé.

La faible étendue du domaine de plasticité de ces sols est en relation avec la relative pauvreté de la matrice en argiles, et exprime la rapidité des modifications d'état. Malgré tout, les variations de valeur des teneurs en eau caractéristiques ne sont pas simplement liées aux caractéristiques granulométriques des différents dépôts torrentiels. En effet, les dépôts correspondant à des bases de laves torrentielles ont le domaine de plasticité le plus étendu (de l'ordre de 11%), alors que les matrices ne sont pas particulièrement plus riches en argiles que celles des laves à matrice cohésive correspondantes.

1.3.1.2) Comparaison de ces valeurs avec la teneur en eau « naturelle » des laves torrentielles

Les valeurs rapportées dans différentes études bibliographiques, synthétisées par Sauret et Colas (1985), sont très variables (tableau 3-23). Les différences importantes relevées entre matériaux de laves torrentielles et matériaux correspondant à l'écoulement terminal entre deux bouffées traduisent de fortes variations de teneur en eau du matériau en fonction de son « positionnement » dans la lave torrentielle.

Tableau 3-23 : valeurs rapportées des teneurs en eau de propagation et des concentrations volumiques solides de laves torrentielles

| | Source bibliographique | Teneur en eau (%) ⁽¹⁾ | Concentration volumique solide ⁽²⁾ |
|---------------------------------------|----------------------------|----------------------------------|---|
| Bouffée de lave torrentielle | Sharp et Nobles (1953) | 18-27 | 0.77-0.71 |
| | Morton et Campbell (1974) | 16-69 | 0.69-0.38 |
| | Curry (1966) | < 11 | > 0.86 |
| | Niyazov et Degovets (1975) | 30 | 0.58 |
| Ecoulement terminal et entre bouffées | Morton et Campbell (1974) | 186 | 0.2 |
| | Pierson (1980) | 67 | 0.38 |

⁽¹⁾ Teneur en eau = Poids d'eau / Poids sol sec.

⁽²⁾ Concentration volumique solide $C_v = V_{sol} / (V_{sol} + V_{liq})$, avec V_{sol} volume des éléments solides, V_{liq} volume de liquide.

Plus la concentration volumique solide est élevée, plus la teneur en eau de propagation des laves torrentielles est faible, et correspond à un enrichissement en particules grossières du fluide. La variation de la concentration volumique solide de la lave torrentielle en fonction du diamètre des plus gros éléments présents a été mise en évidence par Coussot et Laigle (1996), en ajoutant progressivement des particules grossières à un mélange initial de particules de taille inférieure à 40 µm (tableau 3-24).

Tableau 3-24 : relation entre concentration volumique solide, teneur en eau et taille maximale des particules du mélange

| | Taille des plus gros éléments présents dans le mélange | | |
|------------------------------------|--|------|-------|
| | 400 µm | 2 mm | 20 mm |
| Teneur en eau (%) | 51.9 | 29 | 14.8 |
| Concentration volumique solide (%) | 43.5 | 58 | 73 |

Nous avons eu la chance d'échantillonner des laves torrentielles relativement récentes (une demi-heure et 10 heures après le passage de la lave), sur lesquelles des calculs de teneur en eau naturelle et de concentration volumique solide ont été effectués (tableau 3-25).

Tableau 3-25 : teneur en eau naturelle et concentration volumique solide, calculées sur deux dépôts récents écrêtés à 20 mm

| | Teneur en eau naturelle (%) | Concentration volumique solide |
|-------------------|-----------------------------|--------------------------------|
| Lave du Rieu Sec | 12 | 0.77 |
| Lave de l'Arbonne | 15 | 0.73 |

Les teneurs en eau de plasticité et de liquidité de nos échantillons sont respectivement de l'ordre de 19-20% et 26-27%, ce qui est élevé au regard des teneurs en eau naturelles mesurées. Cependant, la teneur en eau relevée concerne le sol écrêté à 20 mm, alors que les limites d'Atterberg correspondent à des valeurs spécifiques liées au comportement du matériau, et sont déterminées sur la fraction inférieure à 400 µm. Nous avons donc calculé une teneur en eau « équivalente » du matériau écrêté à 400 µm, qui est définie par la formule suivante :

$$W_{eq} = \frac{P_{eau}}{P_{solide} \times \% < 400\mu m}$$

avec P_{eau} poids d'eau dans l'échantillon écrêté à 20 mm,
 P_{solide} poids des éléments solides dans l'échantillon écrêté à 20 mm.

Nous pouvons alors dresser le tableau suivant :

| | Teneur en eau naturelle sur sol écrêté à 20 mm (%) | Limites d'Atterberg (%) | | Teneur en eau « équivalente » sur « sol à 400 µm » (%) |
|-------------------|--|-------------------------|----------------|--|
| | | W _L | W _P | |
| Lave du Rieu Sec | 12 | 26 | 19 | 39 |
| Lave de l'Arbonne | 15 | | | 43 |

Le calcul de la teneur en eau sur la fraction inférieure à 400 µm change considérablement la teneur en eau naturelle du sol, et on observe un coefficient multiplicateur de l'ordre de 1.5 entre la teneur en eau de liquidité et la teneur en eau « équivalente ». Les conclusions que l'on peut tirer de cette comparaison quant au comportement du matériau ne sont valables que si l'on considère que l'eau interagit uniquement avec la fraction inférieure à 400 µm. Si cette hypothèse était vérifiée, on pourrait alors tirer des limites d'Atterberg des conclusions qui concerneraient le matériau global.

1.3.2) Caractérisation de la fraction argileuse

1.3.2.1) Les essais au bleu (adsorption de bleu de méthylène)

Les valeurs de bleu obtenues sur les fractions de sols inférieurs à 80 µm sont généralement assez faibles, en moyenne inférieures à 0.9 g/100 g de sol quelque soit la nature de l'échantillon testé, ce qui exprime une faible capacité d'adsorption de la fraction fine (tableau 3-26). Celle-ci peut s'expliquer soit par la faible proportion d'argiles dans cette fraction, soit par la nature minéralogique de ces argiles. Pour un même bassin versant, en fonction de la nature des échantillons, les valeurs de bleu sont globalement homogènes.

Toutefois, il semble que les valeurs obtenues pour les laves à matrice granulaire sont légèrement plus fortes que celles des laves à matrice cohésive, et pourtant elles renferment dans l'ensemble moins d'argiles.

Nous avons donc cherché à caractériser spécifiquement la fraction argileuse (< 2µm). Pour ce faire, nous avons défini la valeur de bleu équivalente qui rapporte la valeur de bleu mesurée à 100% de la fraction inférieure à 2µm, en considérant que seules les particules argileuses adsorbent le bleu de méthylène (Tran, 1980). La valeur de bleu équivalente se calcule de la manière suivante :

$$VBe = \frac{VB}{\%_{rel} < 2\mu m} \times 100 \quad \text{avec } \%_{rel} < 2\mu m = \frac{\%_{abs} < 2\mu m}{\%_{abs} < 80\mu m} \times 100$$

La moyenne calculée des valeurs de bleu équivalentes est également plus élevée pour les laves à matrice granulaire que pour les laves à matrice cohésive, ce qui exprime une plus grande argilosité de la fraction fine des laves à matrice granulaire.

De plus, certains sols présentent des valeurs de bleu très élevées. Ainsi, les échantillons de diverse nature de trois bassins versants, le Tuebi, la Maiola et le Real, présentent des valeurs élevées, malgré l'importante variation de la proportion de la fraction 0-2µm dans la prise d'essai correspondant à 0-80µm. Nous avons donc cherché l'origine de ces valeurs dans la nature minéralogique des argiles.

Tableau 3-26 : valeurs de bleu des dépôts torrentiels

| | Torrent | VB (g/100g) | | VBe (g/100g) | |
|----------------------------|---------------|---------------------|---------|---------------------|---------|
| | | Etendue des valeurs | Moyenne | Etendue des valeurs | Moyenne |
| Laves à matrice cohésive | Ravoire | 0.34 | 0.34 | 1.65-1.67 | 1.66 |
| | Claret | 0.33-0.34 | 0.33 | 1.47-1.93 | 1.7 |
| | Rieu Sec | 0.34-0.55 | 0.46 | 1.57-2.62 | 1.89 |
| | Pousset | 0.34-0.4 | 0.37 | 1.05-1.73 | 1.39 |
| | Saint Martin | 0.54 | - | 2.17 | - |
| | Boscodon | 0.63-0.66 | 0.65 | 2.43-3.51 | 2.97 |
| | Tuebi | 1.05-1.2 | 1.12 | 2.48-10.73 | 6.6 |
| | Salso Moreno | 0.51-0.54 | 0.53 | 1.95-2.43 | 2.19 |
| Laves à matrice granulaire | Maiola | 1.97 | - | 5.51 | - |
| | Rieu Sec | 0.46 | - | 1.76 | - |
| | Saint Martin | 0.74 | - | 2.88 | - |
| | Saint Antoine | 0.29 | - | 1.95 | - |
| | Verdarel | 0.26-0.47 | 0.37 | 2.96-3.51 | 3.23 |
| | Ste Elisabeth | 0.6-0.75 | 0.67 | 3.4-4.36 | 3.88 |
| | Boscodon | 0.75-0.77 | 0.76 | 1.65-2.27 | 2.03 |
| Dépôts particuliers | Real | 2.07-2.66 | 2.36 | 7.06-7.68 | 7.37 |
| Dépôts intermédiaires | Rieu Sec | 0.6-0.7 | 0.7 | 1.1-1.8 | 1.6 |
| | Pousset | 0.57-0.6 | 0.59 | 2.82-2.98 | 2.9 |
| | Boscodon | 0.47-0.89 | 0.7 | 1.16-2.15 | 1.78 |
| | Real | 1.32-1.93 | 1.62 | 6.8-7.89 | 7.34 |
| | Maiola | 1.84 | - | 2.59 | - |
| Alluvions | Salso Moreno | 0.54-0.6 | 0.57 | 1.5-1.9 | 1.7 |
| | Ravoire | 0.49 | - | 1.3 | - |
| | Claret | 0.47 | - | 1.9 | - |
| | Tuebi | 1 | - | 3.3 | - |
| | Verdarel | 0.54 | - | 4.4 | - |

1.3.2.2) Identification des argiles des dépôts torrentiels

Les diagrammes de diffraction X nous ont permis de déterminer la nature minéralogique des argiles, ainsi que leurs pourcentages relatifs. Il apparaît que l'argile cardinale est l'illite (de 60 à 95% en proportion relative par rapport aux autres argiles), puis viennent la kaolinite et la chlorite dans des proportions variables. Des smectites ont été identifiées dans 4 échantillons.

Les argiles composant ces dépôts torrentiels sont héritées des bassins versants fournisseurs de matériaux.

1.3.2.3) Relations entre les valeurs de bleu et la nature minéralogique des argiles

Nous avons alors reporté les valeurs de bleu en fonction du pourcentage d'argile (< 2 µm) dans un diagramme de référence qui définit, à titre indicatif, les valeurs de bleu spécifiques pour des associations d'argiles connues. Ceci permet de visualiser quels types d'argiles ou d'associations on peut s'attendre à trouver au regard de la valeur de bleu obtenue.

Les valeurs de bleu des différents dépôts torrentiels placent les sols dans les domaines de l'illite, voire dans celui correspondant à une association illite-smectite (figure 3-18) et smectite dominante.

Or, si l'illite est l'argile dominante dans tous ces dépôts, des smectites ont été observées pour quatre échantillons seulement, deux de laves à matrice cohésive et deux de laves à matrice granulaire, qui proviennent des trois bassins versants précédemment cités pour leurs valeurs de bleu élevées (Tuebi, Maiola, Real).

La corrélation valeur de bleu/pourcentage d'argiles (<2 µm) pour les échantillons de laves à matrice cohésive est correcte, exceptée aux faibles teneurs en particules de taille inférieure à 2 µm. La répartition des laves à matrice granulaire dans le diagramme est surprenante, si l'on excepte les échantillons du Real qui renferment des smectites en quantité non négligeable (près de 50% pour Tr5). De même, la répartition des dépôts intermédiaires représente mal la nature minéralogique des argiles du dépôt.

En comparant les valeurs de bleu aux valeurs de l'activité, définie comme le rapport de l'indice de plasticité sur le pourcentage de particules de taille inférieure à 2 µm, il s'avère que tous les échantillons ayant une mauvaise localisation dans le diagramme sont très actifs, et particulièrement les dépôts de laves à matrice granulaire. Les valeurs d'adsorption spécifique des argiles pures utilisées pour construire le graphique sont donc pessimistes.

Il ne faut pas non plus négliger l'adsorption potentielle des oxydes et carbonates présents dans le sol, qui ont fréquemment été identifiés dans les dépôts de laves à matrice granulaire. La matière organique n'a a priori pas d'influence sur l'adsorption du bleu.

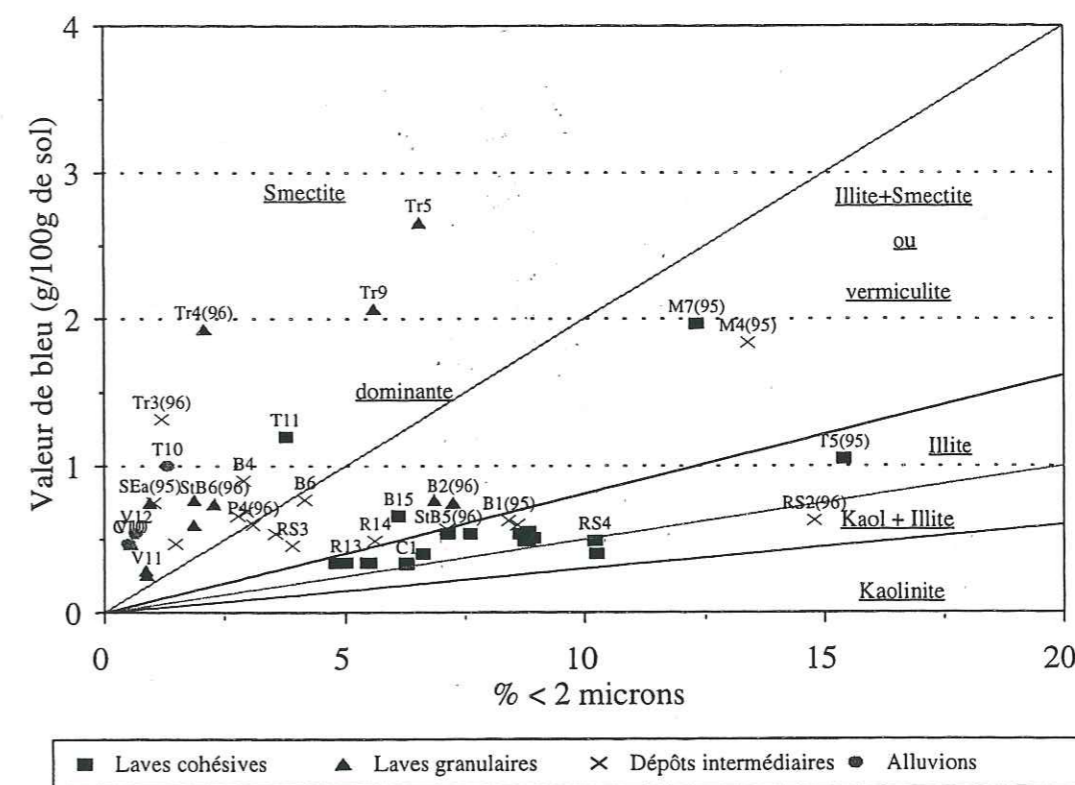


Figure 3-1 : valeurs de bleu en fonction du pourcentage de particules de taille inférieure à 2 µm

C : Claret ; R : Ravoire de Pontamafrey ; Tr : Real ; T : Tuebi ; V : Verdarel ; SE : Sainte Elisabeth ; M : Maiola ; StB : Saint Bernard ; B : Bragousse ; RS : Rieu Sec ; P : Pousset

1.3.3) Teneur en carbonates

La teneur en carbonate de calcium est fortement variable en fonction du cadre géologique des bassins versants et des zones d'initiation des laves torrentielles (tableau 3-27). Même pour des échantillons provenant de zones relativement proches (géographiquement et géologiquement), ce pourcentage est assez peu indicateur car très changeant. Toutefois, il apparaît que la plupart des laves à matrice granulaire proviennent de bassins versants torrentiels faiblement calcaires, alors que les laves à matrice cohésive sont formées dans des zones carbonatées. La valeur moyenne de teneur en carbonates est en effet nettement inférieure dans le cas des laves à matrice granulaire.

Ces zones riches en carbonate de calcium correspondent généralement à d'importants volumes de marno-calcaires, dont l'altération produit des fines carbonatées en grande quantité. Les laves à

matrice granulaire semblent liées à un contexte pétrographique où dominent les roches détritiques et relativement grossières (quartzites, grès et conglomérats) dont l'altération produit essentiellement des sables. Ceci reste cohérent avec l'analyse géologique générale des bassins versants.

Tableau 3-27 : teneurs en carbonates et matières organiques des dépôts torrentiels (%)

| | Nombre | % CaCO ₃ | | % matière organique | |
|----------------------------|--------|---------------------|---------|---------------------|---------|
| | | Etendue des valeurs | Moyenne | Etendue des valeurs | Moyenne |
| Laves à matrice cohésive | 22 | 0.7-76.5 | 52 | 0.3-1.7 | 0.9 |
| Laves à matrice granulaire | 11 | 0.3-70.5 | 30 | 0.1-1 | 0.4 |
| Dépôts particuliers | 3 | 2.8-73.8 | 50 | 0.2-0.6 | 0.4 |
| Dépôts intermédiaires | 13 | 1.2-81.7 | 61 | 0.1-1.5 | 0.5 |
| Alluvions | 3 | 1.5-71.5 | 44 | 0.3-0.6 | 0.4 |

1.3.4) Teneur en matière organique

La matière organique est relativement abondante dans la fraction grossière des laves torrentielles (branches, fragments de troncs, feuilles).

Les tests au laboratoire ont été réalisés sur la fraction inférieure à 20 mm, qui a été broyée. La teneur en matière organique représente entre 0 et 1.7% en poids de la fraction de sol inférieure à 20 mm, et est principalement composée de fragments de racines et de bois d'arbres qui ont été emportés avec la lave. Les formations superficielles à partir desquelles se forment les laves torrentielles présentent en général un profil pédologique peu évolué et des horizons humifères peu épais.

La matière organique semble en proportion beaucoup plus variable dans les laves torrentielles à matrice cohésive (de 0.3 à 1.7%) que dans les laves à matrice granulaire où elle dépasse exceptionnellement 0.6 % (tableau 3-27).

Toutefois, étant donné les faibles pourcentages dans la fraction inférieure à 20 mm, qui font de ces laves des sols non organiques, nous ne pouvons déterminer si celle-ci joue un rôle dans l'établissement de liaisons entre les particules fines des sols.

1.3.5) Caractéristiques rhéologiques des laves torrentielles

La terminologie utilisée pour définir chaque dépôt fait toujours référence à notre approche géologique et granulométrique. Étant donné que notre définition ne fait pas référence aux comportements rhéologiques des laves, nous pouvons parfois observer quelques contradictions au regard d'essais réalisés sur des dépôts dont la terminologie est basée sur les caractéristiques rhéologiques (Coussot, 1993).

1.3.5.1) Lois de comportement

Les essais réalisés avec le viscosimètre sur la fraction inférieure à 40 µm nous permettent de tracer les courbes des régimes permanents des fluides testés (courbes bilogarithmiques de contrainte tangentielle en fonction du gradient de vitesse). Le calage de la loi de Herschel-Bulkley, présentée au chapitre 1 (paragraphe 2.2.1.1) aux mesures effectuées donne de bons résultats dans la gamme de gradients de vitesse testés.

Le seuil de contrainte τ_c est déterminé par extrapolation aux faibles gradients de vitesse. Étant donné que le modèle est une loi à 3 paramètres, différents triplets de valeurs permettent d'ajuster la loi aux valeurs rhéométriques mesurées. Afin de prédire le plus grand éventail d'écoulements à l'aide de ce modèle, il est préférable d'utiliser une valeur de n de l'ordre de 1/3 (Coussot, 1993). L'ajustement se

fera donc en faisant varier au mieux les deux paramètres restants (annexe III-2-C). Compte-tenu des difficultés expérimentales et des conditions d'estimation des paramètres, l'incertitude sur les résultats est estimée aux alentours de 10 %.

1.3.5.2) Résultats expérimentaux

Le matériau lave torrentielle, du fait de son hétérogénéité et de la présence de gros blocs, est difficile à étudier en laboratoire. Ainsi, les domaines de concentration volumique solide extrêmes cités pour les laves torrentielles (0.5-0.8) correspondent essentiellement à des mesures représentant l'intégralité du dépôt lave torrentielle, y compris les éléments grossiers.

Nous aurions voulu réaliser les expériences à des concentrations volumiques solides calculées pour les teneurs en eau de plasticité et de liquidité de chaque sol. Malheureusement, simuler des boues à l'état plastique ou liquide, soit des teneurs en eau moyennes de 20 à 30% (au regard de nos résultats d'essais), nécessiterait des concentrations volumiques solides respectivement de 65 et 55%, qui sont plus proches des valeurs réelles de concentration obtenues sur le matériau global (gamme de concentrations volumiques solides de 0.5 à 0.8). La viscosité de telles boues est beaucoup trop élevée et ne permet pas de réaliser convenablement les essais, les effets perturbateurs prenant une trop grande influence pendant la manipulation. Toutefois, les valeurs de concentration volumique solide de l'ordre de 30 à 40% correspondent à des concentrations volumiques solides obtenues en laboratoire sur des matrices naturelles (< 40 µm) de laves torrentielles. C'est pourquoi nous avons choisi de réaliser nos essais sur chaque échantillon pour des concentrations volumiques solides de 30 et 40%.

Les essais, qui ont été réalisés sur différents types de dépôts torrentiels, ont permis de mettre en exergue des diversités comportementales majeures des matériaux. Ainsi, pour une concentration volumique solide C_v de 30%, les effets perturbateurs de l'essai seront parfois très accentués en raison de la forte viscosité de la préparation. À l'inverse, il est arrivé que le sol soit à ce point trop liquide que l'essai devait être effectué à une concentration volumique solide minimale de l'ordre de 35%. Dès $C_v=30%$ pour l'échantillon du Sainte Elisabeth, et pour $C_v=40%$ pour les 3 échantillons C1, M4(95) et R12, le minimum observé sur les courbes des régimes permanents exprime un comportement instable. Le seuil de contrainte extrapolé correspond donc dans ce cas au minimum de la courbe. Il apparaît ainsi que certaines laves à matrice cohésive semblent répondre à une loi de comportement granulaire. Ceci démontre l'importance de la clarification de la terminologie utilisée et de l'identification des critères distinctifs pris en considération pour les études.

Pour des mélanges préparés à la concentration volumique solide de 30%, les valeurs du seuil de contrainte varient de 10 à 55 Pa, et atteignent même 100 Pa pour un échantillon de lave du Verdarel (tableau 3-28). La valeur du seuil de contrainte augmente fortement avec l'accroissement de la concentration volumique solide (τ_c varie de 100 à 550 Pa pour une augmentation moyenne de la concentration volumique solide de 10%), devenant environ 10 fois supérieur à celui de solutions à 30% (annexe III-2-C). Toutefois, les variations du seuil de contrainte ne sont pas identiques d'un échantillon à l'autre car elles dépendent de la granularité et de la nature des argiles.

Ainsi, pour l'échantillon V10, nous avons observé un comportement extrême : une augmentation de 5% de la concentration volumique solide entraîne la modification d'état du mélange qui passe d'un fluide peu visqueux à un solide.

Tableau 3-28 : seuils de contrainte des dépôts torrentiels

| Echantillon | | seuil de contrainte (Pa) | |
|------------------------|---|---|----------|
| Identification | Nature | Cv = 30% | Cv = 40% |
| R12 ⁽²⁾ | Lave torrentielle à matrice cohésive | 14 | 190 |
| R13 | | 10 | 159 |
| B15 | | 33 | 390 |
| B1(95) | | 23.5 | 155 |
| C7 | | 19 | 195 |
| C1 ⁽²⁾ | | 14 | 104 |
| S7 | | 22 | 265 |
| S4(95) | | 39.5 | 390 |
| T11 | | 35 | 174 |
| T5(95) | | 46 | 360 |
| RS12 | | 12 | 175 |
| RS3(95) | | 17 ⁽¹⁾ | 325 |
| P2(95) | | 53 | 530 |
| P10 | | 37 | 393 |
| V10 | | Lave torrentielle à matrice granulaire | 100 |
| V11 | 40 | | 390 |
| Tr9 | 26 | | 417 |
| Sea(95) ⁽²⁾ | 39 | | 397 |
| R14 | Alluvions | 38 | 305 |
| M4(95) ⁽²⁾ | Dépôts intermédiaires | 16 | 220 |

⁽¹⁾ essai réalisé pour Cv=33%

⁽²⁾ ces échantillons nous ont posés quelques problèmes lors de l'interprétation des essais dans la mesure où leur loi de comportement présentait un minimum. Nous avons toutefois interprété ces résultats selon la loi de Herschel-Bulkley, bien qu'actuellement des modèles scientifiques soient plus adaptés pour ces comportements.

Les tests réalisés sur différents échantillons de dépôts torrentiels de la Ravoire permettent d'étudier l'influence de la composition granulométrique des échantillons. Pour une composition minéralogique et pétrographique presque semblable, on observe une forte augmentation des seuils de contrainte pour les dépôts intermédiaires (R14) en comparaison des échantillons de laves torrentielles, R12 et R13 (tableau 3-29). Pourtant, la teneur en particules de taille inférieure à 50 µm est la moins élevée dans l'échantillon R14.

Tableau 3-29 : comparaisons des seuils de contrainte et des teneurs en particules fines

| Echantillon | % de particules de taille inférieure à 50 µm | Seuil de contrainte en Pa (Cv=30%) |
|-------------|--|------------------------------------|
| R12 | 22.7 | 14 |
| R13 | 20 | 10 |
| R14 | 13.9 | 38 |
| V10 | 3.4 | 100 |
| V11 | 6.9 | 40 |
| SEa(95) | 4.5 | 39 |

Il semble que la proportion de cette fraction granulométrique seule ne puisse pas expliquer la valeur supérieure du taux de contrainte. En effet, si on considère maintenant les échantillons de laves torrentielles du Verdarel, les taux de contraintes sont élevés, voire anormalement hauts (V10) alors que la teneur en particules de taille inférieure à 50µm est comprise entre 3 et 7%. Il faut donc également tenir compte de l'activité et de la nature minéralogique des argiles.

1.3.4.3 Comparaison avec les caractéristiques géotechniques

Pour les raisons que nous avons invoquées en 1.3.5.1, les essais ont été réalisés à des teneurs en eau plus fortes que les teneurs en eau de liquidité et de plasticité, donc à des concentrations volumiques plus faibles. Toutefois, quelques matériaux testés à la limite de liquidité ont permis de déterminer des seuils de contrainte de l'ordre de 2000 Pa (Coussot, 1994).

Des comparaisons réalisées entre les indices de plasticité et les valeurs du seuil de contrainte pour Cv=30% montrent une augmentation linéaire du seuil de contrainte en relation avec celle de l'indice de plasticité pour les laves à matrice cohésive (figure 3-19). Par contre, cette relation n'est pas vérifiée par les échantillons de laves à matrice granulaire, pour lesquels les effets perturbateurs lors des essais, même pour une concentration volumique de 30%, étaient importants (mélange trop fluide ou trop concentré).

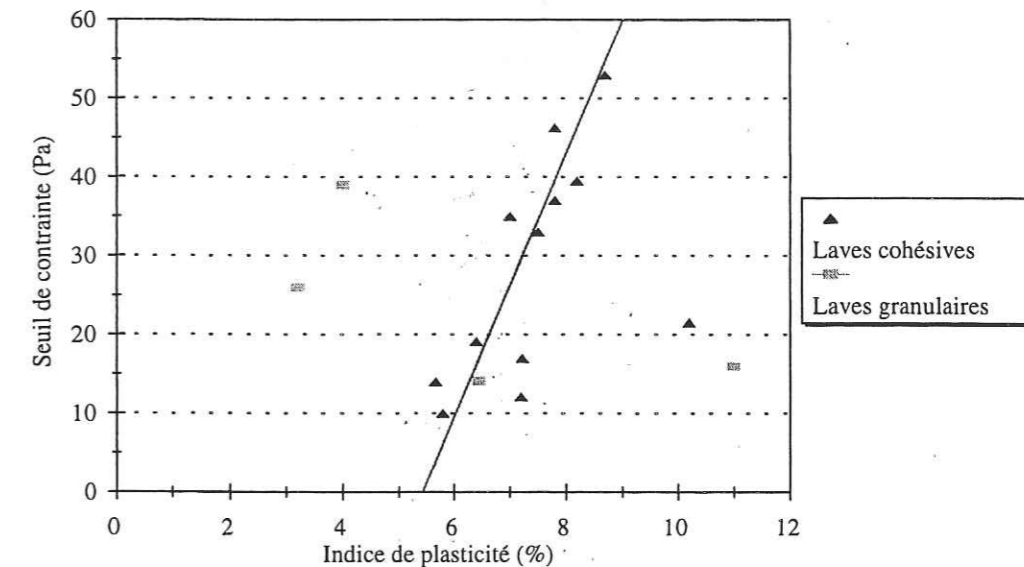


Figure 3-19 : corrélation seuil de contrainte pour Cv=30% et indice de plasticité

1.3.5 Conclusion des essais géotechniques et rhéologiques

Les laves à matrice cohésive sont le plus souvent observées dans des bassins versants présentant d'importantes superficies de marno-calcaires et calcaires, alors que les laves à matrice granulaire sont plus souvent associées à des bassins versants à roches détritiques grossières, dont l'altération produit des particules plutôt sableuses. Il en découle que les teneurs en carbonates sont généralement plus élevées dans les échantillons de laves à matrice cohésive que de laves à matrice granulaire. La composition pétrographique est très variable, et on observe aussi bien des échantillons très homogènes (une seule nature de roche) que des dépôts présentant une dizaine de types de roches.

La teneur en matière organique de la fraction inférieure à 20 mm est faible, et ne présente pas de variations suffisamment significatives entre les différents échantillons pour tirer des conclusions quant à son action sur les propriétés des matrices.

Les essais géotechniques nous ont également permis de compléter la typologie des laves torrentielles, en mettant en évidence certaines caractéristiques fondamentales.

Les laves à matrice cohésive ont des limites de liquidité et de plasticité légèrement plus élevées que les laves à matrice granulaire, dont le domaine de plasticité est relativement proche de celui des alluvions (tableau 3-30). Au regard des limites d'Atterberg, les dépôts intermédiaires définissent un domaine de plasticité qui se situe entre ceux des laves à matrice cohésive et des laves à matrice granulaire. Il faut noter les valeurs plus élevées des dépôts particuliers de laves.

Tableau 3-30 : moyenne des valeurs caractéristiques des limites d'Atterberg

| | Nombre | W _L (%) | W _P (%) | IP (%) | Activité |
|----------------------------|--------|--------------------|--------------------|--------|----------|
| Laves à matrice cohésive | 22 | 26.8 | 19.8 | 6.9 | 1 |
| Laves à matrice granulaire | 9/12 | 22.4 | 17.3 | 5.2 | 1.8 |
| Dépôts particuliers | 2 | 30.9 | 19.8 | 11.1 | 1 |
| Dépôts intermédiaires | 12/13 | 24.4 | 18.4 | 6 | 1.7 |
| Alluvions | 3 | 21.8 | 16.7 | 5.1 | 7.1 |

Des différences en fonction de la nature des échantillons s'observent également avec les valeurs de bleu (tableau 3-31). Pour les échantillons présentant de faibles pourcentages de particules de taille inférieure à 2 µm, comme les laves à matrice granulaire et les alluvions, l'activité des argiles est d'autant plus élevée et est reliée à une augmentation de la valeur de bleu. La valeur de bleu équivalente des dépôts intermédiaires est fortement influencée par la valeur très élevée d'un échantillon, riche en smectite, et la moyenne des valeurs ne reflète pas les faibles valeurs observées sur les autres échantillons de même nature.

Tableau 3-31 : moyenne des valeurs de bleu des dépôts torrentiels, et de l'activité

| | Nombre | VB (g/100g) | Vbe (g/100g) | Activité |
|-----------------------------|--------|-------------|--------------|----------|
| Laves à matrice cohésive | 22 | 0.6 | 2.5 | 1 |
| Dépôts particuliers de lave | 2 | 0.7 | 4.9 | 1 |
| Laves à matrice granulaire | 13 | 0.9 | 3.4 | 1.8 |
| Dépôts intermédiaires | 12 | 0.9 | 2.8 | 1.7 |
| Alluvions | 3 | 0.7 | 3.2 | 7.1 |

De plus, de faibles pourcentages de fines n'entraînent pas nécessairement une diminution du seuil de contrainte, mais ont une grande influence sur le régime d'écoulement des laves et sur la stabilité des mélanges (tableau 3-32). Ainsi, la faible proportion d'argiles dans les laves à matrice granulaire les rend instables, et elles ne peuvent être modélisées par la loi de comportement de Herschel-Bulkley.

Tableau 3-32 : moyenne des taux de contrainte en fonction de la concentration volumique solide

| | τ _c (Pa) (Cv=30%) | τ _c (Pa) (Cv=40%) |
|----------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| Laves à matrice cohésive | 27 | 272 |
| Laves à matrice granulaire | 60 | 762 |
| Dépôts intermédiaires | 16 | 220 |
| Alluvions | 38 | 305 |

Nous n'avons pas pu établir de relations significatives entre les seuils de contrainte déterminés aux différentes concentrations volumiques et les caractéristiques granulométriques des matériaux testés. Il semble donc que le comportement des laves torrentielles soit principalement régi par l'interaction entre les différentes fractions granulométriques et l'eau, soit par la composante globale du sol, plus que par une classe granulométrique définie.

1.4) Caractéristiques des écoulements. Morphologie des dépôts des laves torrentielles

1.4.1) Capacité de transport

Afin d'estimer la capacité de transport du torrent, des opérations de marquage de blocs à la peinture ont été réalisées durant les différents étés, ces mêmes blocs étant repérés avec précision sur les cartes topographiques et à l'aide de photographies. Dans le chenal, nous avons généralement marqué des blocs de taille suffisamment conséquente pour qu'ils ne soient pas enfouis sous des dépôts torrentiels à la première crue et qu'ils ne puissent pas être transportés par des écoulements du type écoulement hyperconcentré (tableau 3-33).

Toutefois, nous avons pu constater, dans des cas particuliers où des blocs identifiables n'avaient pas été déplacés, que l'intensité de la peinture, très sensible aux intempéries, s'estompait très rapidement. Il se peut donc que certains blocs n'aient pas été repérés simplement en raison de cela, particulièrement dans les cas où ils auraient subi un déplacement.

Sur les 26 blocs marqués dans les chenaux, 20 n'ont pas été retrouvés, ce qui montre en général un important remaniement des chenaux d'écoulement. Nombre de ces blocs ont été enfouis dans d'épais dépôts torrentiels qui ont bouleversé la morphologie des chenaux.

Le bloc déplacé de 100 mètres vers l'aval a été observé au front d'une lave torrentielle stoppée dans le chenal derrière ce gros bloc. Le bloc de la classe 3-4 mètres n'ayant subi aucun déplacement se trouvait déjeté en bordure rive droite du chenal moyen du Tuebi (altitude 1465). Seule une lave torrentielle d'une importance remarquable (avec débordement moyen latéral d'une hauteur de 3-4 mètres) aurait été susceptible de le déplacer.

Tableau 3-33 : déplacements des blocs marqués dans les chenaux des différents torrents

| Diam maximum (m) | 0-1 | 1-2 | 2-3 | 3-4 | 4-5 | 5-6 | 6-7 |
|------------------------------------|-----|-------------------|-----|--------------|-----|-----|-----------|
| Nombre de blocs | | | | | | | |
| Marqués en 94 ou 95 | 2 | 14 | 4 | 3 | 2 | 0 | 1 |
| Non retrouvés | 2 | 12 | 4 | 1 | 1 | 0 | 0 |
| Déplacements constatés vers l'aval | 0 | 1 (environ 200 m) | 0 | 1 (3 m aval) | 0 | 0 | 1 (100 m) |
| Pas de déplacement constaté en 96 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 |

Le second bloc de la classe 3-4 mètres se trouve depuis 3 ans dans un embâcle majeur (altitude 780) dans le chenal du Rieu Sec. Resté stable jusqu'au début de l'été 1997, la lave torrentielle du 18/07/97 a entraîné son déplacement et son retournement. La poussée de la lave torrentielle en propagation a été suffisamment forte pour remanier l'empilement de gros blocs, mais insuffisante pour transporter tous les gros blocs sur une grande distance. Un embâcle modifié, composé entre autres de ce bloc marqué, s'est donc reformé 2-3 mètres à l'aval.

1.4.2) Vitesse de propagation

Les données de vitesse réelle de laves torrentielles en propagation sont très difficiles à obtenir dans la mesure où elles nécessitent des observations directes qui font généralement défaut.

Le seul moyen dont nous disposons alors pour connaître la vitesse de propagation des laves dans les différents torrents de l'étude est d'observer la dissymétrie des bourrelets latéraux dans les courbures du chenal. Celle-ci permet d'estimer la vitesse de la lave en propagation, qui s'exprime par :

- Formule de Johnson (1984) :

$$V = (\psi \times \cos \delta \times \tan \beta)^{\frac{1}{2}}$$

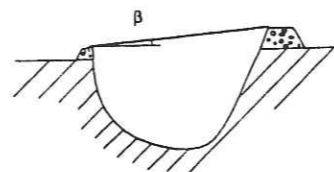
avec :

δ : pente locale du chenal ($^{\circ}$),

β : angle du dépôt par rapport à l'horizontale ($^{\circ}$),

Ψ : rayon de courbure (m),

g : accélération liée à la pesanteur, égale à 9.81 m.s^{-2} .



• Formule de Mears (1981) :

$$V = \sqrt{\frac{r \times g \times \Delta h}{K \times b}}$$

avec :

Δh : différence d'altitude entre les dépôts latéraux rive droite et rive gauche (m),

b : largeur totale de la lave torrentielle (m),

r : rayon de courbure (m),

K : coefficient de correction géométrique (égal à 2.5 dans le cas d'un chenal à section rectangulaire).

L'application de cette méthode nécessite de bonnes sections en travers. L'ordre de grandeur des vitesses calculées est assez large, de 1 à 37 m/s (tableau 3-34), et la vitesse peut varier fortement pour un même événement « lave torrentielle » comme on l'observe sur le Sainte Elisabeth.

Tableau 3-34 : vitesses de laves estimées

| Torrent | Date de l'événement | Pente du chenal ($^{\circ}$) | Vitesse (m/s) | |
|---------------------------|---------------------|--------------------------------|---------------|---------------|
| | | | Selon Mears | Selon Johnson |
| Maiola | - | 7 | 7 | 5 |
| Ravoire | - | 10 | 1 | 2 |
| Salso Moreno (2095 m) | - | 18 | 6.8 | 3.3 |
| Salso Moreno (2090 m) | - | 7 | 4.5 | 3 |
| Sainte Elisabeth (1475 m) | 24/07/95 | 7 | 37 | 28 |
| Sainte Elisabeth (1600 m) | 24/07/95 | 16 | 10 | - |
| Sainte Elisabeth (1590 m) | 24/07/95 | 9 | 13 | - |
| Tuebi | - | 6.5 | 4 | 2.5 |
| Tuebi | - | 6.5 | 5 | 4 |
| Claret | 18/07/97 | 9 | 5.8 | 2.9 |
| Nant Blanc (1030 m) | 13/08/97 | 9.2 | 0.8 | 0.4 |
| Nant Blanc (930 m) | 13/08/97 | 6.6 | 1.1 | 0.6 |

1.4.3) Caractéristiques des dépôts

1.4.3.1) Observations des cônes de déjection

La morphologie des cônes de déjection, ainsi que celle des dépôts qui les composent, est grandement variable d'un torrent à l'autre (tableau 3-35). Dans le cas de vallées principales resserrées (vallée de l'Arc au niveau du Pousset), le cône de déjection peut atteindre des épaisseurs de 70 à 100 mètres. Dans le cas contraire, on peut observer un étalement des matériaux en éventail ; ainsi, le cône de déjection du torrent du Boscodon (Hautes-Alpes) développe une superficie de 200 hectares, ce qui

représente le plus important d'Europe, et développe des épaisseurs de matériaux à l'apex de l'ordre de 60-70 mètres.

Tableau 3-35 : quelques chiffres caractéristiques des cônes de déjection

| Torrent | Superficie (ha) | Pente moyenne ($^{\circ}$) | Surface du cône/surface du bassin versant (%) |
|------------------|-----------------|------------------------------|---|
| Ravoire | 35 | 6 | 0.3 |
| Claret | 110 | 7.7 | 4.4 |
| Rieu Sec | 36 | 10.5 | 4.2 |
| Pousset | 21 | 6 | 0.4 |
| Verdarel | 53 | 3 | 1.4 |
| Sainte Elisabeth | 50 | 3 | 2.4 |
| Boscodon | 200 | 3.8 | 0.56 |
| Real | 3 | 5.7 | 0.14 |
| Tuebi | 12 | 4.2 | 0.19 |
| Salso Moreno | 8 | 8 | 0.06 |
| Maiola | 1 | 3.5 | 0.007 |

Les superficies développées par les cônes de déjection ne sont pas du tout proportionnelles à la superficie du bassin versant fournisseur de matériaux. Dans le cas de torrents longs, on augmente la probabilité de dépôts de matériaux en transit avant leur arrivée dans la vallée et sur le cône de déjection. Ainsi, il est fréquent d'observer dans les différentes sections morphologiques de certains torrents au bassin versant bien développé des cônes de déjection ou des zones de replat qui favorisent l'arrêt des laves torrentielles en cours de propagation (cas des torrents du Tuebi, de la Ravoire et du Boscodon notamment).

Le développement des cônes de déjection a notamment été important lors des déglaciations quaternaires qui ont eu pour conséquence une augmentation brutale du volume de matériaux transportés. Ainsi, dans la cuvette du bassin versant du Salso Moreno, un ancien cône de déjection torrentiel formé d'anciens dépôts de laves torrentielles possède une superficie de 16 ha ; de la même manière, dans le chenal intermédiaire du Tuebi, d'anciennes terrasses alluviales représentent 39 ha de dépôts torrentiels.

Actuellement, les observations montrent que les torrents recréent leurs anciens cônes de déjection ou les anciens dépôts torrentiels déposés le long des chenaux, les dépôts se faisant dans une zone restreinte au niveau de la confluence. Ceci exprime une reprise d'érosion et une augmentation de la pente d'équilibre des différents torrents.

Ce processus pourrait amener à sous-estimer les risques liés aux laves torrentielles dans la partie inférieure du bassin versant, en raison de la chenalisation de l'écoulement jusqu'à la confluence avec la rivière principale. Pourtant, de nombreux événements ont montré récemment que des débordements importants pouvaient se produire sur les cônes de déjection (Arbonne, lave torrentielle du 24/07/96).

1.4.3.2) Structuration des dépôts sur les cônes de déjection

Si la répartition superficielle des dépôts sur les anciens cônes de déjection est souvent difficile à estimer, la distribution verticale se lit très clairement dans la mesure où les berges torrentielles sont fréquemment incisées sur une hauteur minimale de 3 mètres.

a) Distribution surfacique des dépôts

Cône de déjection du Pousset

Le Pousset possède une confluence en Y avec l'Arc, ce qui permet de développer une surface moins pentue plus importante. La morphologie de ce cône est fortement dissymétrique (figure 3-20) et peut se schématiser comme suit :

- la partie orientale bien développée, qui forme une berge verticale d'une dizaine de mètres de hauteur en bordure de l'Arc, est essentiellement formée de laves torrentielles. La production de laves torrentielles peut entraîner rapidement la formation d'une grande épaisseur de dépôts sur les cônes de déjection, en raison de la forte viscosité des dépôts et de leur faible capacité d'étalement ;
- la partie occidentale est constituée de dépôts boueux très fins dépourvus de blocs, qui correspondent à un écoulement plus fluide susceptible de se propager sur des surfaces très peu pentues.

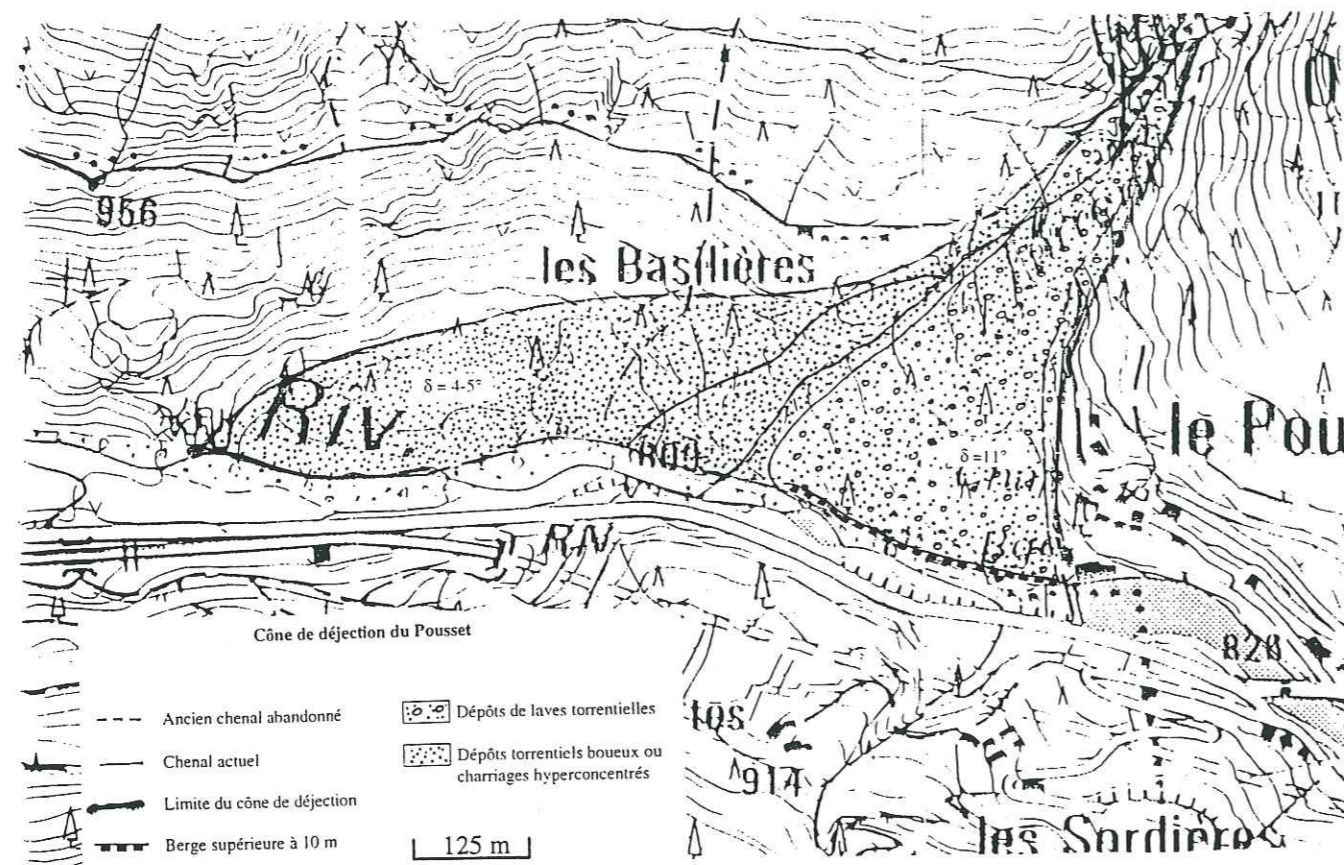


Figure 3-20 : structuration des dépôts du cône de déjection du Pousset

Cône de déjection du Sainte Elisabeth

A la suite d'une importante lave torrentielle qui s'est produite le 24/07/1995 dans le bassin versant du Sainte Elisabeth, d'importants dépôts ont été observés sur le cône de déjection. Le volume développé par ces dépôts est de l'ordre de 4600 m³. Les dépôts de boue sableuse s'étalent très largement autour des dépôts de lave torrentielle sensu stricto. De plus, à l'intérieur même de ces dépôts, on peut distinguer différents ensembles selon leur granularité et leur hétérométrie (figure 3-21).

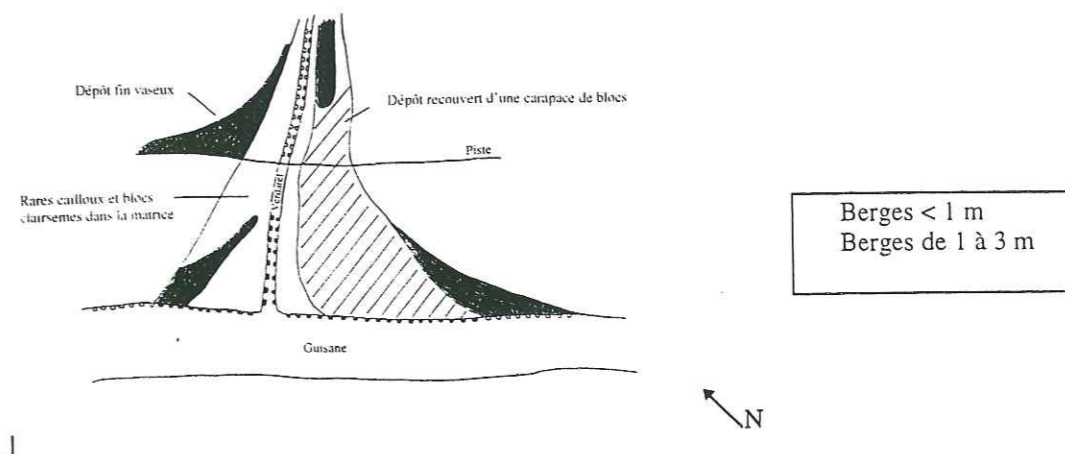


Figure 3-21 : cône de déjection formé par la lave du 24/07/95, torrent du Sainte Elisabeth

On a ainsi pu identifier des dépôts latéraux possédant une carapace de blocs en contact, présentant un agencement à texture openwork. A côté de ces dépôts, on observe des bourrelets sans carapace, au toit desquels quelques blocs parsemés sont imbriqués dans la matrice. La granulométrie de ces différentes zones est relativement proche, dominée par deux classes [8-16] et [16-32] cm, même si la partie septentrionale constituée d'une carapace de blocs en contact est légèrement enrichie en blocs de la fraction [16-32] cm (tableau 3-36).

Tableau 3-36 : densité de distribution des cailloux et blocs en fonction de la localisation des dépôts sur le cône de déjection

| Localisation | Identification du dépôt | Classes granulométriques (en cm) | | | | | |
|------------------|-------------------------|----------------------------------|-------|--------|---------|---------|----------|
| | | <=4 |]4-8] |]8-16] |]16-32] |]32-64] |]64-128] |
| Sainte Elisabeth | Zone pauvre en blocs | 0 | 0 | 1.27 | 2.06 | 0 | 0 |
| | | 0 | 0.04 | 2.26 | 1.02 | 0 | 0 |
| | Zone riche en blocs | 0 | 0 | 1.48 | 1.84 | 0 | 0 |
| | | 0 | 0.06 | 0.77 | 2.49 | 0 | 0 |

b) Distribution verticale des dépôts

Il est très difficile de déterminer les événements « lave torrentielle » dans une coupe verticale de berge. En effet, les dépôts d'une seule lave peuvent représenter des hauteurs considérables supérieures à celles dégagées par l'incision du torrent. De plus, l'aspect superficiel des dépôts est modifié par les nombreuses projections lors des passages de laves torrentielles ultérieures. Toutefois, les observations réalisées ont permis de montrer que ces berges d'anciens cônes de déjection torrentielle étaient essentiellement le produit de laves torrentielles majeures. En effet, ces dépôts présentent toutes les caractéristiques qui permettent d'identifier une lave torrentielle. Toutefois, on peut observer l'intercalation de niveaux alluvionnaires ou de dépôts intermédiaires peu épais entre deux événements majeurs de laves torrentielles.

1.4.4) Conclusion

L'étude de la morphologie des dépôts de laves torrentielles, formés dans le chenal ou sur les cônes de déjection, permet de déterminer les caractéristiques de l'écoulement de la lave. De plus, elle a montré que la construction des cônes de déjection était liée aux dépôts de laves torrentielles, ce qui est un élément important pour la gestion du risque.

2) Nature et identification des matériaux mobilisables

Il est possible maintenant de s'intéresser aux matériaux des zones d'initiation des laves torrentielles. Tout type de matériau meuble peut-il être mobilisé en lave torrentielle? Suffit-il que des risques d'instabilité existent pour que ce matériau soit mobilisé en lave torrentielle à l'occasion d'un événement climatique particulier?

Comme pour les échantillons de laves torrentielles, nous avons échantillonné les zones d'initiation potentielles identifiées à 20 mm. 17 zones d'initiation identifiées sont représentées, pour 10 bassins versants. D'après nos observations de terrain, nous avons pu définir deux types de zones d'initiation potentielles, des zones d'initiation véritables et des zones instables. Les zones d'initiation véritables sont reconnues pour avoir réellement initié des laves torrentielles. Les zones instables présentent des facteurs de prédisposition favorables à l'initiation des laves torrentielles, et sont donc considérées comme des zones d'initiation potentielles.

La nature des 22 principaux échantillons testés est assez variable, mais ce sont majoritairement des produits de glissement et des éboulis, aux côtés desquels sont identifiés des altérites (plus ou moins mêlées d'éboulis), des colluvions de pente et des moraines de nature variée en fonction de la teneur locale en argile et en silt, et du remaniement par les éboulis dans les pentes.

Les caractéristiques présentées ci-après sont regroupées par type de formations ; des données complémentaires relatives à chaque bassin versant étudié sont présentées au chapitre 4, qui traite des zones et mécanismes d'initiation.

2.1) Caractéristiques granulométriques

2.1.1) Etude comparative des courbes granulométriques de laves torrentielles et de matériaux des zones d'initiation

Pour différents bassins versants, nous avons établi des similitudes entre les caractéristiques granulométriques de certaines zones d'initiation bien identifiées et celles de dépôts de laves torrentielles provenant du même bassin versant (figure 3-22). Ces comparaisons indiquent clairement que les laves torrentielles proviennent d'une mobilisation « en masse » des matériaux de certaines zones d'initiation. Contrairement aux autres écoulements torrentiels pour lesquels une ségrégation des matériaux se fera en fonction de la capacité de charriage de l'écoulement, la lave torrentielle mobilise dans son intégralité le matériau. Toutefois, nous avons également remarqué que certaines laves torrentielles, si elles portent la signature de la zone d'initiation identifiée, s'enrichissent en cours de propagation en fraction grossière ou fine, selon le contexte.

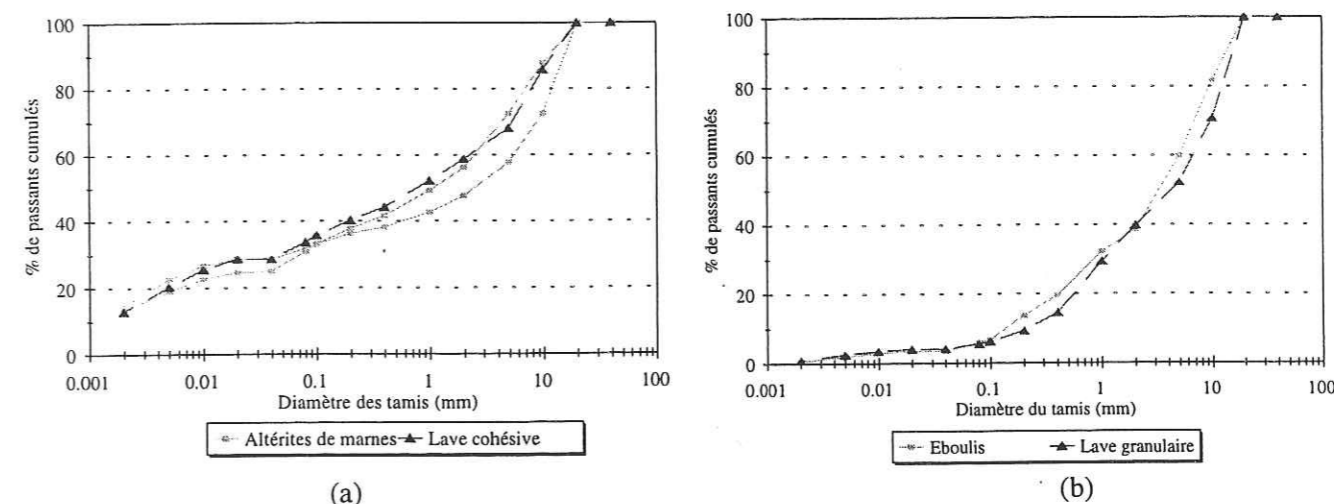


Figure 3-22 : comparaison de la granulométrie de zones d'initiation et de lave torrentielle associée - a) Torrent du Tuebi - b) Torrent du Sainte Elisabeth

2.1.2) Fuseaux granulométriques

Les courbes granulométriques des échantillons prélevés dans les zones d'initiation des différents bassins versants torrentiels se placent dans un large fuseau granulométrique (figure 3-23), avec dans tous les cas un faible tri granulométrique. Malgré cette relative similarité, le coefficient de mauvais triage S_0 présente des valeurs très variables qui se situent dans un domaine largement aussi étendu que celui des dépôts torrentiels indifférenciés (tableau 3-37). L'étendue des valeurs du quartile 50 est moins importante et correspond à des matériaux globalement plus fins, même si le pourcentage d'argiles ($< 2 \mu\text{m}$) est toujours inférieur à 15%.

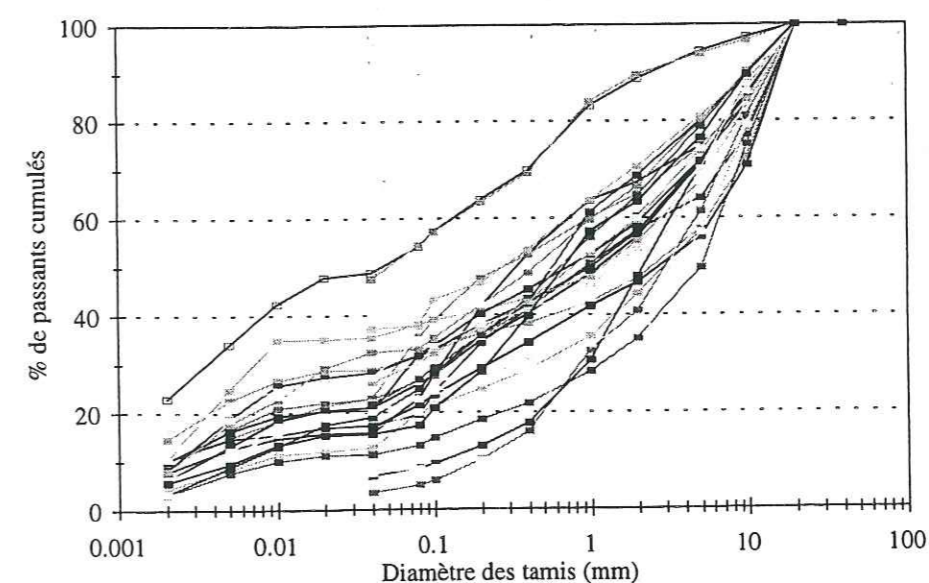


Figure 3-23 : courbes granulométriques des échantillons étudiés

Tableau 3-37 : coefficients caractéristiques des courbes granulométriques

| | Nombre | D ₅₀ | | S ₀ | |
|------------------------|--------|---------------------|---------|---------------------|---------|
| | | Etendue des valeurs | Moyenne | Etendue des valeurs | Moyenne |
| Tous | 22 | 0.1-5 | 1.6 | 3.8-2181.8 | 294.9 |
| Eboulis | 6 | 0.4-3.8 | 2.2 | 3.8-428.6 | 114.2 |
| Produits de glissement | 6 | 0.7-5 | 2 | 15.4-225 | 87.2 |
| Altérites | 3 | 1.1-2.8 | 1.9 | 58-1500 | 566.8 |
| Moraines | 3 | 0.1-0.5 | 0.3 | 37.5-307.7 | 188.4 |
| Dépôts fins | 2 | 0.3-0.6 | 0.5 | 29.3-119.6 | 74.5 |
| Colluvions | 2 | 1.1-1.3 | 1.2 | 684.2-2181.8 | 1433 |

L'étendue du fuseau granulométrique (tableau 3-38) défini par l'ensemble des matériaux des zones d'initiation potentielle exprime la grande hétérogénéité des matériaux mobilisables, entre différents échantillons de différents bassins versants et différents échantillons d'un même bassin versant. Nous avons cherché alors à comparer les fuseaux granulométriques définis par les deux types de zones d'initiation potentielles, les zones d'initiation véritables et les zones instables. Leur domaine se superpose partiellement, mais il apparaît que les zones instables représentent généralement des matériaux plus riches en fines.

Tableau 3-38 : principales caractéristiques granulométriques des zones d'initiation

| | Nombre | % < 2 mm | | % < 50 µm | | % < 2 µm | |
|--------------|--------|---------------------|---------|---------------------|---------|---------------------|---------|
| | | Etendue des valeurs | Moyenne | Etendue des valeurs | Moyenne | Etendue des valeurs | Moyenne |
| Potentielles | 32 | 30.4-89.4 | 57.1 | 4-50.3 | 23.5 | 3-23 | 9.1 |
| Véritables | 21 | 30.4-72.3 | 53.3 | 4-40.3 | 23.8 | 3-16.1 | 8.9 |
| Instables | 11 | 48-89.4 | 66.5 | 15.9-50.3 | 27 | 3.1-22.6 | 9.5 |

2.1.3 Analyse de la fraction fine (inférieure à 2 mm)

L'analyse de la fraction fine et sa représentation dans le triangle de Jamagne montrent une assez grande dispersion des matériaux de toutes les zones d'initiation, qui vont des domaines des sables aux argiles (figure 3-24). Toutefois, la majorité des sols sont représentés en moyenne par des sables limoneux ou argileux, ou des limons argilo-sableux. En concordance avec leur granulométrie, les matériaux des zones instables ont une matrice relativement plus argileuse que ceux des zones d'initiation véritables.

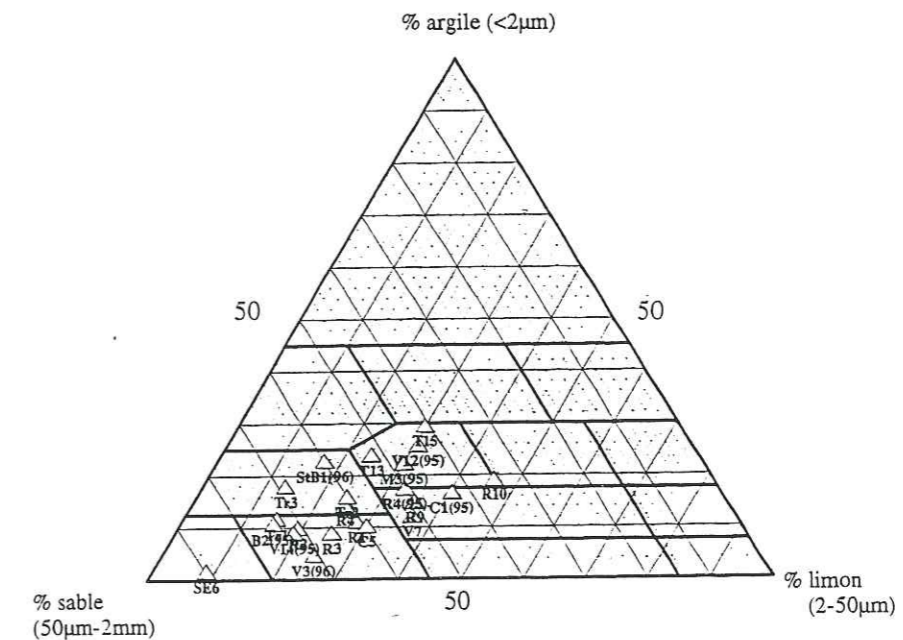


Figure 3-24 : représentation des échantillons dans le triangle de Jamagne

Altérites, colluvions et moraines possèdent généralement une matrice plus fine que les éboulis et produits de glissement (tableau 3-39), qui est identifiée comme limons moyen sableux ou limons sablo-argileux. Les variations de composition au sein d'une même famille de formations superficielles sont très importantes, en rapport avec le contexte environnemental.

Tableau 3-39 : caractéristiques de la matrice (< 2 mm)

| | Nombre | % argile (<2µm) | | % limon (2-50µm) | | % sable (50µm-2mm) | |
|------------------------|--------|---------------------|---------|---------------------|---------|---------------------|---------|
| | | Etendue des valeurs | Moyenne | Etendue des valeurs | Moyenne | Etendue des valeurs | Moyenne |
| Tous | 22 | 1.9-40.2 | 17.6 | 8.5-45.8 | 23.5 | 35-89.6 | 58.9 |
| Eboulis | 6 | 1.9-40.2 | 16.9 | 8.5-30 | 18.5 | 43.1-89.6 | 63 |
| Produits de glissement | 6 | 9.1-32.4 | 15.9 | 13.3-28 | 21.2 | 50-70.7 | 62.9 |
| Altérites | 3 | 22.9-32.8 | 26.6 | 17.2-32.2 | 24.5 | 35-59.9 | 48.9 |
| Colluvions | 2 | 14.9-19.2 | 17.1 | 35.2-45.8 | 40.5 | 35-49.9 | 42.4 |
| Moraine | 2 | 12.2-25.9 | 19.1 | 30.4-36.2 | 22.2 | 43.7-51.6 | 47.7 |
| Tourbe | 1 | 4.8 | - | 24.3 | - | 70.9 | - |
| Dépôts lacustres | 2 | 16-19 | 17.5 | 9.1-24.1 | 16.6 | 59.9-71.9 | 65.9 |

2.1.4 Analyse de la fraction grossière (2-20 mm)

La distribution des trois classes de la fraction grossière des échantillons est relativement groupée, et montre un équilibre entre graviers petits, moyens et grossiers (figure 3-25). Ainsi, les moyennes pour ces trois classes sont respectivement (en pourcentages) : 32.8, 32 et 34.4. Toutefois, il semble que les échantillons soient répartis selon un axe correspondant à un pourcentage de graviers moyens relativement stable, les variations se faisant sur des proportions relatives variables des graviers petits et grossiers.

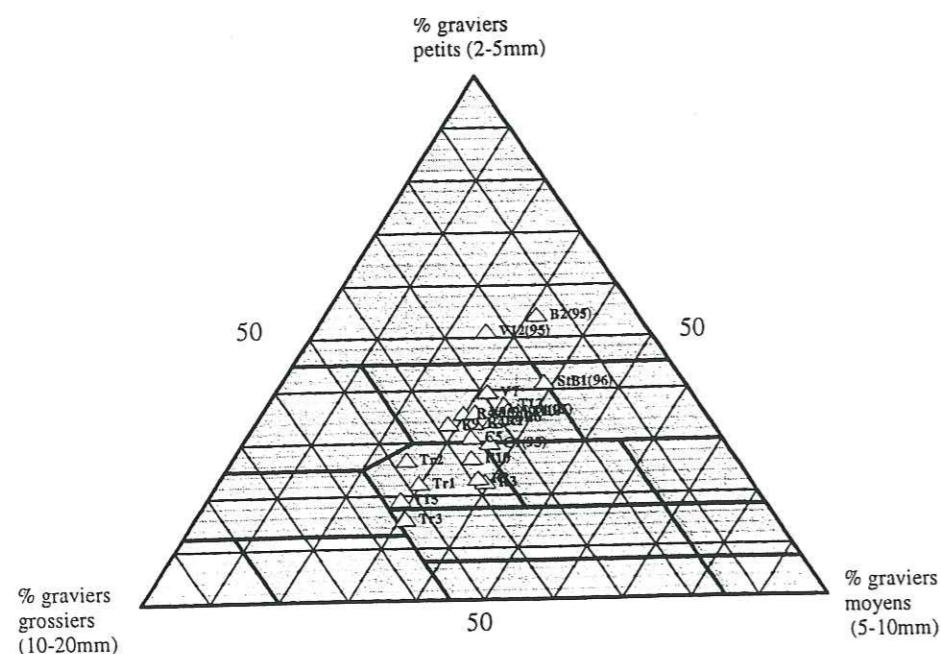


Figure 3-25 : représentation de la fraction grossière des échantillons

2.1.5) Analyse des éléments de taille supérieure à 20 mm

Les études conduites par analyse d'images nous ont permis de caractériser la fraction supérieure à 40 mm (limite de résolution de la méthode à partir des photographies de terrain), et même dans certains cas, de déterminer la superficie de celle-ci par rapport à la matrice fine (considérée dans ce cas comme étant constituée des particules de taille inférieure à 40 mm). En raison de la lacune granulométrique subsistante, nous n'avons pu dresser de courbes granulométriques complètes, mais ces chiffres permettent d'avoir une indication de la composition globale de ces échantillons.

Les rapports de superficie entre blocs et matrice sont très variables entre différents échantillons, de 8 à 48%, et dépendent essentiellement de la nature de la couverture superficielle. Les altérites marnieuses remaniées par les éboulis sont relativement riches en blocs (de 28 à 48% par rapport aux inférieurs à 40 mm), alors que les dépôts morainiques et éboulis étudiés correspondent à des dépôts plus fins ; les blocs y sont parsemés dans la matrice (de 8 à 21% de blocs).

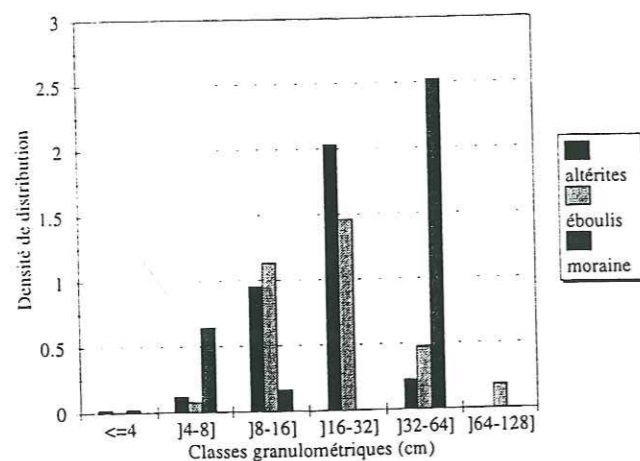


Figure 3-26 : répartition de la fraction grossière en fonction de la nature des échantillons

De manière générale, la distribution des cailloux et blocs dans les échantillons d'éboulis et altérites respecte une loi unimodale centrée sur la classe]16-32] cm (figure 3-26). Dans le cas de la moraine (2

échantillons seulement), on observe une distribution bimodale avec une classe très dominante qui est la classe]32-64] cm.

2.2) Identification pétrophysique

L'étude des fractions granulométriques 10-20 mm nous a permis de constater que les fragments identifiés dans les échantillons des zones d'initiation sont de même nature que ceux des dépôts torrentiels de même provenance géographique ; seules les proportions relatives de chaque constituant sont quelque peu différentes.

Les matériaux fins de type tourbe formés dans les replats ou cuvettes marécageuses et les formations remaniées par les coulées renferment fréquemment des minéraux oxydés et recouverts d'une pellicule superficielle d'altération. Ainsi, les cailloux et graviers de quartzites du Sainte Elisabeth (Hautes-Alpes) présentent de nombreuses inclusions d'oxydes qui induisent une fragilisation de la roche. L'état d'altération observé sur les éléments des dépôts de laves torrentielles est donc bien hérité des matériaux des zones d'initiation potentielle.

Eboulis, altérites et produits de glissement contiennent des éléments anguleux à subanguleux. Des particules émoussées sont observées dans les dépôts morainiques ainsi que dans les dépôts fins de replats topographiques. Il s'avère donc également que la forme des grains des dépôts de laves torrentielles reflète celle des matériaux mobilisés.

2.3) Identification géotechnique

2.3.1) Les limites d'Atterberg

Les résultats des limites d'Atterberg (réalisées sur l'inférieur à 400 µm) sont reportés dans le diagramme de Casagrande (figure 3-27). Les échantillons, dont la localisation est faiblement dispersée autour de la ligne A, sont identifiés comme des limons peu plastiques.

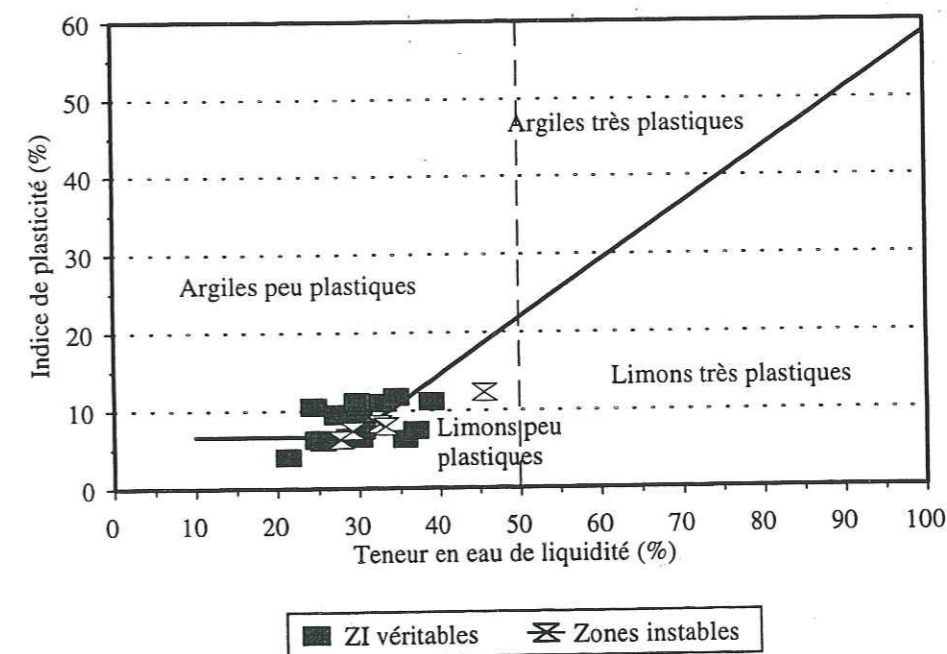


Figure 3-27 : diagramme de Casagrande

L'indice de plasticité des échantillons est généralement faible (entre 6 et 11%), de même que les limites de liquidité qui sont le plus souvent inférieures à 30% (tableau 3-40). La valeur des limites d'Atterberg est assez peu variable entre les échantillons d'un même bassin versant (tableau III-3-2,

annexe III-3) ainsi qu'entre ceux de même nature. Les valeurs des limites d'Atterberg restent faibles au regard des valeurs obtenues sur des argiles pures (teneur en eau de liquidité jusqu'à 100%). La faible étendue du domaine de plasticité et les faibles teneurs en eau de liquidité impliquent que de faibles apports d'eau vont entraîner d'importantes modifications d'état du matériau. Ceci signifie que le matériau passe assez rapidement de l'état plastique à l'état liquide, et peut donc être mobilisé en lave torrentielle.

Tableau 3-40 : valeurs caractéristiques des limites d'Atterberg

| | Nombre | W _L (%) | | W _p (%) | | IP (%) | | Activité | |
|------------------------|--------------------|---------------------|------|---------------------|------|---------------------|-----|---------------------|-----|
| | | Etendue des valeurs | Moy | Etendue des valeurs | Moy | Etendue des valeurs | Moy | Etendue des valeurs | Moy |
| Tous | 24 | 16.8-39 | 29 | 13.9-29.5 | 20.6 | 4.1-11.8 | 7.6 | 0.5-3.3 | 1.2 |
| Eboulis | 5/6 ⁽¹⁾ | 16.8-30 | 25.2 | 14-22.2 | 20.2 | 4-9 | 6.7 | 0.5-1.9 | 1.1 |
| Produits de glissement | 6 | 24.5-39 | 30.1 | 13.9-29.5 | 21 | 6-11.2 | 9.1 | 0.6-3.3 | 1.6 |
| Altérites | 3 | 25.2-34.6 | 30.8 | 18.8-24.2 | 21.9 | 6.4-11.8 | 8.8 | 0.5-1 | 0.7 |
| Colluvions | 2 | 30-35.7 | 32.8 | 21.6-29.3 | 25.4 | 6.4-8.4 | 7.4 | 0.6-1 | 0.8 |
| Dépôts fins de cuvette | 2 | 27.8-33.3 | 30.6 | 21.5-25.3 | 23.4 | 6.3-8 | 7.2 | 0.6-1.4 | 1 |
| Moraines | 5 | 29.7-45.6 | 33.7 | 18.5-33.3 | 24.2 | 6.5-12.3 | 9.7 | - | - |

⁽¹⁾ : l'étude de W_p et IP a porté sur 5 échantillons, le 6ème étant trop sableux.

La moyenne des valeurs calculées sur les matériaux prélevés dans des zones instables est plus élevée que celle des matériaux des zones d'initiation véritable (tableau 3-41), mais leurs indices de plasticité restent assez faibles, inférieurs à 10%. Toutefois, les matériaux des zones d'initiation véritables et des zones instables définissent des limons peu plastiques dans le diagramme de Casagrande.

Tableau 3-41 : valeurs comparatives des limites d'Atterberg des matériaux des zones d'initiation

| Zones d'initiation | Nombre | W _L (%) | | W _p (%) | | IP (%) | | Activité | |
|--------------------|--------|--------------------|---------|--------------------|---------|---------|---------|-----------|---------|
| | | Valeurs | Moyenne | Valeurs | Moyenne | Valeurs | Moyenne | Valeurs | Moyenne |
| potentielles | 23/24 | 21.4-45.6 | 30.6 | 14-33.3 | 22.25 | 4-12.3 | 8.35 | 0.47-3.31 | 1.28 |
| Véritables | 17/18 | 24.5-39 | 30.2 | 14-29.5 | 21.7 | 6-11.8 | 8.6 | 0.47-3.31 | 1.25 |
| Instables | 6 | 21.4-45.6 | 31.6 | 17.4-33.3 | 23.9 | 4-12.3 | 7.7 | 0.51-1.39 | 0.94 |

2.3.2) Caractérisation de la fraction argileuse

Les valeurs de bleu sont très variables et vont de 0.34 à 3.57 g/100 g de sol. Les valeurs de bleu sont relativement homogènes pour les différents échantillons d'un même bassin versant, de même que les proportions des différentes argiles minéralogiques ce qui traduit l'influence du contexte géologique sur la nature des argiles. Les valeurs de bleu et valeurs de bleu équivalentes (calcul présenté p.91, au paragraphe 1.3.2.1) sont plus élevées pour les zones instables, ce qui exprime la plus forte argilosité des matériaux, pour une activité plus faible (tableau 3-42).

Tableau 3-42 : valeurs de bleu, valeurs de bleu équivalentes et activité des matériaux des zones d'initiation

| Zones d'initiation | Nombre | VB (g/100g) | | Vb _e (g/100g) | | Activité | |
|--------------------|--------|-------------|---------|--------------------------|---------|-----------|---------|
| | | Valeurs | Moyenne | Valeurs | Moyenne | Valeurs | Moyenne |
| potentielles | 19 | 0.34-3.57 | 1.09 | 1.57-8.11 | 3.31 | 0.47-3.31 | 1.28 |
| Véritables | 14 | 0.39-3.57 | 0.99 | 1.57-6.72 | 2.93 | 0.47-3.31 | 1.25 |
| Instables | 5 | 0.34-2.36 | 1.37 | 1.79-8.11 | 4.36 | 0.51-1.39 | 0.94 |

Bien que les échantillons ayant la valeur de bleu la plus élevée présentent un fort pourcentage de particules de taille inférieure à 2 µm, les valeurs ne sont pas directement proportionnelles à la teneur en argiles des sols. La nature minéralogique de celles-ci joue donc un rôle sur la surface spécifique développée, donc sur l'activité et vraisemblablement sur le comportement rhéologique.

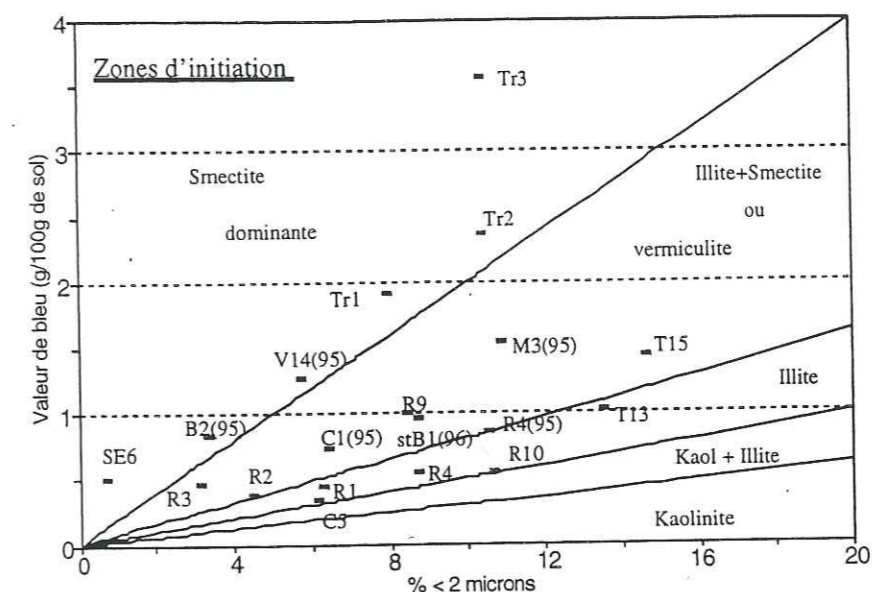


Figure 3-28 : valeurs de bleu en fonction du pourcentage de particules de taille inférieure à 2 µm
C : Claret ; R : Ravoire de Pontamafrey ; Tr : Real ; T : Tuebi ; V : Verdarel ; SE : Sainte Elisabeth ; M : Maiola ; StB : Saint Bernard ; B : Bragousse

Plus de 50% des échantillons étudiés renferment des argiles gonflantes, souvent en faibles proportions, qui sont généralement des chlorites gonflantes ou des interstratifiés de diverses natures (tableau III-3-3, annexe III-3). La proportion d'argiles gonflantes dans les échantillons du Real (Alpes Maritimes) représente près du tiers des argiles, et explique les fortes valeurs de bleu. Kaolinite et chlorite restent secondaires au côté de l'illite qui est largement dominante (proportion supérieure à 50% pour tous les échantillons).

La présence d'argiles gonflantes, même en faibles proportions, influence fortement la valeur de bleu, dans la mesure où leur capacité d'adsorption spécifique est élevée. C'est pourquoi de nombreux échantillons se situent dans les domaines illite+smectite ou smectite dominante (figure 3-28).

Toutefois, quelques échantillons, comme V14(95) et T15, ne contiennent pas d'argiles gonflantes et possèdent des valeurs de bleu fortes.

2.3.3) Teneur en carbonates et matière organique

Les teneurs en carbonates traduisent la grande diversité des contextes géologiques étudiés (tableau 3-43). Les hétérogénéités pétrographiques des zones d'initiation potentielles sont également identifiées pour un même bassin versant par d'importantes variations de teneur en carbonates entre deux échantillons (exemple du Claret).

Tableau 3-43 : teneurs en carbonates et matière organique -MO- en %

| | Nombre | CaCO ₃ | | MO | |
|------------------|--------|---------------------|---------|---------------------|---------|
| | | Etendue des valeurs | Moyenne | Etendue des valeurs | Moyenne |
| Tous | 19 | 1-73.3 | 25.4 | 0.2-1.5 | 0.65 |
| Ravoire | 7 | 15.3-26.7 | 20.6 | 0.3-1 | 0.6 |
| Claret | 2 | 16.3-52 | 34.1 | 0.7 ⁽¹⁾ | - |
| Verdarel | 1 | 1 | - | 0.9 | - |
| Tuebi | 2 | 51.3-73 | 27.4 | 0.8-1.5 | 1.2 |
| Real | 3 | 1.7-2.7 | 1.8 | 0.2-0.4 | 0.3 |
| Sainte Elisabeth | 2 | 1.3 | 1.3 | 0.62 ⁽¹⁾ | - |
| Maiola | 1 | 63.7 | - | (2) | - |
| Boscodon | 1 | 73.3 | - | (2) | - |

⁽¹⁾ : une seule valeur de mesure ; ⁽²⁾ : pas de mesure.

Les teneurs en matière organique sont relativement faibles (entre 0.2 et 1.5% de la fraction inférieure à 20 µm). Les comparaisons entre différents échantillons d'un même bassin versant doivent être faites avec précaution en raison du faible nombre d'échantillons testés ; toutefois, dans le cas de la Ravoire et du Tuebi, on observe des variations importantes entre échantillons contigus.

2.4) Caractéristiques rhéologiques

Afin de pouvoir évaluer la loi de comportement des matériaux prélevés dans les zones d'initiation, nous avons effectué les mêmes tests rhéométriques que pour les dépôts de laves torrentielles, en conservant les mêmes valeurs de concentration volumique solide. Nous avons donc pris la fraction de sol inférieure à 40 µm, que nous avons mélangée à de l'eau dans des proportions permettant d'atteindre des concentrations volumiques solides Cv de 30 et 40%.

Les seuils de contrainte, extrapolés des courbes de régime permanent, augmentent fortement avec la concentration volumique solide (figure 3-29). La variation de la valeur du seuil entre les deux essais à concentration volumique solide différente est spécifique à chaque matériau testé et dépend essentiellement de la granularité et de la nature des argiles constituant le mélange. Une forte augmentation du seuil de contrainte exprime le rapide changement de comportement du matériau testé.

Dans le cas d'un échantillon d'éboulis ordonnés du Real (Tr1), nous avons observé pour Cv=40% un comportement instable qui se traduit par l'identification d'un minimum sur la courbe des régimes permanents. Dans ce cas, le seuil de contrainte extrapolé ne correspond pas au seuil de contrainte nécessaire pour initier l'écoulement, mais plutôt au minimum de cette courbe (tableau 3-44).

Les tests n'ont pu être réalisés sur l'échantillon du Sainte Elisabeth SE6 qui représente des éboulis de quartzites. En effet, pour Cv=30%, l'échantillon est trop liquide et ne peut être cisailé : il se produit une sédimentation immédiate avec fuite latérale d'eau chargée de petites particules. Mais à Cv=35%, l'échantillon est déjà trop visqueux et se fracture : les particules fines ne sont pas suffisamment abondantes pour retenir l'eau et former un fluide interstitiel lubrifiant les frottements interparticulaires.

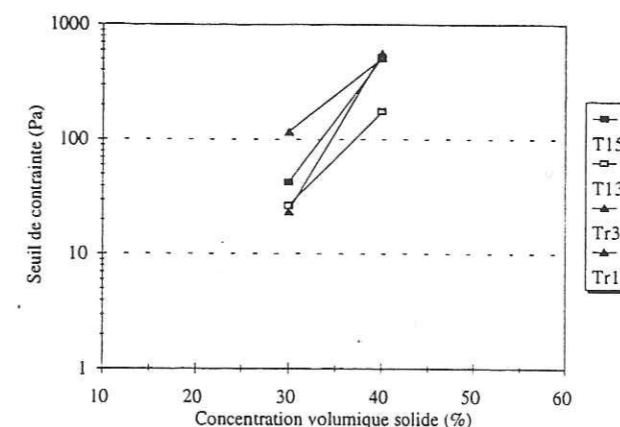


Figure 3-29 : détermination du seuil de contrainte en fonction des concentrations volumiques solides

Tableau 3-44 : paramètres de la loi de Herschel-Bulkley ajustée aux valeurs rhéométriques

| Cv (%) | T15 | | T13 | | Tr3 | | Tr1 ⁽¹⁾ | |
|---------------|-------|-------|-------|------|-------|-------|--------------------|-------|
| | 30 | 40 | 30 | 40 | 30 | 40 | 30 | 40 |
| τ_c (Pa) | 42.5 | 521 | 26.5 | 176 | 117 | 515 | 23.5 | 565 |
| K | 13 | 119.2 | 7.6 | 42.6 | 18.4 | 73 | 5.5 | 35.4 |
| n | 0.334 | 0.336 | 0.333 | | 0.333 | 0.334 | 0.322 | 0.463 |

⁽¹⁾ L'interprétation des résultats de cet échantillon a été réalisée avec la loi de Herschel-Bulkley par analogie, mais il semble que ce ne soit pas la loi la mieux adaptée au regard de la courbe des régimes permanents qui présente un minimum.

2.5) Caractéristiques mécaniques

Certains échantillons ont été cisailés (boîte rectiligne de Casagrande) afin de déterminer leurs paramètres mécaniques. En raison des contraintes d'échantillonnage, les essais ont été réalisés sur des échantillons remaniés, écrêtés à 2 mm. Ces matériaux ont été préconsolidés avant chaque essai à la pression appliquée lors du cisaillement ultérieur, le temps nécessaire au tassement primaire et à la saturation du sol. Pour un même sol, trois essais ont été réalisés en appliquant des contraintes normales de 100, 200 et 300 kPa.

La nature des échantillons testée est variable en fonction des contextes lithologiques des bassins versants, et les paramètres mécaniques sont donc fonction de cette nature.

Tableau 3-45 : paramètres mécaniques des échantillons

| Identification | Cohésion C (kPa) | Angle de friction ϕ (°) |
|--------------------|------------------|------------------------------|
| Maiola - M3(95) | 30 | 41 |
| Ravoire - R4(95) | 30 | 39 |
| Verdarel - V14(95) | 0 | 42 |
| Boscodon - B2(95) | 19 | 48 |
| Claret - C1(95) | 4 | 38 |

N.B : les caractéristiques granulométriques et géotechniques des échantillons cisailés sont présentées en annexe III-3.

Les valeurs obtenues sont très variables mais traduisent des valeurs de frottement assez fortes (entre 38 et 48°) qui ne semblent pas toujours correspondre au contexte topographique (tableau 3-45). La validité de ces paramètres est analysée dans le chapitre V avec le support de calculs de stabilité a posteriori.

A l'occasion de ces essais, nous avons déterminé les densités volumiques sèches et saturées des différents sols, ainsi que la teneur en eau de saturation (tableau 3-46).

Tableau 3-46 : caractéristiques géotechniques des échantillons cisailés

| | Avant consolidation | | | Après cisaillement | | |
|--------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------|------------------------------------|------------------|--|
| | γ_d (kN/m ³) | γ_s (kN/m ³) | W_{sat} (%) | γ_d (kN/m ³) | W_{sat} (%) | γ_{sat} (kN/m ³) |
| Maiola | - | 27 | 25 | 18.3 | 17.6 | 21.5 |
| Ravoire | - | | 22 | 19 | 14 | 23.4 |
| Salso Moreno | 16.1 | | 25 | 19 | 15.5 | 22 |
| Verdarel | 16.4 | | 24 | 17.6 | 19.8 | 21.1 |
| Boscodon | 19.9 | | 13 | 20 | 13 | 23 |
| Claret | 17.6 | | 20 | 22.5 | 9.7 | 24.7 |

2.6) Conclusion : comparaison entre les échantillons des zones d'initiation et des laves torrentielles

Les échantillons des zones d'initiation potentielles (tous types de zones confondus, zones d'initiation véritables et zones instables) sont des matériaux hétérogènes, faiblement triés, dont la teneur en argiles est en général relativement faible. Le fuseau des laves torrentielles est compris dans celui des matériaux d'initiation potentielles, et plus particulièrement dans celui des matériaux d'initiation véritables, excepté toutefois pour les particules de taille inférieure à 2 µm. En effet, les sols des zones d'initiation en contiennent toujours un peu plus (tableau 3-47). Ceci peut s'expliquer par un lessivage des laves torrentielles après dépôts, mais avant consolidation et prélèvement.

Tableau 3-47 : fuseau granulométrique des zones d'initiation et des laves torrentielles

| | | % < 2 mm | % < 50µm | % < 2µm |
|---------------------|--------------------|-----------|-----------|----------|
| Laves torrentielles | matrice cohésive | 40-68.9 | 20.9-36.1 | 1.6-15.6 |
| | matrice granulaire | 27.8-66.7 | 2.8-17.2 | 0.7-7.6 |
| Zones d'initiation | potentielles | 30.8-89.7 | 4-50.3 | 3-23 |
| | véritables | 30.8-72.3 | 4-40.2 | 3-16.1 |
| | instables | 48-89.7 | 15.9-50.3 | 3.2-22.6 |

Les coefficients granulométriques des échantillons des zones d'initiation sont très variables. Si pour le quartile 50, les valeurs sont proches de celles obtenues pour les laves torrentielles (tableau 3-48), les valeurs du coefficient de Trask sont encore plus étendues et expriment le faible tri granulométrique de certains échantillons des zones d'initiation.

Tableau 3-48 : valeurs comparatives des coefficients granulométriques

| | S_0 | D_{50} |
|----------------------------|-------------|----------|
| Zones d'initiation | 3.8-2181.8 | 0.1-5 |
| Laves à matrice cohésive | 70.7-1166.7 | 0.3-4.7 |
| Laves à matrice granulaire | 5.3-69.2 | 0.5-5.3 |

Pour les laves torrentielles, comme pour les zones d'initiation, la matrice fine (< 2 mm) représente globalement des limons sableux ou sablo-argileux (figure 3-30). Le domaine défini par toutes les zones d'initiation englobe les deux domaines particuliers de chaque famille de laves.

De la même manière, pour la fraction 2-20 mm, la plupart des échantillons se trouvent dans le même domaine, défini par le faisceau 30-40% de graviers moyens, et variations des proportions relatives des graviers petits et grossiers. Quelques échantillons de laves torrentielles présentent toutefois un enrichissement notoire en graviers grossiers.

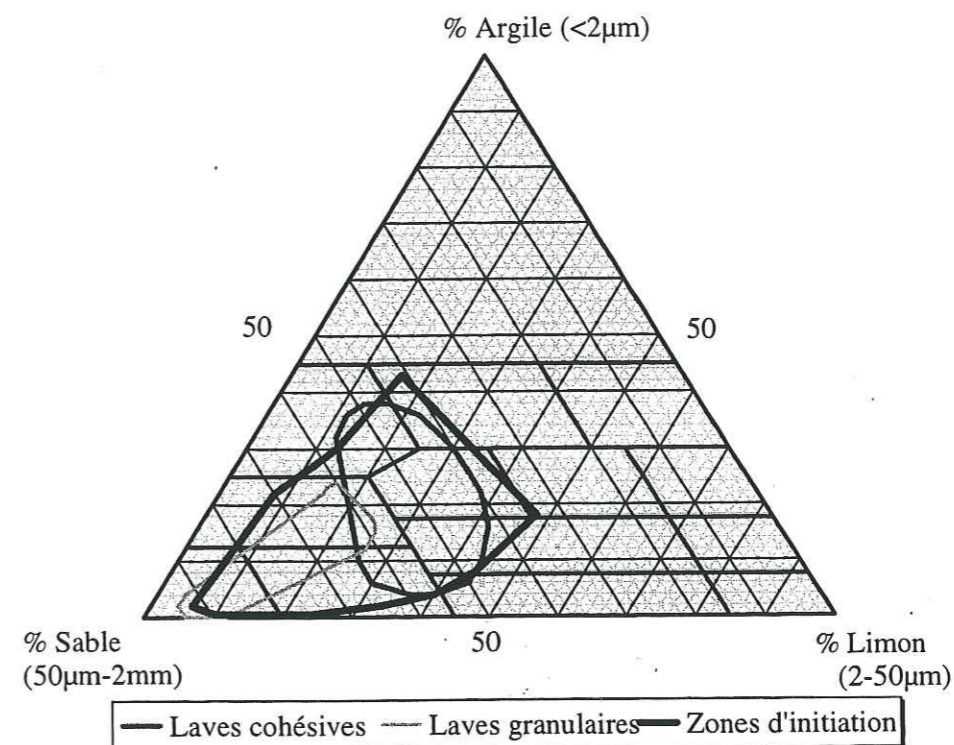


Figure 3-30 : identification de la matrice fine dans le triangle de Jamagne

Les caractéristiques géotechniques des échantillons des zones d'initiation potentielles permettent également d'établir des similitudes avec les dépôts de laves torrentielles. Les limites d'Atterberg définissent pour les zones d'initiation potentielles et les laves torrentielles des limons peu plastiques, et les valeurs moyennes de teneur en eau de liquidité et de plasticité sont proches (tableau 3-49).

Tableau 3-49 : valeurs comparatives des limites d'Atterberg

| | W_L (%) | W_P (%) | IP (%) | Activité |
|----------------------------|-----------|-----------|--------|----------|
| Zones d'initiation | 30.6 | 22.2 | 8.4 | 1.3 |
| Laves à matrice cohésive | 26.8 | 19.8 | 6.9 | 1 |
| Laves à matrice granulaire | 22.4 | 17.3 | 5.2 | 1.8 |

Les valeurs de bleu sont généralement d'un ordre de grandeur comparable entre les échantillons des zones d'initiation et les dépôts torrentiels associés (tableau 3-50). Par contre, les variations entre différents bassins versants torrentiels sont très importantes et expriment des comportements fondamentalement différents de la matrice des sols. De plus, les valeurs de bleu des matériaux des zones instables sont légèrement supérieures à celles des matériaux des zones d'initiation véritables.

Tableau 3-50 : comparaison des valeurs de bleu des échantillons des zones d'initiation et des dépôts torrentiels (g/100g)

| | Zone d'initiation | | Laves torrentielles | | Dépôts intermédiaires / alluvions | |
|------------------|-------------------|------|------------------------|--------------|-----------------------------------|------|
| | | | | | | |
| Ravoire | 1.57-3.76 | 2.21 | 1.65-1.67 | 1.66 | 1.3 | |
| Claret | 1.79-2.6 | 2.2 | 1.47-1.93 | 1.7 | 1.9 | |
| Saint Martin | 2.47 | | 2.17-2.88 | 2.5 | - | |
| Verdarel | 3.85 | | 2.96-3.51 | 3.23 | 4.4 | |
| Sainte Elisabeth | 4.25 | | 3.4-4.36 | 3.88 | - | |
| Boscodon | 2.1 | | 2.43-3.51 1.65-2.27 | 2.97 2.03 | 1.16-2.15 | 1.78 |
| Tuebi | 2.1-2.37 | 2.23 | 2.48-10.73 | 6.6 | 3.3 | |
| Real | 5.58-8.11 | 6.8 | 7.06-7.68 | 7.37 | 6.8-7.89 | 7.34 |
| Maiola | 4.48 | | 5.51 | | 2.59 | |

Les teneurs en carbonates sont d'un même ordre de grandeur entre les échantillons de laves torrentielles et les matériaux des zones d'initiation véritables. De même, les valeurs de teneurs en matière organique sont du même ordre de grandeur que celles obtenues pour les laves torrentielles.

Lors des essais rhéologiques, nous avons été confronté aux mêmes effets perturbateurs que pour certaines laves torrentielles. Les seuils de contrainte des échantillons sont très variables entre les deux bassins versants étudiés et pour les échantillons d'un même bassin versant. Ainsi, les seuils de contrainte obtenus pour les différents échantillons sont relativement élevés en comparaison de ceux des dépôts torrentiels étudiés au chapitre 3, excepté pour l'échantillon du Tuebi T13 qui présente des valeurs très faibles (tableau 3-51).

Tableau 3-51 : comparaison des seuils de contrainte entre laves torrentielles et zones d'initiation

| Zone d'initiation | | Seuil de contrainte τ_c (Pa) | | | |
|---------------------------|--------|-----------------------------------|--------|---------------|----------------|
| | | Cv=30% | Cv=40% | % < 2 μ m | % < 50 μ m |
| Zone d'initiation | T13 | 26.5 | 176 | 13.5 | 27 |
| | T15 | 42.5 | 521 | 14.6 | 29 |
| Laves à matrice cohésive | T11 | 35 | 174 | 3.8 | 29 |
| | T5(95) | 46 | 360 | 15.4 | 31.8 |
| Zone d'initiation | Tr1 | 23.5 | 565 | 7.9 | 18 |
| | Tr3 | 117 | 515 | 10.4 | 18 |
| Lave à matrice granulaire | Tr9 | 26 | 417 | 5.6 | 16 |

Toutefois, le trop faible nombre d'échantillons des zones d'initiation testés au rhéomètre ne permet pas une étude suffisamment représentative, mais au regard des résultats obtenus sur deux bassins versants, il n'est pas possible d'établir une relation entre les seuils de contrainte des matériaux des zones d'initiation et des dépôts de laves torrentielles.

Il résulte de ces analyses que toutes les zones identifiées comme zones potentielles sur des critères géomorphologiques (versants instables, zones érodables,...) ne peuvent effectivement produire directement des laves torrentielles que si certains critères granulométriques et géotechniques sont respectés.

3) Conclusion

- Une analyse très détaillée de nombreux dépôts de laves torrentielles sur le terrain, et de nombreuses caractérisations au laboratoire nous ont permis de faire ressortir les **caractéristiques des laves torrentielles**.

• une lave torrentielle se distingue d'un dépôt torrentiel classique (écoulement hyperconcentré), bien qu'il existe certains dépôts qualifiés d'intermédiaires.

| Laves torrentielles | Alluvions | Dépôts intermédiaires |
|---|---|--|
| Dépôt hétérométrique et grossier | Dépôt trié, dominance de graviers et sables | Dépôt assez hétérogène, avec quelques cailloux et petits blocs |
| Carapace et front de blocs | | |
| Marges raides de hauteur variable, lobe frontal | dépôts de fond de chenal, peu épais | Pas de marges bien nettes, dépôts en bordure du chenal, ou superposés aux laves torrentielles |
| Pas de granoclassement ni d'orientation des particules | Granoclassement ascendant | Granoclassement pas systématique, mais orientation des particules |
| Particules fines remplissant les vides intergranulaires | Dépôt propre, texture ouverte ou semi-ouverte | Placage d'argiles autour des particules grossières et remplissage partiel des vides intergranulaires |

• le critère granulométrique, associé à quelques autres, permet de distinguer les laves à matrice granulaire des laves à matrice cohésive. Il est notamment intéressant de noter que différents critères granulométriques équivalents, qui sont définis pour les classes 20 à 200 μ m, sont discriminants. Par contre, le pourcentage d'argiles (< 2 μ m) ne semble pas être un critère discriminant.

| Laves à matrice granulaire | Laves à matrice cohésive |
|---|---|
| Critères granulométriques relatifs au corps de lave, écrêté à 20 mm | |
| - de 16% d' < 20 μ m - de 18% d' < 40 μ m - de 20% d' < 50μm - de 24% d' < 100 μ m - de 30% d' < 200 μ m | + de 16% d' < 20 μ m + de 20% d' < 50 μ m + de 20% d' < 50μm + de 24% d' < 100 μ m + de 30% d' < 200 μ m |
| Critères distinctifs complémentaires | |
| Front relativement homométrique Taille moyenne des blocs 20-40 cm Front étalé, lobes aplatis | Front très hétérométrique et grossier Taille moyenne 20-80 cm Front plus haut, peu étalé |
| Matériau peu cohérent après dépôt, facilement lessivé en surface | Matériau très bien cimenté après dépôt |
| Matrice sableuse, pauvre en limons | Matrice sablo-limoneuse à limono-argileuse |
| Macroporosité | Microporosité |

• d'autres paramètres, teneur en carbonates, nature minéralogique des argiles, limites d'Atterberg, permettent de caractériser de façon plus secondaire ces laves torrentielles. Leur rôle dans le comportement rhéologique du matériau n'est pas clairement identifié.

- L'étude des matériaux des zones d'initiation potentielle a montré que, lorsque ces zones étaient des zones véritables d'initiation, les caractéristiques granulométriques des matériaux de ces zones correspondaient bien à celles des dépôts de laves torrentielles. Ceci veut dire qu'il y a un déplacement de matériaux des zones d'initiation vers les zones de dépôt, sans tri granulométrique notable ou mélange important avec des matériaux d'une autre nature. On identifie donc ici un critère assez sûr pour reconnaître si un matériau particulier peut se transformer en matériau de lave torrentielle.

Les caractéristiques géotechniques des matériaux des zones d'initiation potentielles permettent également d'établir des similitudes avec les dépôts de laves torrentielles. Les propriétés des zones d'initiation véritables sont plus proches de celles des dépôts de laves torrentielles que celles des matériaux des zones instables. Ces dernières sont généralement plus argileuses et présentent une limite de liquidité plus élevée.

Ainsi, des matériaux très argileux, par exemple, et même très instables (zones de versant en glissement actif) ne pourront être mobilisés en matériaux de lave torrentielle. Ils pourront peut-être évoluer en coulée boueuse, moins dommageable qu'une lave torrentielle. Ils pourront également, en fonction de leur situation morphologique, fournir un peu de matériaux à des laves déjà formées, qui se propagent dans le chenal d'écoulement du torrent.

1) Le contexte hydrologique et hydrogéologique du bassin versant

1.1) Cadre général

Ce contexte est important à considérer à l'échelle du bassin versant car il est en partie à l'origine des mécanismes d'initiation susceptibles de se présenter. Les paramètres morphométriques du bassin versant, déjà présentés, et les paramètres hydrogéologiques des formations superficielles et du substratum contrôlent le comportement hydrologique et hydrogéologique du bassin versant, illustré par la figure 4-1.

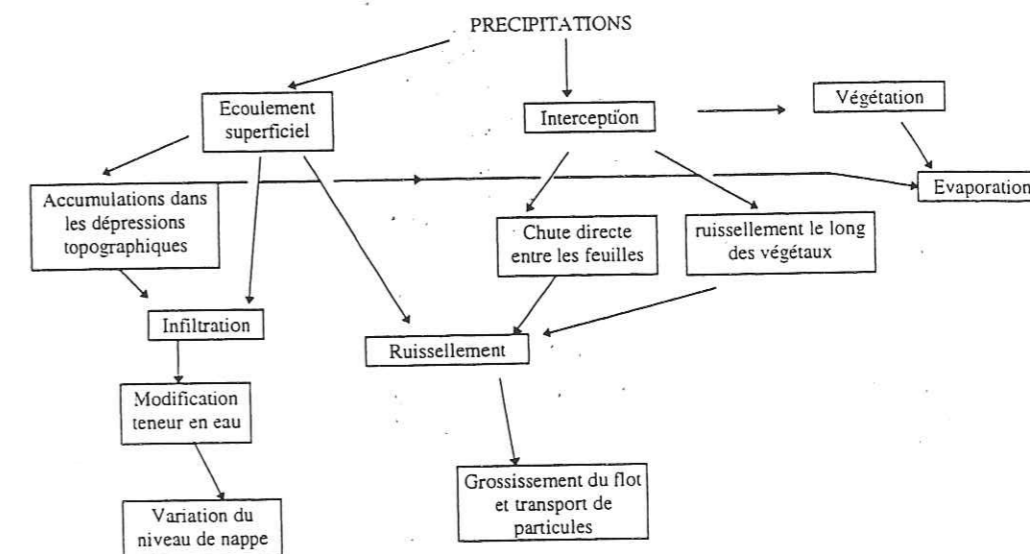


Figure 4-1 : représentation schématique des liens entre les processus hydrologiques

Pour les bassins torrentiels étudiés, on peut classer les roches du substratum en trois ensembles principaux :

- *les aquifères karstiques* : ils sont représentés par les gypses (souvent associés à des cargneules), dont la sensibilité à la dissolution entraîne la formation de cavités souterraines ;
- *les aquifères non karstiques* : ce sont des terrains de couverture sédimentaire possédant une perméabilité de fissures d'origine diagénétique (formations calcaréo-dolomitiques du Trias) ou d'origine tectonique (calcschistes fracturés de l'Eocène, flysch conglomératique). La perméabilité de ces roches combinée à une assise imperméable, permet de développer des niveaux aquifères ;
- *les formations non aquifères non karstiques* : ce sont principalement les roches imperméables du substratum (schistes du Houiller, argilites et marnes, quartzites). Certaines roches à perméabilité d'interstices, qui constituent des formations très faiblement perméables aux ressources en eau non utiles (grès grossiers), appartiennent également à cette classe.

En raison de l'importance de la couverture superficielle dans les zones d'initiation des laves torrentielles, le comportement hydrologique et hydrogéologique des formations de versant et dépôts meubles est également primordial.

Les processus hydrogéologiques au sein des formations superficielles dépendent principalement de la granulométrie et plus particulièrement de la teneur en argiles de la matrice (tableau 4-1). Ils sont également influencés par le degré de remaniement des formations. Les éboulis grossiers et les moraines sont des formations perméables à travers lesquelles l'eau peut s'écouler rapidement. Les moraines argileuses, les colluvions et les éboulis fins sont peu perméables, et ont une grande capacité de stockage.

Tableau 4-1 : ordre de grandeur des coefficients de perméabilité

| Nature du sol | Perméabilité (m/s) | Qualité |
|---------------------------------------|-----------------------|-----------------|
| Graviers | $> 10^{-2}$ | Très élevée |
| Sables et graviers | 10^{-4} à 10^{-2} | Elevée |
| Sables grossiers (sans éléments fins) | 10^{-5} à 10^{-4} | Moyenne |
| Sables fins | 10^{-7} à 10^{-5} | Faible |
| Silts ou sables argileux | 10^{-9} à 10^{-7} | Très faible |
| Argiles | $< 10^{-9}$ | « Imperméable » |

La perméabilité des dépôts superficiels, ainsi que sa variabilité verticale et latérale, a une grande influence sur le devenir de l'eau souterraine. La stratification d'un profil vertical de sol influence les perméabilités moyennes verticales et horizontales qui définissent la qualité de recharge verticale du sol en eau.

1.2) Identification de sous-bassins versants

En fonction de la situation morphologique de la zone d'initiation par rapport au chenal torrentiel, le bassin versant hydrographique à considérer n'est pas le même. Ainsi, en fonction de la localisation des zones sources par rapport au chenal :

- **zone d'initiation dans l'axe d'écoulement du torrent** : le réseau de drainage et les pluies à considérer sont celles du bassin versant dans son ensemble,
- **zone d'initiation située sur les versants** : la quantité d'eau qui joue un rôle au moment même de l'initiation ne dépend pas du réseau de drainage général ou des caractéristiques hydrogéologiques du bassin de réception, mais des conditions locales du versant. C'est pourquoi nous avons été amené à définir dans ces cas précis des sous-bassins versants hydrologiques et hydrogéologiques qui répondent mieux à l'étude des facteurs initiateurs des laves torrentielles.

1.3) Cartes des formations aquifères et non aquifères ; contexte hydrogéologique

Elles ont été dressées dans les sous-bassins versants ou bassins versants correspondant aux zones d'initiation potentielle des laves torrentielles, et sont présentées plus loin en rapport avec les études de cas. Elles représentent les principaux systèmes aquifères ainsi que les traits hydrologiques de surface qui peuvent influencer les réactions hydrologiques des sols (sources de contact dans les versants ou de résurgence de réseau karstique).

L'observation des cartes et coupes permet de déterminer les principales caractéristiques hydrologiques et hydrogéologiques des zones d'initiation d'un bassin versant (zones dénudées imperméables sensibles au ruissellement, zone végétalisée perméable dominant un aquifère,...) et de pouvoir ainsi comprendre les processus hydrologiques de déstabilisation des sols.

2) Rôles physiques et mécaniques de l'eau sur la stabilité des pentes - Influence sur l'initiation des laves torrentielles

Deux processus du bilan hydrologique ont une influence majeure sur l'état de stabilité des sols, qui sont l'infiltration et le ruissellement. L'importance relative de ces deux facteurs est contrôlée par la nature des événements pluvieux ainsi que par les conditions climatologiques, géologiques et le couvert végétal.

2.1) L'infiltration

L'eau pénètre dans le sol sous l'effet conjugué de la gravité et des forces capillaires. Cette eau peut alimenter la nappe ou être évaporée par la suite. L'infiltration se traduit dans le sol par la progression d'un front humide et son taux horaire dépend de nombreux facteurs qui peuvent être scindés en trois groupes principaux :

- **influence de l'intensité des précipitations** ; l'impact des gouttes de pluie sur le sol lors de pluies violentes sans interception par les végétaux peut diminuer de façon significative l'infiltration par la destruction des agrégats et la formation de fines qui colmatent les pores ;
- **influence de la nature du sol** (porosité, nature des argiles, granulométrie, conductivité hydraulique) ;
- **influence du contexte environnemental** topographique (pente, orientation), climatique (humidité héritée du sol, gel), et général (profils pédologiques, couvert végétal, piétinements animaliers).

Pendant un épisode pluvieux, l'eau s'infiltré et remplit progressivement les espaces poreux de l'horizon superficiel. En profondeur, l'augmentation de la teneur en eau est régie par les rapports d'intensité entre forces capillaires et gravitaires. Ainsi, lorsque la teneur en eau augmente suffisamment, les forces gravitaires dominent et l'eau se propage vers le bas, jusqu'à éventuellement rejoindre la nappe selon la durée de la pluie.

Le profil du sol présente donc une zone à teneur en eau naturelle entre deux zones à saturation (figure 4-2).

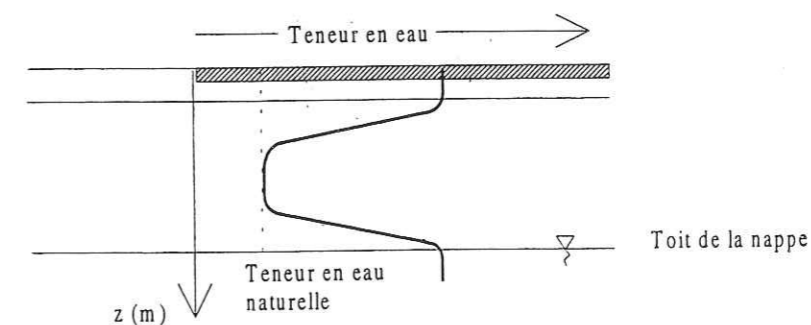


Figure 4-2 : état d'humidité du sol infiltré selon un profil vertical

2.2) Le ruissellement

Si l'intensité des pluies est inférieure à la capacité maximale d'infiltration du sol, il n'y a pas de ruissellement. Dans le cas contraire, l'eau se met en mouvement lorsque toutes les dépressions du sol sont comblées. Le démarrage de l'écoulement est d'autant plus tardif par rapport au phénomène pluvieux que l'intensité de celui-ci est faible.

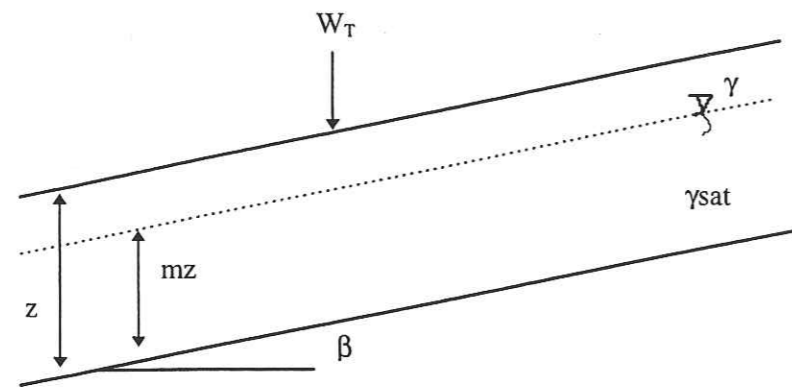
Le ruissellement peut se développer assez rapidement à partir du moment où l'horizon superficiel est saturé. Le transport des particules du sol, décohésionnées sous l'effet du choc des gouttes de pluie et des grêlons, est facilité d'autant que le débit d'eau ruisselée a tendance à augmenter et que la couverture végétale est peu abondante. Selon les configurations topographiques et la distribution du réseau de drainage, le ruissellement va se concentrer en rigoles, puis ravines de plus en plus importantes, dans lesquelles le débit croissant va permettre la formation d'un courant de densité par incision dans les dépôts meubles, susceptible ensuite de générer une lave torrentielle.

La variation du volume d'eau transportée tient compte de la superficie du bassin versant initiateur de l'écoulement et du surplus de pluie, c'est-à-dire de la différence d'intensités entre l'événement pluvieux mesuré et l'événement pluvieux pour lequel on atteint le taux limite d'infiltration.

Le phénomène de ruissellement est particulièrement actif sur certains dépôts morainiques ou formations de versant (cas des éboulis ordonnés du Real) où il crée des systèmes de rides et crêtes dont la géométrie varie en fonction de l'hétérogénéité des terrains (variations de granulométrie, présence de blocs).

Il ne faut pas non plus négliger l'impact des grêlons, dont la chute aura tendance à déstructurer les sols en surface. Lorsque les grêlons accumulés sur les versants fondent, l'eau s'infiltré ou ruisselle et les particules de sols désagrégés vont être plus facilement arrachées.

2.3) Influence des processus hydrologiques sur la stabilité des sols



Afin de déterminer l'influence des différents processus hydrologiques sur la stabilité des sols, nous avons considéré une pente indéfinie avec une surface de rupture potentielle plane parallèle à la surface topographique et un écoulement parallèle à la pente. La résistance à la rupture S peut s'exprimer selon la loi de Mohr-Coulomb, pour des sols saturés, comme suit :

$$S = C' + C_r + (\sigma - u_w) \operatorname{tg} \varphi'$$

- avec C' cohésion effective du sol,
 C_r cohésion racinaire,
 σ contrainte normale appliquée sur la surface de rupture potentielle,
 φ' angle de frottement interne effectif,
 u_w pression interstitielle.

En considérant l'équilibre des forces résistantes et motrices, l'état d'équilibre des pentes est régi par le facteur de sécurité F défini par l'équation :

$$F = \frac{(C' + C_r) + (\sigma - u_w) \operatorname{tg} \varphi'}{\{W_T + [(1 - m)\gamma + m\gamma_{\text{sat}}]z \cos \beta\} \sin \beta}$$

- avec γ poids volumique humide,
 β inclinaison de la surface topographique,
 γ_{sat} poids volumique saturé,
 z profondeur de la surface de rupture,
 W_T poids de la végétation par unité de surface,
 m coefficient de proportionnalité décrivant la profondeur de la nappe,
 u_w pression interstitielle qui s'exprime dans ce cas par $\gamma_w m z \cos^2 \beta$.

2.3.1) Influence de la progression d'un front d'infiltration

L'infiltration dans un sol non saturé se traduit par l'augmentation de la teneur en eau, donc de la densité, et par une diminution de la succion matricielle.

Les conséquences de la progression d'un front d'infiltration dans les couches superficielles d'un sol sur les déformations d'une pente peuvent être mises en évidence à partir d'une modélisation du comportement mécanique de cette pente (figure 4-3). Les déformations de la pente en fonction de la profondeur du front d'infiltration (h) sont évaluées en trois points du glissement, qui sont la tête de talus (a), la partie médiane du glissement (b) et le pied de pente (c). Dans le cas présenté, les déplacements sont maximums en tête de talus (a) et minimums en pied de pente (c). Ils ont été obtenus au moyen d'un logiciel de calcul en déformation utilisant une méthode numérique de calculs en différences finies (logiciel FLAC).

Nous pouvons en conclure que l'augmentation du poids spécifique du sol, due à l'infiltration, amoindrit la stabilité des versants.

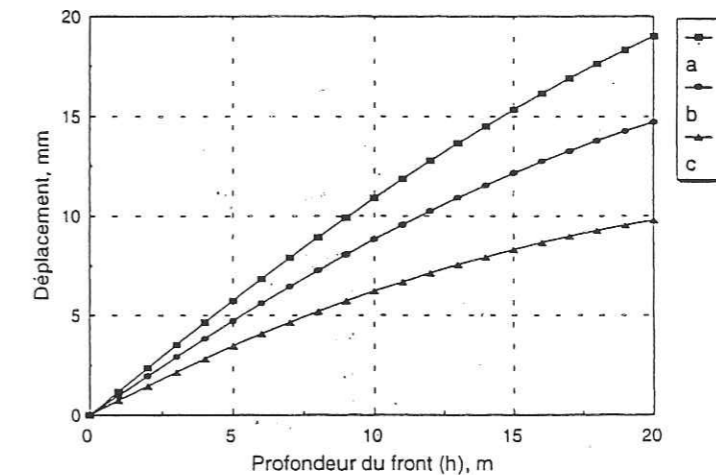


Figure 4-3 : déformation de la pente en fonction de l'augmentation de teneur en eau (Song, 1996)

Dans le cas de sols superficiels peu résistants, nous pouvons envisager que la diminution de résistance au cisaillement, liée à la diminution de la succion matricielle du sol dans la zone de transmission, puisse générer une rupture plane dans l'horizon non saturé du sol. L'initiation de certaines laves torrentielles, générées à partir de plusieurs zones sources, contributrices chacune pour un faible volume, peut être expliquée selon ce schéma.

2.3.2) Influence de l'augmentation du niveau de nappe

La montée du niveau de la nappe correspond à une augmentation du poids volumique des terrains et une augmentation des pressions interstitielles dans les sols. En terme de mécanique, cela se traduit par une augmentation des forces motrices, et une diminution des forces résistantes, soit une diminution du coefficient de sécurité de la pente. Ainsi, en considérant un cas simple où $W_T=0$, $C'=C_r=0$, le facteur de sécurité s'écrit :

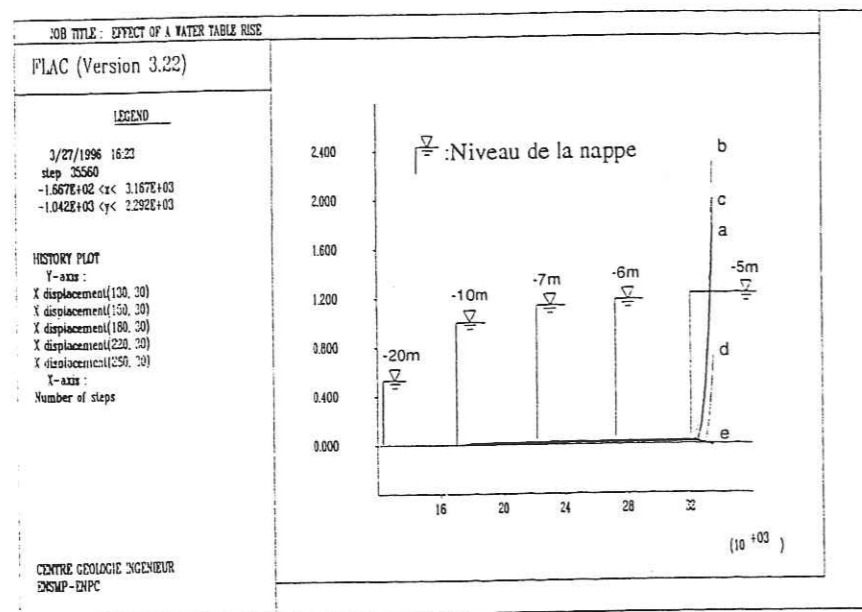
$$F = \frac{[(1 - m)\gamma + m\gamma_{\text{sat}} - m\gamma_w] \operatorname{tg} \varphi'}{[(1 - m)\gamma + m\gamma_{\text{sat}}] \operatorname{tg} \beta}$$

De cette manière, il apparaît clairement qu'une augmentation δm du niveau de nappe entraîne une diminution δF du coefficient de sécurité :

$$\delta F = \frac{-\gamma_w}{[(1 - m)\gamma + m\gamma_{\text{sat}}]^2} \frac{\operatorname{tg} \varphi'}{\operatorname{tg} \beta} \delta m$$

La stabilité des pentes, mêmes de très faible inclinaison, est donc fortement affectée par la variation d'un niveau de nappe. Des modélisations numériques de l'influence de la montée d'une nappe sur l'état de stabilité des versants peuvent illustrer ce phénomène.

Ainsi, sur le profil du glissement de Vadoncello (Italie), la remontée de la nappe n'affecte pas le versant tant que son niveau reste à plus de 6 mètres sous la surface. Par contre, lorsque la nappe atteint une profondeur de 5 mètres par rapport au profil topographique, soit une remontée de 15 mètres par rapport à son niveau initial, le glissement se déclenche dans tout le versant excepté au point de mesure e, qui est situé en pied de glissement (figure 4-4).



a, b, c, d et e sont des points d'observation disposés de l'amont vers l'aval dans la pente du glissement.

Figure 4-4 : évolution des déplacements horizontaux en fonction de la montée de la nappe (Song, 1996)

La quantification de la valeur critique d'augmentation du niveau de nappe est liée aux caractéristiques spécifiques du site (résistance mécanique des matériaux, profil topographique).

2.3.3) Effet conjugué

La remontée du niveau de nappe entraîne une augmentation des pressions interstitielles dans les horizons sus-jacents, et la progression d'un front d'infiltration affecte la teneur en eau des sols superficiels. Une modélisation numérique basée sur la combinaison de ces deux effets permet de préciser les valeurs de déplacement horizontal maximal qui traduisent l'influence des deux processus sur la stabilité de la pente (figure 4-5). Les déformations augmentent en proportion de l'augmentation du poids spécifique moyen et de la recharge de la nappe, et peuvent progressivement conduire à la rupture du versant.

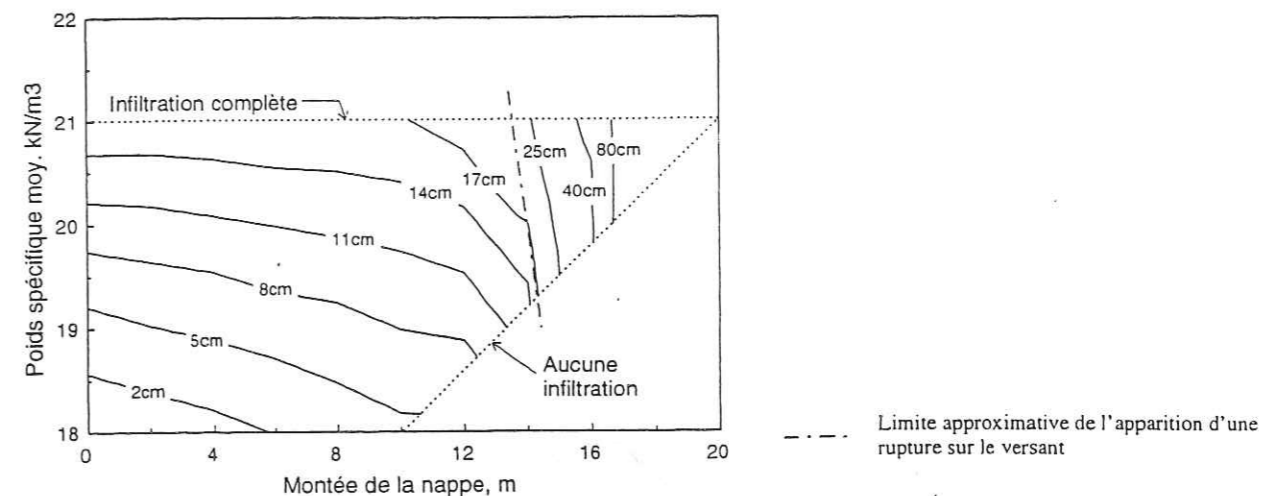


Figure 4-5 : courbes d'iso-valeurs de déplacement maximal d'un point particulier d'une pente instable, en fonction de l'augmentation de densité et de pressions interstitielles (Song, 1996)

La rupture du versant se traduit par le redressement des courbes d'iso-valeurs, et apparaît pour des remontées de nappe plus faibles pour des pentes locales fortes.

2.3.4) Influence de la conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique augmente en fonction de la qualité du tri granulométrique, dans des proportions très variables qui peuvent être d'un facteur 10^3 . Ainsi, plus les débris sont homogènes et grossiers, plus la conductivité hydraulique est élevée, et corrélativement le taux d'infiltration. Il est donc intéressant de se pencher sur la situation de dépôts torrentiels en transit dans les chenaux. Progressivement, ces dépôts hétérométriques sont modifiés par l'écoulement torrentiel qui entraîne les particules fines en suspension. La conductivité hydraulique de ces terrains évolue et peut s'exprimer selon la loi empirique définie par Bovis et Dagg (1988) :

$$K = u \frac{\phi}{s^b}$$

avec K conductivité hydraulique (m/s),

ϕ porosité,

u vitesse moyenne de l'écoulement (m/s),

s gradient hydraulique,

b coefficient fonction de la turbulence de l'écoulement : 1 pour un écoulement laminaire, 2 pour un écoulement turbulent.

Au fur et à mesure du lessivage des fines, la porosité augmente, ainsi que la conductivité hydraulique. En parallèle, le lessivage des fines des dépôts conduit à une diminution de la compacité du matériau en place, ainsi qu'à l'uniformisation de sa courbe granulométrique. Or, l'influence de ces deux paramètres sur l'angle de frottement de matériaux pulvérulents est importante (cf tableau présenté au 2e congrès international à Rotterdam en 1948, dans Costet et Sanglerat, 1981, tome 1, p.214). Donc, le lessivage des fines conduit progressivement à une diminution de l'angle de frottement interne des débris restant dans le chenal. La combinaison de ces phénomènes indique qu'à terme, la stabilité des dépôts en transit dans le chenal diminue.

2.4) Conclusion

Infiltration et augmentation du niveau de nappe sont deux facteurs qui peuvent agir de façon conjuguée, dont l'influence est défavorable à la stabilité des pentes.

Les modélisations et simulations réalisées pour prendre en compte ces processus hydrologiques montrent notamment que l'augmentation de la teneur en eau des horizons superficiels par infiltration est susceptible d'entraîner une rupture plane peu profonde, et que la remontée du niveau de nappe peut générer des ruptures planes ou circulaires plus profondes, dont la profondeur d'occurrence et la géométrie sont liées aux caractéristiques mécaniques intrinsèques des matériaux.

3) Illustrations des mécanismes d'initiation ; études de cas

Les méthodologies mises en oeuvre pour la caractérisation des zones d'initiation sont présentées en annexe IV-1.

En tenant compte des processus hydrologiques, hydrogéologiques et mécaniques en action, et en s'appuyant sur les observations réalisées dans les onze bassins versants (relatives au contexte topographique, géomorphologique et géologique), il est possible de dresser une liste des mécanismes d'initiation de laves torrentielles les plus courants.

- Impact des gouttes de pluie, ruissellement avec écoulement rapide, qui entraînent le ravinement,
- Glissement de terrain (première rupture ou réactivation le long d'une surface de rupture préexistante) mobilisé en laves torrentielles,
- Glissement de terrain qui fournit du matériau au torrent, ou liquéfaction des dépôts torrentiels saturés suite à l'impact du glissement,
- Mobilisation de produits de versant par combinaison de solifluxion et de mouvements de versant : solifluxion-glissement,
- Liquéfaction de formations de pente granulaires sous l'effet de forts gradients hydrauliques,
- Incision et rupture de berges,
- Rupture de barrages naturels formés dans les chenaux,
- Mobilisation des dépôts en transit dans le chenal et érosion du lit torrentiel,
- Augmentation du niveau de nappe et déstabilisation du chenal et des berges,
- Rupture de poches d'eau sous-glaciaire, ou émergence de réseaux d'écoulement karstique souterrains, qui libèrent de soudaines quantités d'eau,
- Rôle du permafrost et du dégel des sols, alors saturés et meubles, qui peuvent être mobilisés en laves torrentielles.

Il faut noter que les mécanismes d'initiation par fonte du permafrost et par rupture de poches glaciaires n'ont pas été identifiés sur les bassins versants torrentiels étudiés en raison de leur situation topographique et climatique.

Chaque bassin versant est un système dynamique sur lequel les processus d'altération, d'érosion et les mouvements de masse vont se combiner pour transporter les matériaux meubles et les masses instables vers le chenal.

Afin de comprendre comment s'intègrent les mécanismes d'initiation dans ces systèmes dynamiques, nous présentons des études de cas détaillées. Ainsi, connaissant un mécanisme d'initiation des laves torrentielles dans un bassin versant donné, et en s'appuyant sur d'autres observations de terrain, nous avons cherché les conditions nécessaires et suffisantes à la formation de laves torrentielles. A l'inverse, l'étude de zones instables qui ne semblent pas actuellement initier de laves torrentielles nous a également permis d'apporter des éléments complémentaires à la compréhension de l'initiation. Nous présentons ici les mécanismes d'initiation suivants :

- par glissement,
- par déstabilisation de masses d'éboulis,
- par remobilisation de dépôts torrentiels,
- par rupture d'embâcles naturels,
- par incision et rupture de berges,
- par solifluxion-glissement,
- par déstabilisation générale de versant,
- par rupture d'entonnoirs de dissolution dans le gypse.

Chacun de ces mécanismes est illustré.

3.1) Initiation par glissement - la Ravoire de Pontamafrey (Savoie)

L'initiation de laves torrentielles par glissement est susceptible de provoquer des événements « laves torrentielles » d'une ampleur dévastatrice, comme l'illustrent très bien les faits survenus dans le torrent de la Ravoire. La compréhension du contexte environnemental dans lequel s'est développé ce glissement est essentielle à la prévision de l'aléa « initiation de laves torrentielles ».

3.1.1) Présentation générale du site et localisation des zones potentielles d'initiation

Le torrent de la Ravoire de Pontamafrey est situé quelques kilomètres au SO de Saint-Jean de Maurienne, en rive droite de l'Arc. L'axe d'écoulement du torrent est d'orientation Est dans le bassin versant supérieur, puis NE-SO jusqu'à sa confluence avec l'Arc.

Le bassin versant de la Ravoire est divisé en deux zones principales qui sont le bassin versant inférieur formé de roches de la zone dauphinoise et le bassin versant supérieur formé des roches de la zone ultra-dauphinoise, surmonté du flysch des Aiguilles d'Arves. La transition entre ces deux unités est marquée par un replat morainique.

La couverture végétale est actuellement peu développée et plus de 50% de la superficie est dénudée et ravinée, essentiellement entre 2200 et 2700 mètres d'altitude.

Au vu des traces d'activité relevées le long du chenal d'écoulement, le bassin versant supérieur constitue la zone principale d'initiation des laves torrentielles. En effet, il montre une importante couverture superficielle, partiellement glissée et éboulée, plus particulièrement en rive gauche (glissement de Bon Attrait, figure 4-6). Ces épandages de matériau meuble mobilisable constituent d'importants volumes accumulés sur des pentes fortes.

Tableau 4-2 : principales caractéristiques morphologiques du bassin versant

| | Surface (km ²) | Altitude maximale (m) | Pente moyenne (%) |
|-------------|-------------------------------|--------------------------|----------------------|
| Ravoire | 11.4 | 2730 | 36 |
| Glissement | 0.7 | 2367 | 80 |
| Sous-bassin | 2.25 | 2730 | 54 |

La zone délimitée par le glissement représente une portion infime du bassin versant de la Ravoire (tableau 4-2). Concernant le risque de laves torrentielles, considérant que le risque de production est faible dans le chenal d'écoulement en-deçà de l'altitude 1540, nous avons travaillé principalement sur le sous-bassin versant hydrologique ayant pour exutoire le barrage A, situé à 1642 mètres d'altitude, prenant en compte les pentes ravinées ainsi que le versant en glissement.

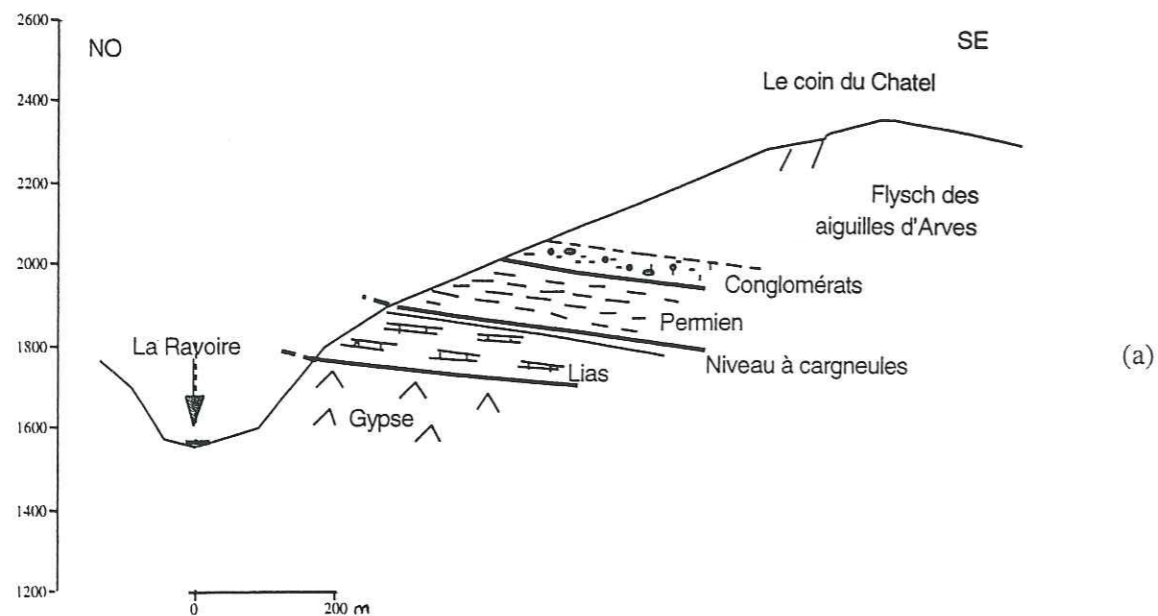
3.1.2) Présentation géologique du sous-bassin versant

3.1.2.1) Contexte géologique

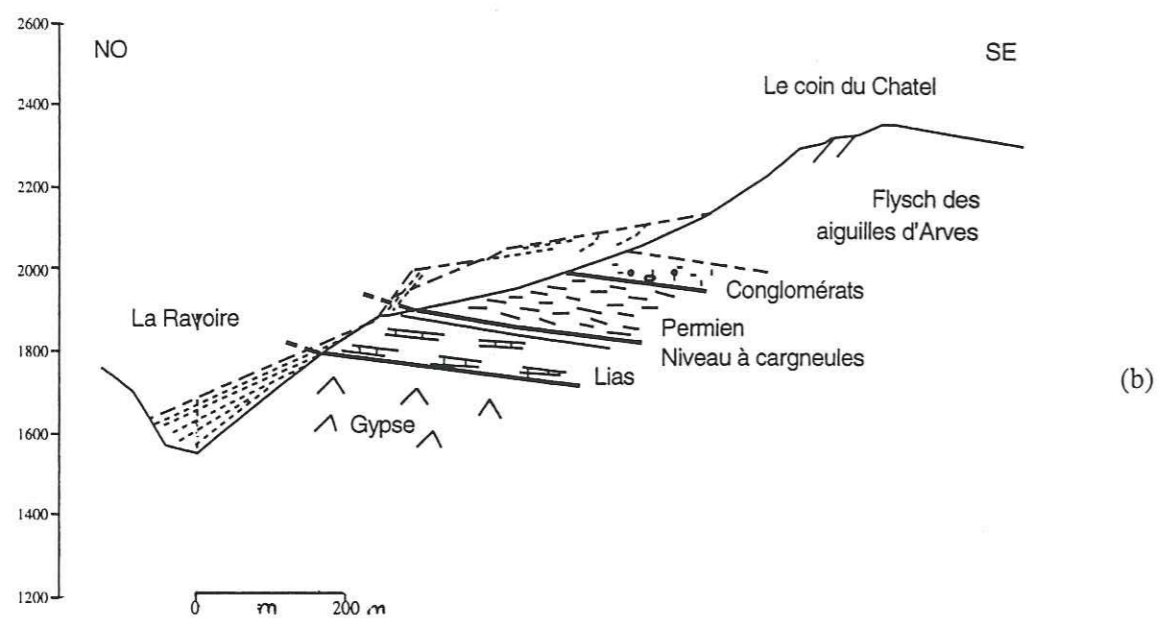
a) Formations du substratum

Carte géologique présentée en annexe IV-2-A.

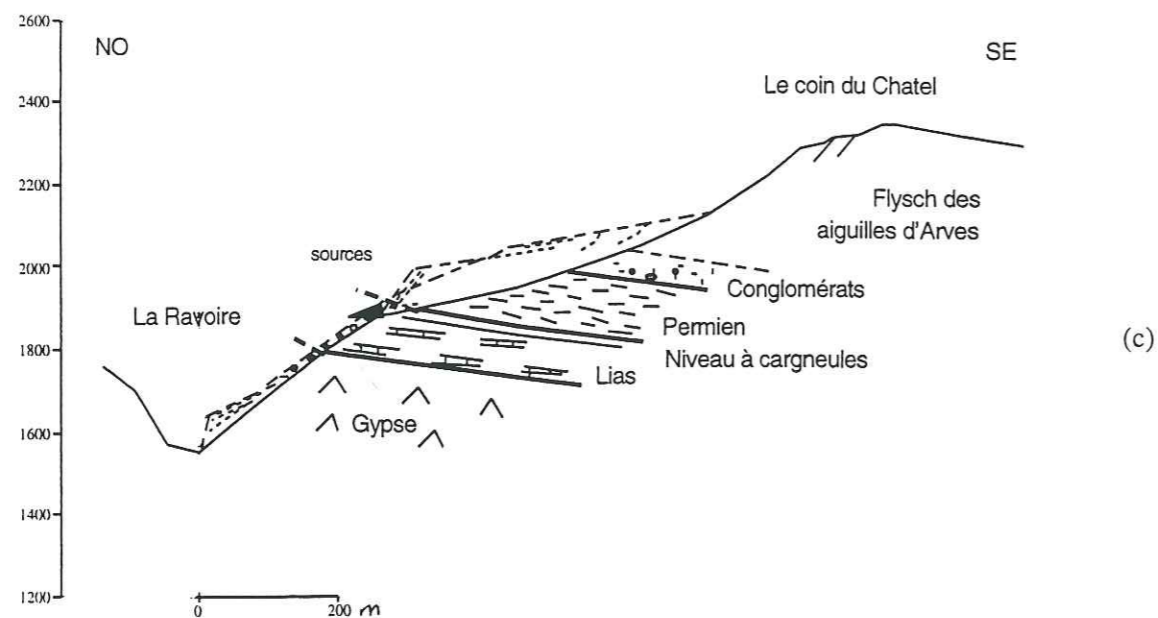
La base du sous-bassin versant est soulignée par une masse de gypse triasique de 300 mètres d'épaisseur, qui borde le chenal entre les cotes 1550 et 1750 m. Ces gypses ont un pendage vers l'Est de 25 à 40°. Ils renferment des éléments pétrographiques allochtones et quelques affleurements discontinus de cargneules leur sont associés.



(a)



(b)



(c)

Figure 4-6 : coupes géologiques du glissement de Bon Attrait - a) Profil initial du versant - b) Profil du versant après le glissement - c) Profil actuel du versant (d'après Goguel, 1968)

Ils sont surmontés de roches sédimentaires qui présentent des affleurements discontinus, particulièrement en rive gauche. Elles affleurent au-dessus de 1720 mètres, et présentent un pendage Est de 25 à 30°, selon une direction N155 à N180. Ces roches sont fracturées selon un réseau de 3 familles de diaclases.

Ces formations constituent le substratum du flysch daté de l'Eocène (épaisseur 600-700 m), dont la base se situe aux alentours de la courbe 2000 mètres. Celui-ci comporte une base détritique (grès grossiers, brèches et conglomérats à galets polygéniques) et une partie supérieure formée d'une alternance de calcaires et de schistes marneux en bancs d'environ 1 mètre d'épaisseur, et de grès calcaires à patine rousse. Alors que le flysch de base et le flysch grés-conglomératique donnent des monolithes rocheux assez déchiquetés, le flysch calcaire qui forme la ligne de crête des Coins procure un relief mou et arrondi. Les pentes adoucies de ce flysch schisto-calcaire sont fortement ravinées et sensibles au ruissellement.

b) Contexte structural

L'épaisse semelle de gypse souligne le chevauchement qui a amené en contact les séries ultra-dauphinoise et dauphinoise. Les roches sédimentaires de la zone ultra-dauphinoise ont été fortement plissées dans une phase tectonique anté-nummulitique, ce qui se traduit par une succession géologique complexe et anormale.

Par contre, la masse du flysch, transgressive sur le Permien, n'a subi qu'un léger décollement ainsi qu'un basculement vers l'Est dans une phase post-nummulitique.

Toutes les formations compétentes de ce versant, et particulièrement les grès et conglomérats de base du flysch, sont fortement fracturées et présentent une intense fissuration verticale qui est partiellement remplie d'une matrice argilo-limoneuse. L'état de fracturation de la roche est bien visible au Coin du Chatel où crevasses et fissures ouvertes parallèles au front d'arrachement sont nombreuses. De plus, les bancs de grès grossiers assez massifs alternent avec des niveaux peu épais argilo-marneux.

Cette fracturation a très certainement deux origines : tectonique, synchrone du charriage de la zone ultra-dauphinoise, et mécanique, contemporaine, liée à l'effondrement de la masse de gypse par suite d'une intense dissolution qui a entraîné l'affaissement général du versant et la fracturation des assises de roches compétentes. Certaines fractures passent derrière le coin du Chatel.

Ce réseau de fracturation ainsi que la disposition très redressée du flysch (inclinaison moyenne des falaises de 20° par rapport à la verticale) favorise la désagrégation de la falaise par cryoclastie et chutes de blocs, basculement,....

3.1.2.2) Formations superficielles

Les formations superficielles représentent près de 80% de la moitié inférieure du sous-bassin versant.

a) Les produits du glissement

Ils sont formés par le remaniement d'éboulis du flysch accumulés dans la pente sur une épaisseur de 20 à 30 mètres avec les produits d'écroulement du flysch. Les échantillons prélevés dans les pentes aval sont relativement hétérogènes, et traduisent l'éventuel remaniement par l'écoulement.

Ils sont composés principalement de cailloux de schistes noirs, mais également de très nombreux fragments de conglomérats du flysch. Les schistes violets sont assez peu abondants.

Tableaux 4-3 et 4-4 : caractéristiques granulométriques et géotechniques des produits du versant de Bon Attrait

| | D ₁₀ (mm) | D ₅₀ (mm) | S ₀ | As | K (m/s) |
|----|----------------------|----------------------|----------------|------|----------------------|
| R1 | 0.0038 | 1.2 | 75 | 5.94 | 1.4.10 ⁻⁷ |
| R2 | 0.007 | 3.3 | 36 | 8.98 | 5.10 ⁻⁷ |
| R3 | 0.009 | 5 | 15.38 | 9.97 | 8.10 ⁻⁷ |
| R4 | 0.0026 | 0.95 | 84.62 | 5.43 | 7.10 ⁻⁸ |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.
As : coefficient d'asymétrie, défini par : $D_{75}-D_{25} / (D_{50})^2$

| | % < 50 µm | % < 2 µm | Identification Jamagne | W _L (%) | W _P (%) | IP (%) | Activité | VB (g/100g) |
|----|-----------|----------|------------------------|--------------------|--------------------|--------|----------|-------------|
| R1 | 22 | 6.3 | SA | 37 | 29.5 | 7.5 | 1.19 | 0.44 |
| R2 | 13 | 4.46 | SL | 39 | 27.8 | 11.2 | 2.51 | 0.39 |
| R3 | 12 | 3.19 | SL | 24.5 | 13.95 | 10.55 | 3.31 | 0.46 |
| R4 | 23.5 | 8.7 | SA | 27.3 | 17.55 | 9.75 | 1.12 | 0.54 |

Les dépôts observés au pied du versant (R2 et R3) correspondent à des produits de mobilisation directe du glissement en lave torrentielle.

Le pied du versant Nord est formé par un cône d'anciennes colluvions (R1 et R4) qui semblent actuellement stabilisées et non alimentées. Ce cône a été recréusé dans sa partie sud par des laves et coulées ultérieures.

Ces éboulis sont plus fins et ont une granulométrie plus étalée que les dépôts mobilisés en coulées (tableau 4-3). Par contre, leur domaine de plasticité est beaucoup plus réduit. Les teneurs en eau de liquidité relativement faibles montrent que ces matériaux vont devenir plastiques, voire liquides, par ajout de faibles quantités d'eau (tableau 4-4).

b) Eboulis grossiers monogéniques

Entre 2000 et 2200 mètres d'altitude, des éboulis grossiers du conglomérat de base tapissent les pentes. Ces amas résultent le plus souvent d'éboulements en masse des parois du flysch. Les très gros blocs sont peu abondants, et la taille moyenne des blocs, relativement homogène, est liée au réseau de fracturation de la roche.

c) Les moraines

Dans le sous-bassin versant hydrologique étudié, les moraines sont peu représentées. Elles affleurent en bordure de l'éperon sud du glissement. La couverture morainique a donc été presque totalement décapée par le glissement dans l'éperon sud. Elles sont fréquemment mêlées avec les éboulis de versant.

Ces moraines renferment peu de gros blocs, et présentent une matrice fine assez grasse qui leur donne une très bonne cohésion.

d) Les dépôts torrentiels

- les **laves torrentielles** (R12 et R13) : les dépôts de laves torrentielles sont relativement abondants en bordure du chenal d'écoulement du torrent, notamment entre 1200 et 1450 mètres d'altitude, où ils forment des systèmes de petites terrasses emboîtées. L'observation des fractions 10-20 mm montre la prédominance des cailloux de conglomérats provenant de la base du flysch. En plus de ceux-ci, on trouve des petites dalles de calcaire, des

schistes noirs liasiques et des schistes violets permiers. Les proportions de ces différentes formations sont quasiment identiques dans les différents dépôts.

Les caractéristiques granulométriques traduisent un matériau beaucoup plus étalé que les alluvions (tableau 4-5). Ces laves ont un domaine de plasticité relativement restreint, et une capacité d'adsorption assez faible (tableau 4-6).

Tableaux 4-5 et 4-6 : caractéristiques granulométriques et géotechniques des dépôts torrentiels

| | D ₁₀ (mm) | D ₅₀ (mm) | S ₀ | As | K (m/s) |
|-----|----------------------|----------------------|----------------|------|----------------------|
| R12 | 0.0042 | 0.85 | 92.31 | 5.91 | 2.10 ⁻⁷ |
| R13 | 0.004 | 1.8 | 85 | 8.47 | 1.6.10 ⁻⁷ |
| R14 | 0.006 | 3 | 6.36 | 6.88 | 3.6.10 ⁻⁷ |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

| | % < 50 µm | % < 2 µm | Identification Jamagne | W _L (%) | W _P (%) | IP (%) | Activité | VB (g/100g) |
|-----|-----------|----------|------------------------|--------------------|--------------------|--------|----------|-------------|
| R12 | 21.2 | 5.51 | SL | 24.5 | 18.83 | 5.67 | 1.03 | 0.34 |
| R13 | 18.53 | 5 | SA | 25.8 | 20 | 5.8 | 1.18 | 0.34 |
| R14 | 13.68 | 5.61 | SA | 27.8 | 23.44 | 4.36 | 0.78 | 0.49 |

- les **alluvions** et **dépôts intermédiaires** (R14) : les proportions des différentes unités géologiques identifiées dans les fractions 10-20 mm sont quelque peu différentes de celles observées dans les autres formations superficielles. Elles contiennent essentiellement des calcaires et schistes noirs, quelques graviers cubiques de conglomérats, et même de rares fragments de grès provenant de la partie supérieure du flysch.

Ces dépôts, quoique plus triés que les laves torrentielles, restent peu perméables et relativement argileux. La variation de composition minéralogique des argiles (tableau 4-7) ainsi que le pourcentage relatif de particules de taille inférieure à 2µm explique la capacité d'adsorption plus importante des dépôts intermédiaires (tableau 4-6).

Tableau 4-7 : identification des argiles des dépôts torrentiels

| | Nature et proportion des argiles | | | % relatif < 2 µm |
|-----|----------------------------------|--------------|---------------|------------------|
| | Illite (%) | Chlorite (%) | Kaolinite (%) | |
| R12 | 82 | 15 | 3 | 20.6 |
| R13 | 83 | 15 | 2 | 20.39 |
| R14 | 71 | 29 | 0 | 37.4 |

3.1.3) Contexte géomorphologique du sous-bassin versant

Cartes géomorphologique et des pentes présentées en annexe IV-2-A.

3.1.3.1) Répartition des pentes

Près de 90% des pentes sont supérieures à 15°, parmi lesquelles près de 40% sont des pentes fortes supérieures à 40°. Ces portions plus raides correspondent généralement aux affleurements de substratum dans la partie médiane du sous-bassin versant. Les pentes supérieures (au-delà de 2400 mètres d'altitude), composées de flysch shisto-calcaire, sont relativement adoucies (entre 15 et 40°).

3.1.3.2) Instabilités

La partie médiane de ce sous-bassin versant est marquée par un ressaut rocheux continu d'Est en Ouest qui est composé de falaises de flysch conglomératique fracturé. Celles-ci occasionnent d'importantes chutes de cailloux et blocs qui s'accumulent dans les pentes, et peuvent ensuite être repris par des mouvements de plus grande ampleur (glissement de Bon Attrait, éboulement du Grand

Pelé en rive droite). De plus, la morphologie du versant rive droite entre les cotes 2150 et 2350 mètres correspond à des panneaux d'effondrement du flysch d'orientation générale N120 (3 à 4 niveaux successifs dans le versant), au pied desquels se forment des cuvettes partiellement comblées par des éboulis grossiers du flysch.

En rive gauche, le glissement de Bon Attrait (Annexe IV-2-B), développé sur 30 hectares, présente un volume considérable de matériaux hétérogènes et meubles susceptibles d'être mobilisés.

3.1.4) Contexte hydrogéologique du sous-bassin versant

Carte des formations aquifères et non aquifères présentée en annexe IV-2-A.

3.1.4.1) Perméabilité des formations

Les roches du substratum peuvent se définir selon trois ensembles :

- *les terrains karstiques*, auxquels appartient le gypse, qui permet des circulations souterraines dans un réseau qui peut être agrandi par dissolution ;
- *les terrains non karstiques imperméables*. Ils sont représentés par des terrains relativement fins (schistes du Permien et l'étage supérieur schisto-calcaire du flysch nummulitique), qui ne sont pas affectés par la fracturation générale du massif ;
- *les terrains non karstiques perméables*, qui sont représentés par des terrains compétents du sous-bassin versant, et notamment l'assise du flysch nummulitique.

3.1.4.2) Hydrogéologie

La partie basale du flysch nummulitique (grès et conglomérats), de par sa fracturation, est très perméable. Les schistes liasiques étant beaucoup moins perméables que l'assise du flysch, le contact entre ces deux formations marque un niveau de sources, bien visible dans le fond de vallon (vers 1980-2000 mètres) et qui souligne la résurgence de la nappe du flysch. Le rocher n'affleure plus dans la zone remaniée par le glissement. Etant donné la faible perméabilité des produits du glissement et des mêmes produits remaniés par l'écoulement (tableau 4-8), la nappe établie dans le flysch se poursuit à la base des éboulis.

Tableau 4-8 : ordre de grandeur de perméabilité des formations superficielles

| Identification | K (m/s) | Qualité |
|--------------------|---------------------------|------------------|
| dépôts torrentiels | 2.10^{-7} à 4.10^{-7} | silts |
| éboulis fins | 1.10^{-7} à 7.10^{-8} | silts |
| éboulis grossiers | 10^{-3} à 10^{-4} | sables grossiers |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

Les éboulis secs et grossiers qui s'accumulent sous le coin du Chatel et résultent de la désagrégation mécanique du flysch de base, ainsi que les chaos de blocs résultant d'anciens écroulements, constituent des masses superficielles très perméables non aquifères. L'eau de pluie s'infiltré très rapidement dans ces dépôts généralement développés sur des épaisseurs de l'ordre de 5 à 10 mètres, pouvant alimenter une nappe située dans les horizons d'éboulis plus fins sous-jacents, ou bien augmenter le transport des particules fines vers l'aval.

Des sources pérennes sont observées à la base du gypse, en aval du barrage A, au contact avec les formations du Lias de la zone dauphinoise. Celles-ci constituent les points de résurgence des réseaux de circulations souterraines. Le réseau d'écoulement d'eau souterraine induit une évolution du karst par soutirage, comme le traduisent en surface les entonnoirs de dissolution bien identifiables en rive droite en partie amont de la combe du Chargeur, ainsi que les dépôts de débouillage, éventuellement consolidés, accumulés au point d'émergence du réseau souterrain.

3.1.5) Mécanismes d'initiation des laves torrentielles

3.1.5.1) Initiation principalement par glissement

L'illustration de ce mécanisme sur ce torrent est assez remarquable. En effet, la phase paroxysmale qui s'est déroulée en mai 1965 a fourni un volume considérable de matériaux meubles peu cohérents et saturés. En relation avec ce glissement, le nombre de laves torrentielles a considérablement augmenté de 1965 à 1969, occasionnant d'importants dégâts aux infrastructures (nombreuses coupures de la RN 6 et de la voie ferrée dans la vallée de l'Arc) et aux habitations du village de Pontamafrey.

Mais ce glissement ne s'est pas développé subitement, et l'occurrence de laves torrentielles en relation avec le glissement était reportée depuis le début du siècle. Ainsi, des photographies de 1929 permettent déjà d'observer, à l'emplacement du grand glissement actuel, des petits glissements situés en bordure ouest et en lisière est. De plus, un arrachement semble indiquer que le versant avait subi un déplacement d'ensemble (Goguel, 1965).

Les courbes granulométriques d'échantillons de laves prélevés dans le chenal et des matériaux provenant de la moitié inférieure du versant glissé (R4, R2 notamment) sont comparables (figure 4-7), ce qui montre bien que les laves se sont formées directement par mobilisation des produits du glissement. De plus, la composition des matériaux d'écoulement est très similaire de celle de l'échantillon prélevé dans la partie supérieure du glissement.

Nous avons toutefois noté une différence du pourcentage de particules fines (< 50 µm) : les laves torrentielles sont légèrement plus grossières que les matériaux dont elles sont issues.

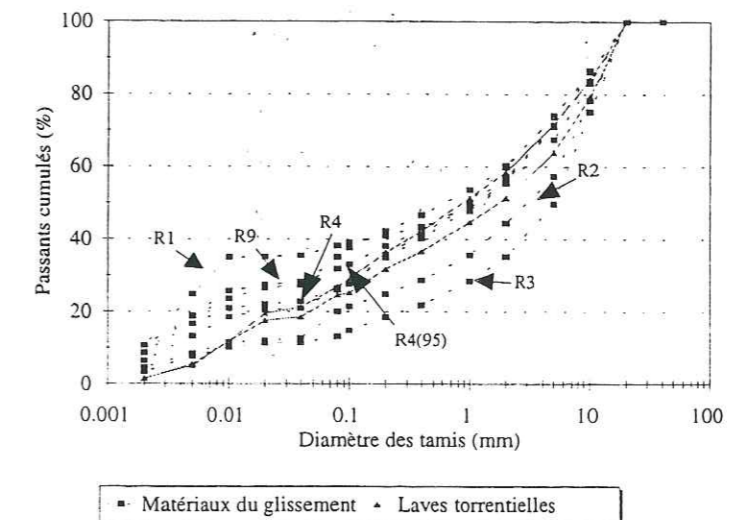


Figure 4-7 : Courbes granulométriques des laves torrentielles et des matériaux du glissement

Deux situations peuvent être envisagées pour l'initiation de ces nombreuses laves.

a) Initiation directe : glissement-coulée

L'occurrence du glissement étant mise en relation avec une intense fonte des neiges, les produits libérés sont suffisamment saturés pour initier des coulées dans le versant. En effet, les études géotechniques ont montré que les matériaux situés au niveau du front d'arrachement du glissement avaient une teneur en eau de liquidité de l'ordre de 27% (tableau 4-10), ce qui est relativement faible. En raison des fortes pluies les mois précédents, et de la fonte d'un épais manteau neigeux, les matériaux ont pu acquérir un comportement liquide qui leur permette de s'écouler dans la pente.

Tableaux 4-9 et 4-10 : caractéristiques granulométriques et géotechniques des matériaux du front d'arrachement du glissement

| | D ₁₀ (mm) | D ₅₀ (mm) | S ₀ | As | K (m/s) |
|--------|----------------------|----------------------|----------------|------|--------------------|
| R4(95) | 0.0018 | 0.7 | 225 | 5.35 | 3.10 ⁻⁸ |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

| | % < 50µm | % < 2 µm | Identification Jamagne | W _L (%) | W _P (%) | IP (%) | Activité | VB (g/100g) |
|--------|----------|----------|------------------------|--------------------|--------------------|--------|----------|-------------|
| R4(95) | 30 | 10.53 | LMS | 27.2 | 17.8 | 9.4 | 0.89 | 0.86 |

Ce mode d'initiation de laves torrentielles est immédiat à la rupture, mais peut se reproduire dans des conditions climatiques favorables et affecter les éboulis de versant.

Par la suite, les éléments glissés qui n'ont pas été immédiatement emportés en laves torrentielles se sont accumulés dans le lit de la Ravoir où ils ont formé un barrage naturel relativement peu perméable au regard des perméabilités estimées des matériaux coulés (tableau 4-9). Le taux d'infiltration dans ces matériaux est donc relativement faible et l'eau du torrent qui ne peut plus s'écouler naturellement, va s'accumuler en saturant fortement les débris accumulés dans le chenal. En même temps que l'eau s'infiltré et sature progressivement les matériaux déposés, la charge hydraulique à l'arrière de ce barrage de faible résistance mécanique augmente. Lorsque les pressions interstitielles dépassent une valeur critique, la résistance au cisaillement des matériaux est insuffisante et l'embâcle cède ; la lave torrentielle est initiée. De cette manière, le chenal est peu à peu nettoyé.

b) Initiation indirecte : reprise des produits du glissement

Ce mécanisme explique la persistance du phénomène « lave torrentielle ». L'ensemble des matériaux libérés lors de la phase paroxysmale du glissement n'a pu être mobilisé en lave torrentielle par initiation directe. Par contre, des laves torrentielles ont pu être initiées postérieurement à cette phase de glissement par remobilisation des produits du glissement, stockés dans le versant. De plus, les produits accumulés et stockés dans la partie inférieure du versant continuent d'être alimentés même après la phase principale du glissement en raison des réajustements d'équilibre de la pente.

L'origine des formations identifiées dans les pentes, ainsi que leurs caractéristiques granulométriques, sont variées (figure 4-8). La perméabilité de ces formations peut être assez hétérogène, et il n'est pas exclu que des chenaux d'écoulement préférentiel soient développés dans ces formations. De plus, en raison du transfert des fines par l'écoulement souterrain, la partie aval des produits accumulés peut s'enrichir en particules fines et devenir progressivement très peu perméable.

En fonction de la perméabilité moyenne estimée des sols et de leur comportement hydrologique, nous pouvons décrire deux mécanismes d'initiation des laves torrentielles :

1ère situation : pluies fortes avec infiltration dans les éboulis grossiers secs et perméables. Etant donné l'importante porosité de ces formations, l'eau circule rapidement sur les pentes assez fortes (généralement supérieures à 30°) au toit de formations d'éboulis moins perméables. Lorsque le gradient hydraulique atteint une valeur critique, la résistance au cisaillement de ces assemblages (dont la résistance mécanique est diminuée par l'importance du volume poreux) est insuffisante, et il y a mobilisation par l'écoulement d'une masse granulaire. Des éléments plus fins peuvent se trouver en suspension dans l'eau (ravinement des pentes du bassin de réception) et/ou être incorporés au fluide en mouvement par érosion des berges et du chenal. C'est un cas d'initiation de laves torrentielles en réponse directe à la pluviométrie.

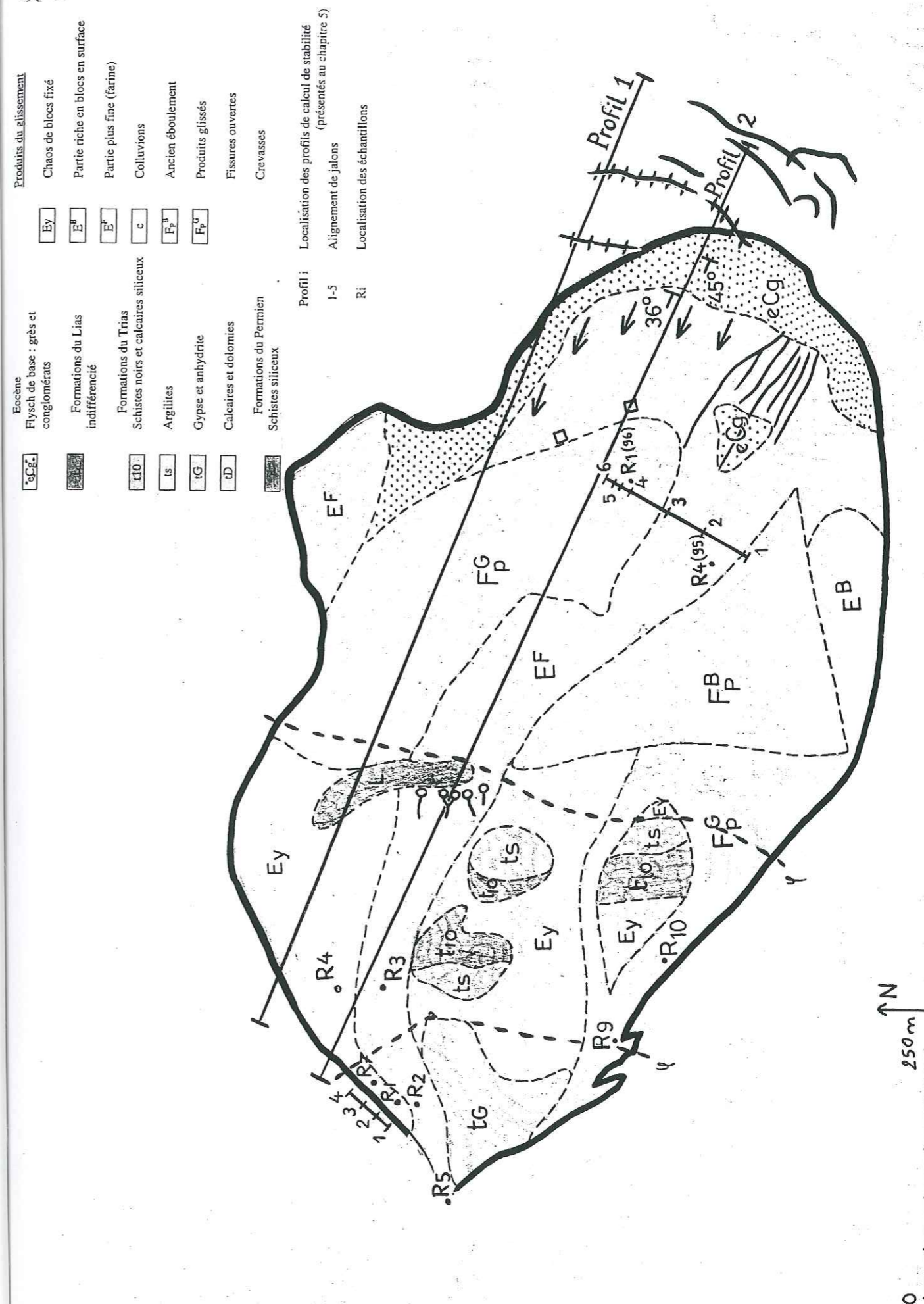


Figure 4-8 : cartographie détaillée du versant glissé de Bon Attrait

2e situation : pluies moins intenses, qui facilitent la progression d'un front d'infiltration dans les éboulis fins et la saturation progressive des formations. La genèse de laves torrentielles dans une telle situation n'est pas forcément en relation directe avec les pluies du jour, mais donne une grande influence aux pluies des jours précédents. La simulation de la déstabilisation de ces masses d'éboulis est basée sur un calcul de stabilité à l'équilibre.

3.1.5.2) Autres mécanismes d'initiation potentiels

L'étude du contexte géologique et géomorphologique du sous-bassin versant nous a également permis de définir des mécanismes d'initiation secondaires (mobilisant des volumes moindres que ceux mis en jeu dans le cas d'une initiation par glissement de terrain), en relation avec une origine diffuse des matériaux mobilisés.

Les pentes raides et dénudées situées sous la ligne de crête des Coins, de par l'érosion aréolaire qu'elles subissent, engendrent d'importants placages de fines sur les versants. Celles-ci constituent des horizons superficiels très faiblement perméables qui peuvent être lessivés dans le cas d'événements pluviométriques intenses avec ruissellement.

Le transport des particules arrachées à cette couverture superficielle augmente la densité de l'écoulement torrentiel, dont la plus grande compétence facilite alors l'entraînement de dépôts hétérogènes arrachés par incision des berges bordant le chenal, qui sont constituées d'éboulis ou de dépôts morainiques.

3.1.6) Conclusion

L'occurrence de laves torrentielles en relation directe avec un glissement de terrain nous a permis d'identifier un mécanisme d'initiation réel. Nous avons dans ce cas pu établir que les dépôts de laves torrentielles et les matériaux du versant glissé possédaient des caractéristiques pétrophysiques, granulométriques et géotechniques proches.

En fonction des mécanismes propres aux glissements de terrain, en s'appuyant sur les observations réalisées dans ce cas précis, nous avons dressé un tableau synoptique du mécanisme d'initiation par glissement de terrain (tableau 4-11).

Tableau 4-11 : description du mécanisme d'initiation par glissement

| mécanismes élémentaires | Glissement de terrain | | |
|--|--|--|--|
| Extension géographique | Variable ; il peut affecter d'importantes superficies et profondeur de versant | | |
| Valeurs de pente | 30-40° | | |
| Lithologie | Roches fracturées, formations superficielles (éboulis, moraines, horizons d'altération) | | |
| Rôles de l'eau dans le déclenchement des laves torrentielles | Matériaux de perméabilité variable en fonction de leur nature | | |
| | Saturation des matériaux (infiltration dans les fissures des roches et à travers les pores des sols) | | |
| | Augmentation du niveau de la nappe | | |
| | Perte de cohésion et de résistance de la masse sus-jacente saturée | | |
| | Excès d'eau | | |
| | Déstabilisation et rupture le long de surfaces planes ou circulaires (type de rupture défini par le contexte lithologique) | | |
| | ↙ | ↘ | |
| | Initiation directe de laves torrentielles | Initiation indirecte de laves torrentielles | |
| | | ↔ | |
| | Matériau suffisamment saturé | Les produits glissés s'accumulent dans le chenal au pied du versant | Les débris restants dans la pente sont plus ou moins stables et progressivement transportés en pied de pente par l'érosion |
| | Glissement-coulée synchrone à la rupture | L'eau s'infiltré lentement et sature progressivement les dépôts | Ils alimentent le cône d'éboulis rémanant du glissement |
| | transformation éventuelle de la coulée en lave torrentielle | ↓ | Déstabilisation du cône d'éboulis après glissement (se rapporter à la description de l'initiation par déstabilisation d'une masse d'éboulis, tableau 4-19) |
| | | Rupture et formation d'une lave torrentielle quand le gradient hydraulique atteint une valeur critique et que la résistance au cisaillement des matériaux devient insuffisante | |

3.2) Déstabilisation de masses d'éboulis- Boscodon (Hautes-Alpes)

3.2.1) Présentation générale du site et localisation des zones d'initiation potentielles

Le Boscodon, situé en rive gauche de la Durance, au Sud-Ouest d'Embrun, termine sa course dans le lac de barrage de Serre-Ponçon. Les débordements du Boscodon ont été suffisamment fréquents et intenses pour avoir laissé des souvenirs dans les mémoires collectives de la région. Les anciennes berges torrentielles dans lesquelles s'est creusé le chenal inférieur, et le cône de déjection très développé, témoignent de cette intense activité torrentielle. Aujourd'hui encore, malgré les nombreux aménagements réalisés de l'amont vers l'aval, l'activité torrentielle suscite des inquiétudes quant à la sécurité des infrastructures routières et des habitations situées en partie basse du cône de déjection.

Le Boscodon correspond au chenal inférieur du torrent qui est formé par la réunion de trois affluents qui sont d'Est en Ouest l'Infernet, le Bragousse et le Colombier (tableau 4-12).

Tableau 4-12: principales caractéristiques morphologiques du bassin versant

| | Surface (km ²) | Altitude maximale (m) | Pente moyenne (%) |
|----------------------------------|----------------------------|-----------------------|-------------------|
| Boscodon | 35.6 | 2898 | 21 |
| Infernet | 15.9 | 2898 | 28.6 |
| Colombier | 3.8 | 2316 | 36 |
| Bragousse | 3.9 | 2401 | 36 |
| sous-bassin versant du Bragousse | 1.3 | 2316 | 65.6 |

Les différentes observations de terrain et les archives des services RTM permettent de montrer que les risques de laves torrentielles se situent principalement dans le cirque de réception du Bragousse. Sur les 33 événements enregistrés depuis 1793, seulement 4 se sont produits dans l'Infernet ou le Colombier, les deux autres affluents du Boscodon.

L'observation, au débouché des gorges du gypse, et à l'aval sur plus de 2 kilomètres, de berges torrentielles bien développées attestent de la quantité de matériaux arrachés au bassin de réception.

Nous avons donc étudié plus précisément le sous-bassin versant du Bragousse, défini comme la zone drainant les eaux d'écoulement à l'exutoire des gorges du gypse. Il représente 11% de la superficie totale du bassin versant du Boscodon, mais 18% du réseau de drainage en longueur. La pente moyenne du cirque de réception est près de deux fois plus importante que celle du bassin versant du Boscodon dans son ensemble.

3.2.2) Présentation géologique du sous-bassin versant

Carte géologique du bassin versant présentée en annexe IV-2-C.

Le chenal d'écoulement du Bragousse, et vers l'aval celui du Boscodon, sont creusés dans les formations allochtones de la série dauphinoise, représentée ici principalement par les Terres Noires jurassiques. Le cirque de Bragousse recoupe pour sa part la série subbriançonnaise, qui définit la série inférieure des nappes de l'Embrunais-Ubaye (digitation de Morgon), dans laquelle s'intercalent des écailles de flysch nummulitique.

3.2.2.1) Contexte géologique

a) Formations du substratum

Le gypse compose pour presque 100% la moitié Est du cirque de réception du Bragousse (figure 4-9). Le pendage vers le SO selon une direction NNO est plutôt favorable à la stabilité mécanique de ce massif.

En partie Ouest du cirque du Bragousse (versant Est du pic de Charance), la formation géologique dominante est datée du Crétacé-Eocène, et est représentée par des calcschistes planctoniques. Ils sont subaffleurants dans la zone Sud. Ces calcaires micritiques sont intensément déformés (observation de microplis synschisteux) et fissiles. Sur l'arête NO du col de la Rousse (altitude 2200 mètres), ces calcaires sont très laminés et se présentent en fins feuillets.

Quelques affleurements ponctuels et discontinus d'autres formations de la série subbriançonnaise apparaissent sur les pourtours du cirque de réception.

Formations superficielles

- Fz Dépôts torrentiels actuels
- F_p^B Formations de versant (terrains écroulés)
- Ez Eboulis actuels
- Ey Eboulis anciens
- Ag Altération superficielle des gypses
- Aj Alérites de marnes bleues
- Bp Brèches de pente

Eléments morphologiques

- Niches d'arrachement
- Fissures ouvertes (panneaux d'affondrement)
- +++ Décollement superficiel de la couverture d'altération
- Griffes d'érosion
- Blocs dans le chenal

Formations du substratum

Série de la zone dauphinoise

- Marnes bleues
- Série des nappes de l'Embrunais-Ubaye
- Flysch grésopélique sombre
- c-e Calcaires planctoniques
- jc Marnes noires et schistes siliceux
- Calcaires noirs oolitiques
- L Calcaires fossilifères et à inclusions de silex
- Argilites versicolores
- tG Gypse
- tK Cargneules

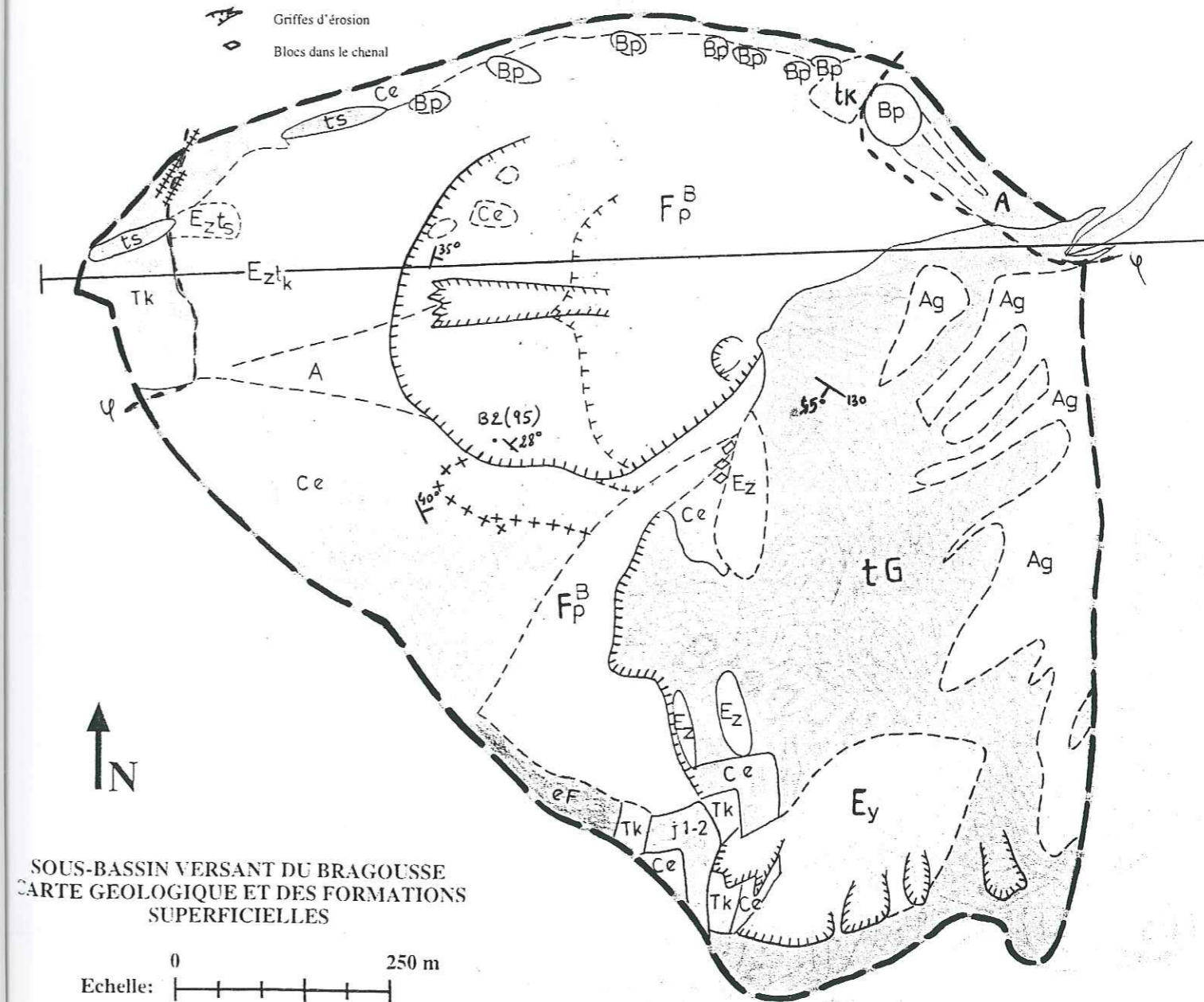


Figure 4-9 : carte géologique du sous-bassin versant du Bragousse

b) Contexte structural

Le bassin versant supérieur entaille des unités flottantes (klippes) de la nappe du flysch à Helminthoïdes, qui, dans son glissement, a entraîné avec elle des écaillés de terrains subbriançonnais et briançonnais qui sont imbriqués de façon complexe avec la nappe. Ces unités allochtones reposent sur les marnes noires du Callovo-Oxfordien de la série dauphinoise. La tectonique, qui a joué un rôle primordial dans la mise en place des structures géologiques, a provoqué une intense fracturation des massifs rocheux ainsi que des plissements (calcschistes planctoniques datés de l'Eocène) et l'intercalation de lentilles de gypse et de cargneules qui ont favorisé le déplacement des masses rocheuses supérieures.

De plus, la région a été plissée ultérieurement à la mise en place des nappes lors d'une phase alpine tardive, renforçant la fracturation des roches.

3.2.2.2) Formations superficielles

Elles couvrent près de 50% de la superficie totale du sous-bassin versant. De nature lithologique assez variée, elles se répartissent en trois classes d'un point de vue génétique.

a) Les produits d'altération

Les altérites, le plus souvent monogéniques, souvent remaniées, sont bien développées au pied des ravines de gypses et de cargneules, et forment une couche plus ou moins épaisse en fonction des conditions topographiques à la surface des bancs. Ces matériaux résultent de la désagrégation des roches qui sont très sensibles à l'érosion hydrique.

b) Formations gravitaires et de versant

- **produits d'écroulement** : localisés dans le versant Est du pic de Charance, ils représentent 60% en superficie des formations superficielles. Ils résultent d'un glissement et d'un effondrement des masses rocheuses dominant le versant (soit essentiellement des calcschistes planctoniques, mais également des cargneules et du gypse), qui se sont probablement produits par décompression des versants après les dernières glaciations.

La zone déstabilisée est circonscrite par des cicatrices verticales de 10-15 mètres de hauteur bien visibles sur la bordure Nord. Ces produits d'écroulement accumulés sur des pentes d'environ 30° sont peu stables, comme le montrent les cailloux qui roulent régulièrement dans la pente. Ce sont des produits relativement grossiers (tableau 4-13) qui possèdent une texture fermée à support clastique.

Le faible pourcentage de particules fines influe sur les limites d'Atterberg (tableau 4-14), et le domaine de plasticité relativement restreint identifie des limons peu plastiques.

L'argile dominante est l'illite (plus de 60%), la chlorite et la kaolinite représentant respectivement 27 et 8%. Les argiles gonflantes (interstratifié vermiculite-chlorite) sont très peu abondantes. La matrice argileuse de ces formations gravitaires provient des différentes zones sources du versant.

Tableaux 4-13 et 4-14 : principales caractéristiques géotechniques du matériau de la zone d'initiation

| | D ₁₀ (mm) | D ₅₀ (mm) | S ₀ | As | K (m/s) |
|--------|----------------------|----------------------|----------------|------|--------------------|
| B2(95) | 0.18 | 3.1 | 3.81 | 5.93 | 3.10 ⁻² |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

| | % < 50 µm | % < 2 µm | Identification (Jamagne) | W _L (%) | W _P (%) | IP (%) | Activité | VB (g/100g) |
|--------|-----------|----------|--------------------------|--------------------|--------------------|--------|----------|-------------|
| B2(95) | 7.9 | 3.34 | SL | 25 | 18.7 | 6.3 | 1.89 | 0.83 |

- **brèches de pente et paquets glissés** : ce sont des formations liées à l'occurrence du mouvement généralisé du versant. Les brèches de pente contiennent des blocs anguleux et se sont formées par consolidation de la matrice des dépôts de pente. Les paquets glissés de calcaire daté de l'Eocène se trouvent surtout au pied de la cicatrice d'arrachement nord.

- **Eboulis entretenus** : ils résultent de l'ébouilisation des formations rocheuses du pic de Charance et sont assez hétérométriques. De nombreux blocs s'accumulent au toit du replat formé à mi-pente du versant par une ancienne cicatrice d'arrachement.

Ces éboulis sont formés de cargneules et de gypse, et parfois localement également de Rhétien.

c) Dépôts torrentiels

Les caractéristiques granulométriques des **laves torrentielles** sont variables en fonction de la lithologie du bassin versant initiateur (tableau 4-15) et définissent des laves torrentielles à matrice cohésive (+ de 20% d'< 50µm) et granulaire (- de 20% d'< 50µm). Quelles que soient leur nature et leur origine, ces laves présentent une texture fermée à support matriciel. La nature de la matrice fine de ces dépôts est variable en fonction de la famille de laves torrentielles (figure 4-10).

Tableaux 4-15 et 4-16 : caractéristiques granulométriques et géotechniques des laves torrentielles

| | D ₁₀ (mm) | D ₅₀ (mm) | S ₀ | As | K (m/s) |
|--------|----------------------|----------------------|----------------|------|--------------------|
| B15 | 0.0025 | 1 | 237.5 | 9.46 | 6.10 ⁻⁶ |
| B1(95) | 0.003 | 4.7 | 95 | 9.5 | 9.10 ⁻⁶ |
| B8 | 0.2 | 2.8 | 9.5 | 7.5 | 4.10 ⁻² |
| B1(96) | 0.006 | 5.3 | 14.85 | 9.78 | 4.10 ⁻⁷ |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

| | % < 50 µm | % < 2 µm | Identification Jamagne | W _L (%) | W _P (%) | IP (%) | Activité | VB (g/100g) |
|--------|-----------|----------|------------------------|--------------------|--------------------|--------|----------|-------------|
| B15 | 27.9 | 6.1 | LMS | 28.9 | 21.4 | 7.5 | 1.23 | 0.66 |
| B1(95) | 20.6 | 8.41 | LSA | 25.6 | 16.7 | 8.9 | 1.06 | 0.63 |
| B8 | 5 | 1.89 | S | 16.5 | 13.2 | 3.3 | 1.75 | 0.77 |
| B1(96) | 13.2 | 6.86 | SA | 24.69 | 16.53 | 5.16 | 0.75 | 0.77 |

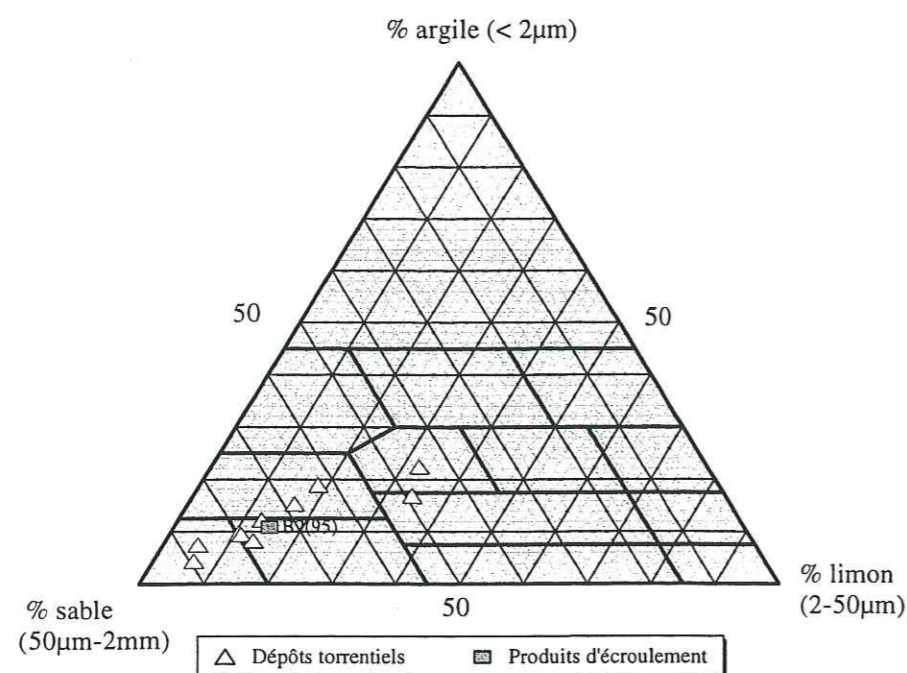


Figure 4-10 : identification de la matrice des formations superficielles dans le triangle de Jamagne

La composition minéralogique de la fraction inférieure à 20 mm (tableau 4-17) est très différente pour l'échantillon B15. On retrouve cette distinction dans l'analyse pétrographique de la fraction 10-20 mm. L'échantillon B15 renferme essentiellement des cailloux de marnes et calcaires marneux (environ 80%). Les autres graviers sont des éléments de brèches, de flysch gréso-pélimitique et de dolomie. Les autres échantillons de laves ont une composition relativement proches l'une de l'autre ; elles renferment essentiellement des plaquettes de calcschistes planctoniques (environ 40%) et en proportions variables des plaquettes d'argilites verdâtres et violacées du Rhétien. Nous avons également identifié, en proportion négligeable, des fragments de marno-calcaires, de calcaires détritiques et de cargneules (échantillon B8 seulement).

Contrairement à toute supposition, le gypse a été identifié dans un seul des dépôts torrentiels observé, parmi les fractions granulométriques inférieure à 20 mm. Pourtant, quelques blocs (10-20 cm) ont été observés en surface des dépôts sur le terrain.

Tableau 4-17 : composition minéralogique des laves torrentielles (%)

| | Quartz | Calcite | Feldspaths | Gypse | Dolomite | Argiles |
|--------|--------|---------|------------|-------|----------|---------|
| B15 | 29.4 | 40 | 1.1 | 0 | 19 | 10.3 |
| B1(95) | 16.4 | 75.1 | 1.8 | 0 | 0 | 6.6 |
| B8 | 16.5 | 75.5 | 1 | 0 | 3.5 | 3.5 |
| B1(96) | 12.5 | 81 | 1.5 | 0 | 0 | 4.5 |

L'argile cardinale est l'illite (de 58 à 70%), puis viennent en proportions variables kaolinite et chlorite. La nature des argiles est héritée de celle du bassin versant.

3.2.3) Contexte géomorphologique du sous-bassin versant

Cartes géomorphologique et des pentes présentées en annexe IV-2-C.

Le bassin de réception du Bragousse a une forme de cuvette bien prononcée qui concentre les eaux de pluie et de ruissellement et les conduit à un chenal resserré qui débute par le goulet dans le gypse (entre 1660 et 1560 mètres d'altitude). L'érodabilité de la partie Est ainsi que les caractéristiques géomorphologiques de la zone Ouest font de ce cirque une zone active, très intéressante quant à la production des laves torrentielles.

86% des pentes ont une valeur supérieure à 15°, parmi lesquelles près de 25% sont des pentes supérieures à 40°. Celles-ci correspondent aux éperons de gypse et de dolomies qui forment la partie centrale aval de ce sous-bassin versant. Sur le versant Est du pic de Charance, la pente moyenne de l'ordre de 30° correspond à l'accumulation de produits gravitaires.

D'anciennes cicatrices d'arrachement semi-circulaires, présentes au sein des produits d'éroulement du pic à mi-pente, montrent que des remobilisations « en masse » se sont déjà produites dans la pente. De plus, les caractéristiques géomorphologiques actuelles de ce versant semblent montrer une déstabilisation régressive du pied de versant.

Dans la zone SO qui n'a pas encore été massivement déstabilisée, des fissures ouvertes le long de la ligne de crête et des traces de décollement superficiel de couverture dans la zone des calcschistes planctoniques correspondent à une évolution régressive du versant instable.

La ravine Est du cirque (ravine orientée Sud-Nord sous le col de la Rousse), creusée au contact des gypses et cargneules, constitue une source diffuse de matériaux, qui sont arrachés des falaises et s'accumulent en bordure du chenal. Quelques plus gros blocs d'un volume supérieur au m³ peuvent s'accumuler en raison des faibles débits en régime normal et contribuer à former des embâcles.

3.2.4) Contexte hydrogéologique et hydrologique du cirque de Bragousse

3.2.4.1) Contexte hydrologique

Le torrent du Bragousse a un débit permanent relativement fort en rapport avec une importante réserve d'eau dans le versant. Le débit de pointe en crue est estimé à 15-20 m³/s au niveau du goulet du gypse.

Etant donné la structure géologique très complexe, des interconnexions hydrologiques entre les différents bassins versants contigus sont probables. L'eau du versant resurgit au contact anormal entre les gypses et les marnes saines imperméables.

3.2.4.2) Contexte hydrogéologique

Carte des formations aquifères et non aquifères présentée en annexe IV-2-C.

Les roches du substratum constituent des aquifères de deux types :

- **karstiques** : c'est le cas des gypses (et des cargneules associées) qui forment entre 30 et 40% des affleurements rocheux du sous-bassin versant. Des écoulements souterrains peuvent se développer dans les masses de gypse qui montrent de nombreux signes de dissolution (entonnoirs de dissolution dans le gypse sous le col de la Rousse, poches de débouillage dans les cargneules du versant Sud-Est (figure 4-11)) ;

- **perméables** en grand par les fissures et fractures. C'est le cas des calcaires planctoniques très fracturés datés de l'Eocène qui constituent le substratum « profond » du versant Est du pic de Charance.

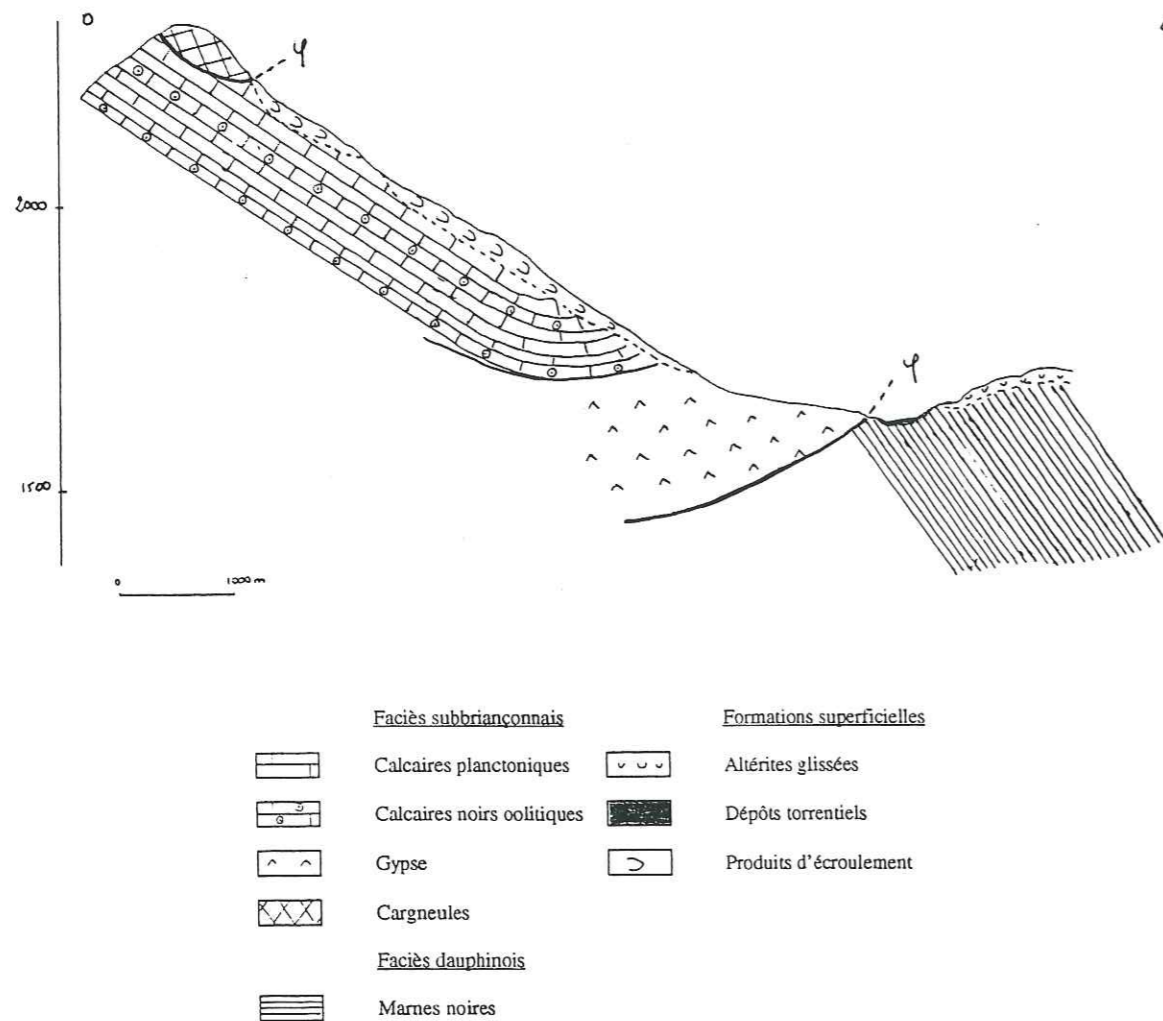


Figure 4-11 : coupe géologique et contexte hydrogéologique du versant Est du pic de Charance (localisation de la coupe figure 4-9)

La matrice des produits d'éroulement accumulés sur le versant Est du pic de Charance est relativement sableuse et peu cohérente, et leur perméabilité estimée d'après la courbe granulométrique les classent dans les sables grossiers (tableau 4-18). Toutefois, une ou deux ravines particulièrement développées montrent que lors d'événements pluvieux de forte intensité, le taux d'infiltration reste limité et le ruissellement se développe.

Tableau 4-18 : ordre de grandeur des perméabilités des formations superficielles

| | K (m/s) | Qualité |
|--|-------------------------------------|--------------------|
| Produits d'éroulement sous le Pic | 3 à 4.10 ⁻⁴ | Sables grossiers |
| Laves torrentielles à matrice cohésive | 10 ⁻⁷ à 10 ⁻⁸ | Silts |
| Laves torrentielles à matrice granulaire | 10 ⁻² | Sables et graviers |
| Dépôts torrentiels intermédiaires | 10 ⁻³ à 10 ⁻⁵ | Sables grossiers |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

L'absence de sources montre que la perméabilité est relativement homogène et importante, et que l'épaisseur développée est suffisamment conséquente pour que l'écoulement qui se produit à la base des éboulis, au contact avec le substratum, se poursuive à l'aval dans les dépôts torrentiels.

3.2.5) Initiation des laves torrentielles

L'observation de la carte géologique dressée par Schneegans (1938) permet de constater deux masses d'éboulis déjà fortement développées dans les parties supérieure et inférieure du versant ; mais un affleurement continu de calcschistes planctoniques s'observe en partie médiane. Cette zone a aujourd'hui pratiquement disparu. De plus, les photographies aériennes les plus anciennes (qui datent de 1952) montrent une morphologie générale très proche de l'actuelle. Ceci nous permet de dater l'écroulement du pic entre 1940 et 1952. Peut-on alors relier la multiplication des événements laves torrentielles entre 1950 et 1955 avec cet écroulement en masse, et l'apport d'une quantité considérable de matériaux mobilisables? Probablement.

De plus, la comparaison des caractéristiques granulométriques (figure 4-12), pétrophysiques et géotechniques des laves torrentielles à matrice granulaire et de l'échantillon B2(95) prélevé dans les produits d'éroulement du pic montrent la similitude entre les différents matériaux.

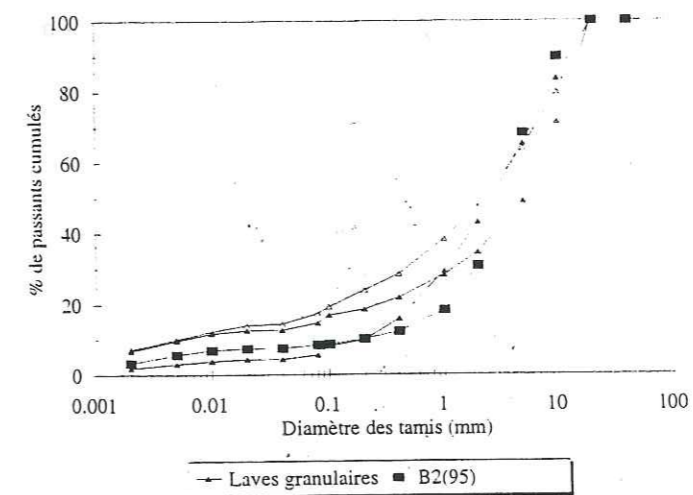


Figure 4-12 : courbes granulométriques comparatives de lave à matrice granulaire et d'échantillon de zone d'initiation

En fonction des observations réalisées, nous pouvons conclure que l'initiation des laves torrentielles se déroule en deux phases distinctes :

1- Accentuation de mouvements gravitaires et reprise des matériaux par l'écoulement torrentiel (cas d'orages ou de pluies).

Ceci aboutit à des cycles rapprochés de succession de laves torrentielles et d'écoulements hyperconcentrés. Ces dépôts se suivent fréquemment tout le long du chenal du Bragousse, et à l'aval dans celui du Boscodon. A ce niveau, leur épaisseur est réduite (50 cm en moyenne), ce qui est lié à un appauvrissement du matériel propagé par suite des dépôts successifs favorisés par les barrages, et à un élargissement du chenal. Dans ce cadre, les produits accumulés sur le versant Est du pic de Charance sont le premier fournisseur de matériaux et le lieu privilégié d'initiation des laves torrentielles.

2- Reprise des berges de dépôts torrentiels par des eaux provenant du bassin de réception, qui sont fréquemment chargées en fines (circulation superficielle dans les ravines creusées dans les altérites de cargneules). Ce phénomène est discuté au paragraphe 3.3.

Nous avons donc étudié les mécanismes de rupture susceptibles d'affecter les éboulis du pic de Charance.

3.2.5.1) Rupture plane indéfinie dans la masse d'éboulis

a) Mécanismes de la rupture

Dans le cas d'éboulis grossiers non cohérents, avec faible remplissage des espaces poreux, la recharge d'une nappe de versant est liée aux précipitations et sa vidange est rapide.

Dans le cas d'événements pluvieux de courte durée, mais de forte intensité, une tranche d'écoulement superficiel peut se développer à la surface des éboulis saturés. Lorsque le gradient hydraulique développé par l'écoulement souterrain atteint une valeur critique, la résistance au cisaillement des matériaux est insuffisante et l'incorporation de matériau meuble dans le fluide peut contribuer à former une lave torrentielle.

Les éboulis du versant sont des formations présentant une texture semi-ouverte ou fermée à support clastique. Dans cette seconde hypothèse, la matrice (fraction inférieure à 2 mm) est en quantité relativement faible et le squelette du dépôt est constitué par l'assemblage contigu des cailloux et graviers. Malgré tout, la présence d'argiles disséminées au sein du dépôt permet la formation d'un fluide boueux, de compétence supérieure à celle de l'eau, qui peut alors transporter cailloux, graviers et petits blocs.

Deux mécanismes de rupture plane indéfinie (figure 4-13) dans les éboulis peuvent être envisagés en fonction de l'épaisseur de l'écoulement.



Figure 4-13 : schématisations des contextes de développement de mobilisation des éboulis

- Écoulement d'épaisseur inférieure ou égale à celle des éboulis

La stabilité de la pente est régie par l'équilibre suivant :

$$F = \frac{[(h - h_w)\gamma_d + \gamma' h_w]}{[h\gamma_{sat} + h_w\gamma_{sat}]} \times \frac{\tan \varphi}{\tan \beta}$$

- avec :
- h_w hauteur de l'écoulement dans la pente (m),
 - h épaisseur de sol (m),
 - φ angle de frottement interne ($^\circ$),
 - β angle de pente ($^\circ$),
 - γ_{sat} poids volumique saturé (kN/m^3),
 - γ_w poids volumique de l'eau (kN/m^3),
 - γ_d poids volumique sec des éboulis (kN/m^3),
 - γ' poids volumique déjàugé (kN/m^3).

- Écoulement libre d'épaisseur supérieure à celle des éboulis

Dans ce cas, l'équilibre de la pente est régi par l'équation suivante :

$$F = \frac{h\gamma'}{[h\gamma_{sat} + (h_w - h)\gamma_w]} \times \frac{\tan \varphi}{\tan \beta}$$

b) *Stabilité des éboulis du versant Est du pic de Charance*

Les calculs sont basés sur les formules de stabilité établies au paragraphe précédent, en considérant un matériau purement frottant ($\varphi=36^\circ$), de poids volumique saturé $23 kN/m^3$ accumulé sur une pente de valeur moyenne 30° .

Le facteur de sécurité de la masse d'éboulis secs est de 1.26, ce qui est peu élevé. Cette valeur est cohérente avec la réalité, puisque les missions sur le terrain nous ont permis d'observer des chutes occasionnelles de petits blocs dans la pente.

Dans le cas de rupture plane indéfinie avec écoulement de hauteur inférieure ou égale à l'épaisseur des éboulis, plusieurs profondeurs potentielles de rupture dans les éboulis sont envisagées, les courbes $h=1$ et $h=10m$ représentant l'enveloppe de toutes les courbes intermédiaires.

La hauteur minimale de la masse saturée d'éboulis qui mène à la rupture est proportionnelle à l'épaisseur totale considérée. Ainsi, le facteur de sécurité devient inférieur ou égal à 1.2 lorsque 10% seulement de la hauteur des éboulis est affectée par l'écoulement, et inférieur ou égal à 1 pour h_w/h égal à 45% (figure 4-14).

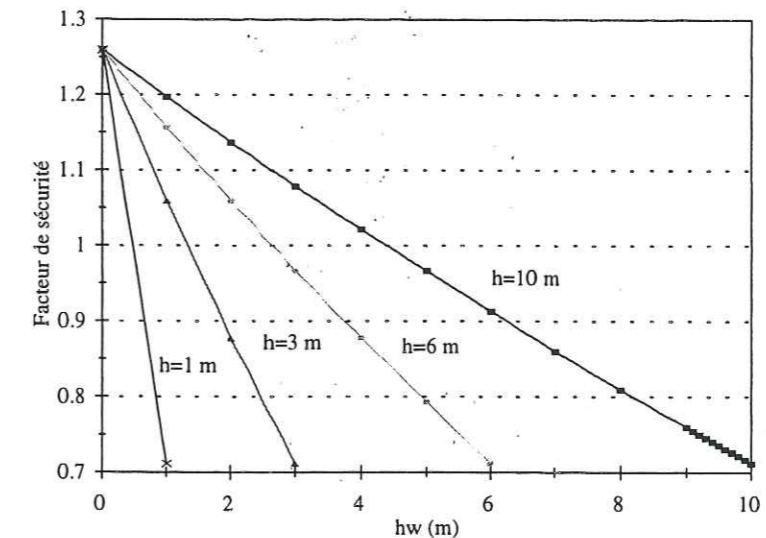


Figure 4-14 : facteur de sécurité des éboulis, en fonction de la hauteur d'eau (h_w) et de la hauteur d'éboulis mobilisés (h)

Dans ces pentes formées d'éboulis perméables et sans cohésion, lors d'événements pluviométriques intenses (orages ou pluies torrentielles), un écoulement libre peut se développer à la surface de la pente lorsque la masse est saturée. Dans ce cas, le facteur de sécurité est toujours inférieur à 1, et ce quelle que soit l'épaisseur d'éboulis potentiellement mobilisés (figure 4-15). Les situations les plus réalistes concernent des hauteurs d'écoulement négligeables (de l'ordre de 0.1 à 0.5 m), mais dont l'impact sur la stabilité des éboulis est très important.

Dans ce cas précis, la pente devient instable lorsque la hauteur de l'écoulement atteint 45% de l'épaisseur totale des éboulis. Toutefois, dans certains cas, la masse d'éboulis reste stable même pour $h=h_w$, et peut ne devenir instable que lorsqu'il se forme un écoulement superficiel.

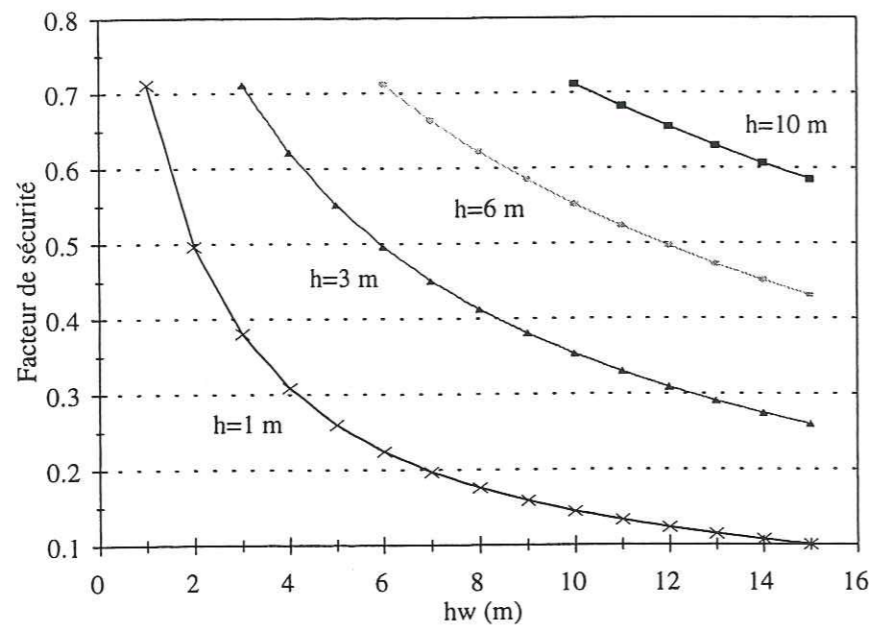


Figure 4-15 : facteur de sécurité en fonction de la hauteur d'eau (h_w) et de la hauteur d'éboulis mobilisés (h)

3.2.5.2) Autres mécanismes de rupture potentielle dans le versant Est du pic de Charance

Deux autres mécanismes de rupture, plus rares mais potentiellement plus dangereux en raison de l'important volume de matériaux qu'ils sont susceptibles de libérer, peuvent être envisagés :

- un glissement plan profond dans les éboulis, qui affecterait la masse d'éboulis sur toute sa hauteur. Deux surfaces, situées au contact avec le substratum, ont ainsi été définies au regard de la topographie actuelle du versant.
- une rupture profonde affectant le massif rocheux fracturé. Comme le montre le profil géologique du versant Est, le pendage des couches est quasiment conforme à la pente et les joints de stratification argileux constituent des plans potentiels de rupture (figure 4-11). Toutefois, une lave torrentielle ne sera pas nécessairement initiée par suite d'une telle rupture.

Ces deux situations peuvent se présenter en cas de modifications hydrologiques importantes dans la pente (augmentation de niveau de nappe), qui résulteraient d'une période de pluie importante (saison humide) suivie d'un événement climatique intense.

3.2.6) Conclusion

L'étude des documents d'archives concernant la fréquence des laves torrentielles, l'évolution géomorphologique du versant du pic de Charance, ainsi que la similitude entre matériaux des zones d'initiation et laves torrentielles, nous a permis d'identifier un mécanisme d'initiation réel des laves torrentielles dans le cirque de Bragousse. En fonction des mécanismes de déstabilisation des éboulis, de la nature de ces formations, nous avons dressé un tableau synoptique de ce mécanisme d'initiation (tableau 4-19). Nous avons également déterminé les conditions nécessaires pour les autres mécanismes d'initiation potentiels.

Tableau 4-19 : description du mécanisme d'initiation par déstabilisation d'éboulis

| mécanismes élémentaires | Déstabilisation d'éboulis | |
|--|---|--|
| Extension géographique | Variable en fonction de la morphologie des falaises rocheuses et des pentes inférieures | |
| Valeurs de pente | 30-40° | |
| Lithologie | Dépôts superficiels plus ou moins cohésifs, leur minéralogie dépendant de la pétrographie initiale du substratum | |
| Rôles de l'eau dans le déclenchement des laves torrentielles | <p>Eboulis grossiers non cohésifs, pas de matrice dans l'espace poreux (- de 10% d' <math>50\mu\text{m}</math>)</p> <p>Très perméables à perméables ($K=10^{-2}$ m/s)</p> <p>Écoulement souterrain lors d'événements pluvieux non retenu par les éboulis (vidange immédiate ou rapide)</p> <p>Excès d'eau</p> <p>Écoulement souterrain de hauteur variable, voire écoulement au-dessus des éboulis saturés</p> <p>↓</p> <p>Rupture et initiation d'une lave torrentielle à matrice granulaire lorsque la contrainte de cisaillement est supérieure à la résistance intrinsèque du sol</p> | <p>Eboulis hétérométriques et cohésifs (+ de 10% d' <math>50\mu\text{m}</math>)</p> <p>Peu perméables ($K=10^{-5}$ m/s)</p> <p>Progression d'un front d'infiltration et saturation progressive (incidence de l'antécédent climatique)</p> <p>L'écoulement disloque les cailloux en fines qui colmatent petit à petit la base des éboulis</p> <p>Augmentation du niveau de la nappe au toit de la base plus fine et cohésive des éboulis</p> <p>Excès d'eau</p> <p>Développement de pressions interstitielles en excès dans les éboulis et augmentation du niveau de la nappe</p> <p>↓</p> <p>Rupture par perte de cohésion et résistance au cisaillement, et initiation d'une lave</p> |

3.3) Reprise de dépôts torrentiels accumulés dans le chenal - Bragousse (Hautes-Alpes)

Les dépôts torrentiels peuvent s'accumuler dans les chenaux sur des épaisseurs très importantes constituant d'importantes ressources en matériaux facilement mobilisables en cas de crue. Cette situation a été observée dans le chenal d'écoulement amont du Bragousse, torrent dont le contexte environnemental a été décrit au paragraphe 3.2.

Au pied des pentes d'éboulis initiatrices de laves torrentielles et avant l'entrée dans les gorges de gypse, le chenal change d'orientation, sa pente diminue (de 34 à 12°). Il s'élargit à la sortie de ces gorges (3 à 4 fois plus large). Cette situation morphologique particulière favorise l'étalement et le dépôt des matériaux transportés par l'écoulement.

3.3.1) Description des berges torrentielles

Ces berges de dépôts torrentiels peuvent constituer des formations continues sur des hauteurs variant de 3 à 15 mètres environ, et des longueurs d'une centaine de mètres, représentant des volumes de matériaux non négligeables qui réduisent parfois considérablement la section du chenal d'écoulement du torrent. L'évolution de la morphologie de ces dépôts est très rapide, comme le prouvent les différentes mesures réalisées lors des missions successives de terrain (tableau 4-20). Ces changements impliquent une reprise fréquente de ces matériaux déposés dans le chenal par l'écoulement torrentiel.

Tableau 4-20 : estimation des volumes des berges torrentielles

| Date d'observation | Volume Rive Droite (m ³) | Volume Rive Gauche (m ³) |
|--------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| 14/09/95 | 8510 | 7050 |
| 13/09/96 | 5925 | 10307 |

3.3.2) Composition et structure des berges

3.3.2.1) Description et identification géotechnique

La structure de ces berges est relativement hétérogène. Des niveaux compacts et hétérométriques, identifiés comme dépôts de laves torrentielles (c paragraphe 3.2.2.2), présentant une texture fermée à support matriciel, s'intercalent avec des dépôts graveleux à texture ouverte, relativement triés et homométriques (tableau 4-21). Ces niveaux apparaissent souvent discontinus en surface, ce qui est certainement lié à des placages de matériaux de laves torrentielles ultérieures. Des sources apparaissent à la base de ces niveaux grossiers, au contact des matériaux moins perméables de laves torrentielles.

Leur teneur en fines est peu élevée (tableau 4-21), et l'identification géotechnique permet de classer ces sols comme sols limoneux peu plastiques (tableau 4-22).

Tableaux 4-21 et 4-22 : caractéristiques granulométriques et géotechniques

| | D ₁₀ (mm) | D ₅₀ (mm) | S ₀ | As | K (m/s) |
|----|----------------------|----------------------|----------------|-------|----------------------|
| B4 | 0.37 | 4 | 4.6 | 7.89 | 1.4.10 ⁻³ |
| B5 | 0.09 | 6 | 8.46 | 10.96 | 8.10 ⁻³ |
| B6 | 0.12 | 4 | 7.83 | 8.93 | 1.4.10 ⁻⁴ |
| B7 | 0.1 | 3.8 | 8.38 | 8.73 | 1.10 ⁻⁴ |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

| | % < 50 µm | % < 2 µm | Identification Jamagne | W _L (%) | W _P (%) | IP (%) | Activité | VB (g/100g) |
|----|-----------|----------|------------------------|--------------------|--------------------|--------|----------|-------------|
| B4 | 6 | 2.89 | SL | 26.5 | 20.5 | 6 | 2.08 | 0.89 |
| B5 | 6 | 2.77 | SL | 20.5 | 15.9 | 4.6 | 1.66 | 0.66 |
| B6 | 8.5 | 4.15 | SL | 22 | 15.8 | 6.2 | 1.49 | 0.77 |
| B7 | 7.8 | 2.95 | SL | 19.1 | 14.6 | 4.5 | 1.53 | 0.69 |

La composition minéralogique des différents niveaux de berges torrentielles est relativement semblable, et présente des échantillons très riches en calcite (tableau 4-23), mais toujours pauvres en gypse.

Tableau 4-23 : caractéristiques minéralogiques (%)

| | Quartz | Calcite | Feldspaths | Gypse | Dolomite | Argiles | Oxydes |
|----|--------|---------|------------|-------|----------|---------|--------|
| B4 | 12 | 79.5 | 1 | 0 | 2 | 5 | 0.5 |
| B5 | 12.5 | 79.5 | 1.5 | 0 | 1 | 5.5 | 0 |
| B6 | 13.5 | 81.5 | 1 | 0 | 0 | 4 | 0 |
| B7 | 12 | 82 | 2 | 0 | 0 | 4 | 0 |

3.3.2.2) Précisions apportées par la prospection géophysique

Les résultats détaillés sont présentés en annexe IV-2-D.

Les sondages électriques réalisés au toit de ces berges torrentielles nous ont permis de confirmer l'hétérogénéité des matériaux à plus grande échelle. La schématisation met en évidence une structure à trois couches, composée d'un horizon conducteur entre deux couches plus résistantes (figure 4-16).

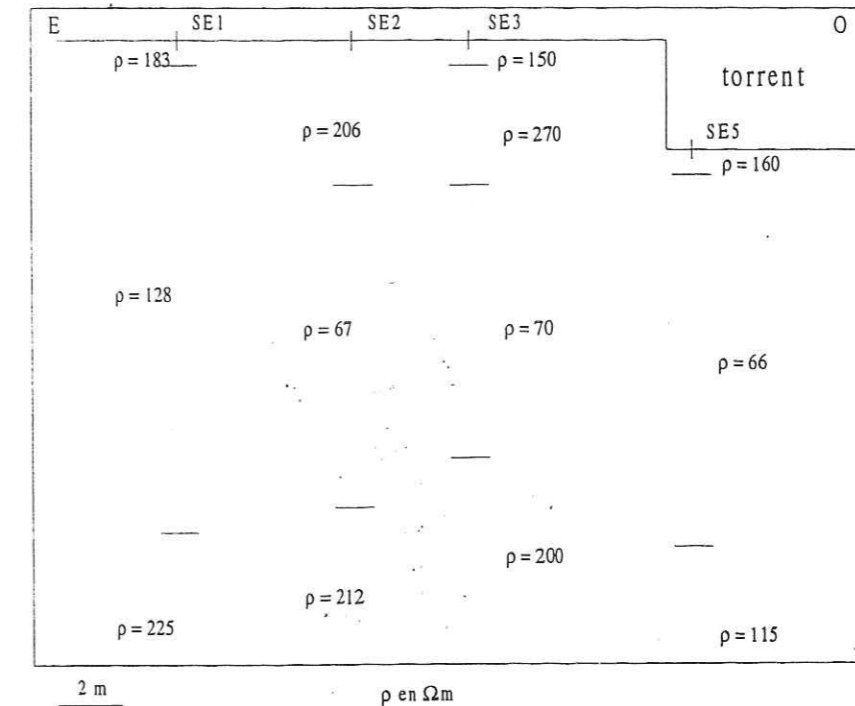


Figure 4-16 : interprétation de la structure de la berge 1

Le premier terrain, qui se trouve partiellement dans la structure surélevée de la berge, a une résistivité moyenne de 200 Ωm. Le deuxième terrain, de résistivité moyenne 70 Ωm, se retrouve aussi bien sous le chenal que sous la partie surélevée ; sa profondeur varie latéralement de 0.5 à 5 mètres par rapport au toit de la berge en direction du NNE. A l'aplomb du sondage électrique 1, ce terrain présente une résistivité un peu plus élevée (de l'ordre de 130 Ωm). Au-delà de 8 mètres de profondeur, nous avons identifié un horizon plus résistant (ρ > 200 Ωm), qui disparaît à l'aplomb du chenal où la résistivité reste faible.

Les premiers horizons identifiés, d'une épaisseur inférieure à 50 cm, sont généralement plus résistants que le corps sous-jacent et correspondent à des remaniements superficiels de faible teneur en eau. L'horizon intermédiaire, d'assez faible résistivité, est un niveau hétérogène qui identifie les dépôts graveleux et relativement homométriques, qui peuvent être saturés (décrite au paragraphe 3.3.2.1). Le niveau inférieur, de résistivité plus élevée, correspond à des dépôts de laves torrentielles à matrice cohésive.

La structure de ces berges résulte de cycles successifs érosion-dépôt (figure 4-17), et est quelque peu désorganisée à l'aplomb du chenal par l'incision plus marquée de l'écoulement torrentiel (qui peut aller jusqu'à décaper entièrement le dépôt de lave torrentielle), et l'accumulation plus importante d'alluvions.

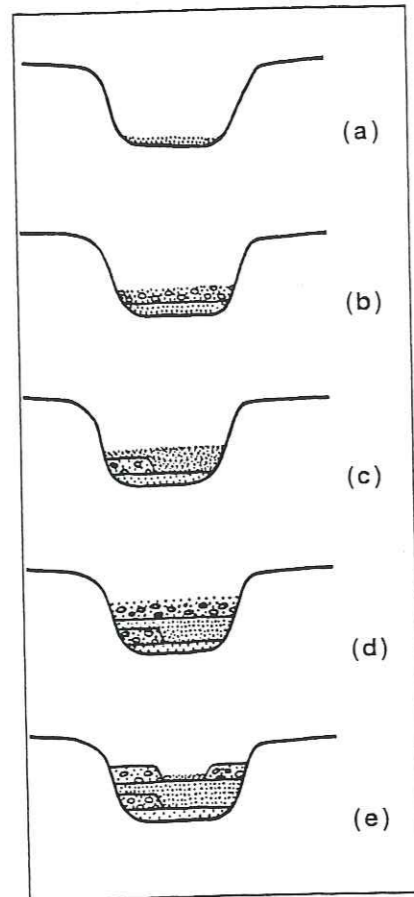


Figure 4-17 : cycle de formation des berges torrentielles du Bragousse

3.3.3) Mécanismes d'initiation

La reprise de ces matériaux torrentiels déposés dans le chenal est liée à des processus de mise en charge hydraulique des dépôts, dont les caractéristiques varient aussi bien verticalement qu'horizontalement.

Lors d'une crue ou lors de pluies, l'infiltration de l'eau et sa circulation dans les dépôts vont dépendre de la perméabilité des différents niveaux, et donc de la structure de la berge.

3.3.3.1) Définition d'un modèle de berge

Selon les valeurs moyennes des perméabilités des formations superficielles (tableau 4-18 paragraphe 3.2.4), les laves torrentielles à matrice cohésive constituent des formations semi-perméables ayant une perméabilité moyenne de 10^{-7} m/s. Les matériaux plus sableux de type alluvionnaires ou laves torrentielles à matrice granulaire sont perméables ($K_{moyen} = 10^{-3}$ m/s).

La réaction aux pluies et notamment la capacité d'infiltration seront donc variables en fonction de la nature du matériau en position haute (alluvionnaire perméable ou lave torrentielle semi-perméable).

En raison de la complexité de la lithologie de ces berges, nous avons défini un milieu homogène équivalent isotrope. Les perméabilités équivalentes sont identiques pour les deux structures potentielles de berges étudiées (figure 4-18).

(a) : débit moyen ; dépôt d'alluvions dans le chenal

(b) et (d) : période de crue ; dépôt de laves torrentielles dans le chenal

(c) et (e) : incision des dépôts en fin de crue et retour au débit moyen

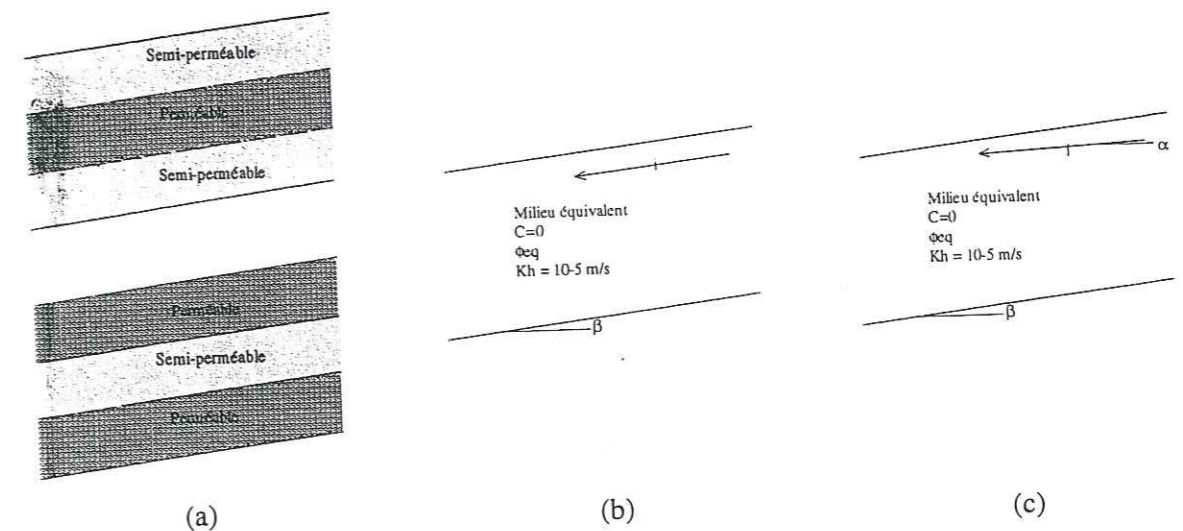


Figure 4-18 : schématisation de la berge - a) Structure potentielle de la berge - b) Modèle avec écoulement parallèle à la pente - c) Modèle avec écoulement interceptant le profil

3.3.3.2) Écoulement parallèle à la pente

Nous avons tout d'abord considéré la situation où un écoulement parallèle à la pente (figure 4-18b) est développé sur toute la hauteur de berge. Le gradient hydraulique est égal à $i = \sin \beta$, et ce sont les forces d'écoulement qui vont affecter la stabilité des berges.

Le coefficient de sécurité s'écrit, en considérant un angle de frottement équivalent aux trois couches et une cohésion nulle :

$$F = \frac{\gamma' \operatorname{tg} \varphi_{eq}}{\gamma_{sat} \operatorname{tg} \beta}$$

avec β inclinaison de la berge ($^{\circ}$),
 φ_{eq} angle de friction interne équivalent ($^{\circ}$),
 γ' poids volumique déjaugé du milieu équivalent (kN/m^3),
 γ_{sat} poids volumique saturé du milieu équivalent = $19 kN/m^3$,

Pour une berge inclinée de 11° , la berge est donc instable ($F=1$) si l'angle de frottement équivalent est inférieur à 22.3° . Cet angle peut se justifier en cas de dépôts torrentiels stratifiés avec certains lits de faible densité et faible résistance mécanique.

3.3.3.3) Écoulement d'inclinaison variable

Nous avons ensuite considéré le cas où l'écoulement se produit selon un angle α ($\alpha < \beta$) par rapport à la surface topographique de la berge, elle-même possédant toujours la même inclinaison β (figure 4-18c). Le gradient hydraulique s'écrit alors $i = \frac{\sin \beta}{\cos(\beta - \alpha)}$.

Le coefficient de sécurité s'exprime par :

$$F = \left[1 - \frac{\gamma_w}{\gamma} \frac{\cos \alpha}{\cos \beta \cos(\beta - \alpha)} \right] \frac{\operatorname{tg} \varphi_{eq}}{\operatorname{tg} \beta}$$

D'après les observations de terrain, les berges sont stables sans écoulement, et deviennent instables lorsqu'elles sont le siège d'un écoulement. Il existe donc une hauteur de nappe critique et un gradient

hydraulique critique au-delà desquels les berges sont instables. On peut remarquer également que le sapement des berges par le torrent crée localement des conditions de stabilité plus précaires, ne répondant pas aux conditions du glissement plan indéfini. La rupture peut s'amorcer là et se propager vers l'amont par rupture progressive.

3.3.4) Conclusion

Le développement d'un écoulement parallèle à la pente peut conduire à la rupture de la berge et à la remobilisation des matériaux. La valeur du gradient hydraulique critique dépend de la pente des berges et de la valeur de l'angle de frottement des matériaux.

En considérant la perméabilité moyenne des matériaux et des signes hydrologiques de terrain (matériau humide, quelques sources et suintements), il est certain que ce processus hydrologique conduit à la fréquente remobilisation des matériaux torrentiels formant les berges au débouché des gorges du gypse. En fonction des résultats obtenus précédemment et des caractéristiques des berges torrentielles, nous avons dressé un tableau synoptique de ce mécanisme d'initiation (tableau 4-24).

Tableau 4-24 : description du mécanisme d'initiation par rupture de berges

| mécanismes élémentaires | Remobilisation de dépôts torrentiels | |
|--|---|---|
| Extension géographique | Tout le long du chenal d'écoulement du torrent | |
| Valeurs de pente | 11-15° | |
| Lithologie | Alluvions et laves torrentielles, mais la pétrographie est en relation étroite avec la géologie des bassins versants, et particulièrement en cas de « berges torrentielles » bien développées | |
| Rôles de l'eau dans le déclenchement des laves torrentielles | Infiltration rapide à travers les pores grossiers présents entre les grains de sables et graviers et écoulement souterrain Infiltration plus lente à travers certains dépôts intermédiaires et les laves torrentielles plus riches en argiles Saturation différentielle des matériaux en fonction de la superposition verticale des différents dépôts | |
| | Dépôts perméables au toit de la berge ($K=10^{-1}$ à 10^{-3} m/s) Écoulement parallèle au mur peu perméable et vidange rapide de l'horizon perméable (réponse directe aux précipitations) Infiltration lente dans l'horizon inférieur car $K_h \gg K_v$ Excès d'eau Augmentation du gradient hydraulique des dépôts perméables (entraînement de fines) et surcharge des couches peu perméables sous-jacentes Rupture dans la couche supérieure qui peut affecter la couche sous-jacente (en fonction de son épaisseur et de sa résistance intrinsèque) | Dépôts peu perméables en toit de berge ($K=10^{-5}$ à 10^{-6} m/s) Progression d'un front d'infiltration et saturation progressive de l'horizon supérieur (influence de l'antécédent climatique) Perte de cohésion de la masse supérieure saturée qui peut initier une lave torrentielle si la pente est suffisamment forte ou être incorporé par une lave torrentielle en propagation |
| | | |

3.4) Rupture d'embâcles naturels - Rieu Sec (Savoie)

3.4.1) Définition de l'embâcle

En fonction de la localisation de l'embâcle dans le bassin versant et du matériau présent, deux situations peuvent être observées :

- *embâcles naturels formés dans les ravines à pentes fortes* du bassin de réception. Gros blocs, graviers et cailloux arrachés aux falaises rocheuses sont transportés vers l'aval selon une distance dépendant de l'énergie potentielle initiale, mais également des caractéristiques géométriques et géotechniques de la pente ainsi que des obstacles variés. Lorsque le ravinement met à jour un ou plusieurs seuils de substratum resserrés, les gros blocs vont former un barrage en arrière desquels les éléments plus fins, arrachés aux falaises rocheuses et produits par ravinement, vont s'accumuler.

Ce type d'embâcle représente en général de faibles volumes accumulés sur pentes fortes, et susceptibles d'être mobilisés fréquemment.

- *embâcles naturels développés dans les chenaux torrentiels*. Ils résultent d'un agencement particulier de gros blocs (jusqu'à 2-3 mètres de diamètre) dans des portions rétrécies du chenal torrentiel. Leur accumulation construit un « barrage » imparfait, aux caractéristiques mécaniques très hétérogènes, qui présente de nombreuses cavités et des petits chenaux d'écoulement (figure 4-19).

Le plus souvent, ces chaos de blocs imbriqués correspondent à d'anciens fronts de laves torrentielles qui ont été stoppés lors de la propagation en raison d'une diminution locale de la pente. En arrière, tout ou partie du corps de lave se trouve également stoppé. Les laves à matrice cohésive sont les plus propices à créer ces embâcles en raison de la plus grande hétérogénéité du matériau propagé, sous réserve que le chenal soit suffisamment resserré et la pente relativement faible pour provoquer l'arrêt du front de lave.

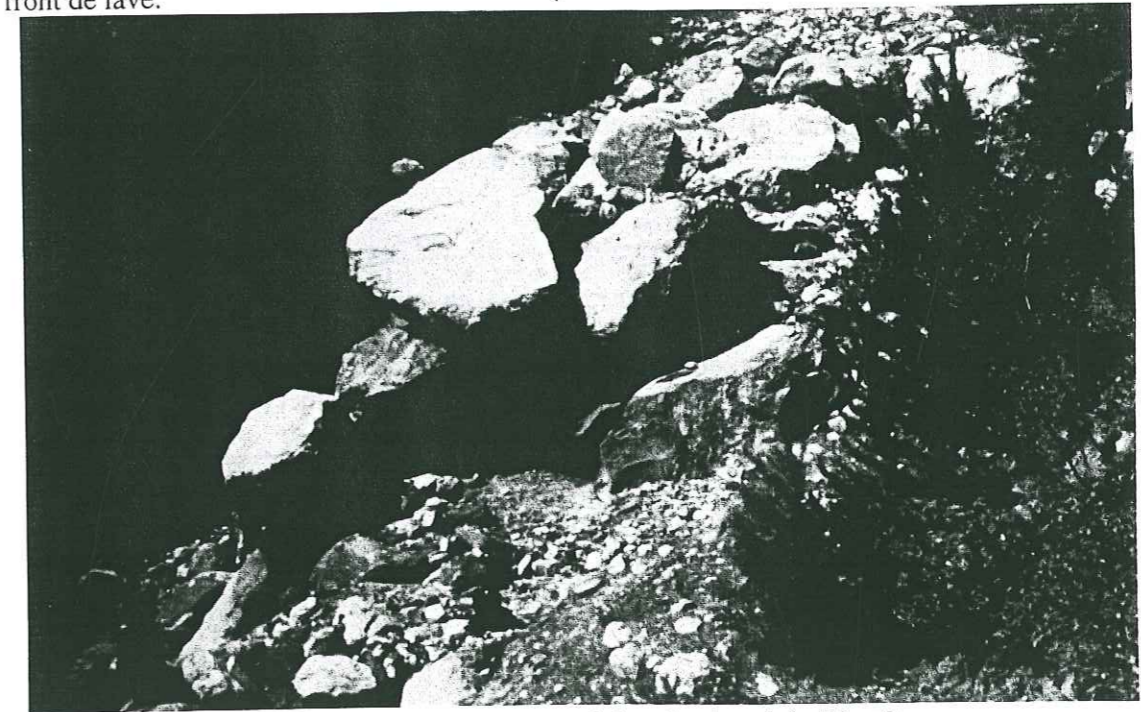


Figure 4-19 : embâcle naturel dans le chenal du Rieu Sec

3.4.2) Présentation du site d'étude

Le bassin versant du Rieu Sec est peu étendu (0.85 km²), mais les trois unités torrentielles y sont bien distinctes : le cirque de réception de forme semi-circulaire aux parois abruptes, le chenal d'écoulement assez court, et un cône de déjection très développé.

Le chenal est relativement étroit (10-15 mètres), et la transition entre chenal supérieur et inférieur est marquée par une importante diminution de pente (de 24 à 10°).

La végétation est peu développée et près de 93% de la superficie sont constitués de pentes nues soumises à l'érosion.

3.4.2.1) Contexte géologique

Carte présentée en annexe IV-2-E.

Les marno-calcaires qui forment les parois raides subverticales du cirque de réception sont sensibles à l'altération superficielle et fournissent des matériaux relativement fins qui s'accumulent au pied du cirque. Les formations plus calcaires qui forment la rive occidentale du torrent et la charnière de l'anticlinal de Saint-Martin la Porte (calcaires massifs du Dogger) produisent des énormes blocs, dont certains émergent de l'ancien cône d'éboulis fixé en rive gauche du torrent et d'autres sont disposés dans le chenal.

L'état de fracturation des formations rocheuses situées dans la partie orientale haute du bassin versant se traduit par l'aspect déchiqueté des formations et l'importance des formations superficielles (près de 50% de la superficie du bassin versant). La production massive d'éboulis a contribué à former un cône volumineux de 19 hectares, que le torrent recrée actuellement, et qui est constitué d'éboulis et dépôts torrentiels mêlés, qui peuvent contenir de très gros blocs de plusieurs m³ de volume.

3.4.2.2) Contexte géomorphologique

Cartes géomorphologique et des pentes présentées en annexe IV-2-E.

Les pentes très raides dans le cirque de réception et en partie amont du chenal d'écoulement augmentent la capacité de transport de l'écoulement torrentiel de faible débit, comme en témoigne l'important volume de matériaux déplacés.

Des mouvements de versant ont été observés dans les éboulis en rive droite et en bordure du cône de déjection en rive gauche. L'évolution de cette zone, soulignée par la présence de blocs marqués à différents niveaux de la pente, est minime et résulte essentiellement du lessivage de produits déjà mobilisés accumulés dans la pente lors d'épisodes pluvieux.

3.4.2.3) Contexte hydrogéologique

Coupe géologique et contexte hydrogéologique présentée en annexe IV-2-E.

Les roches qui forment les parois subverticales du cirque de réception sont imperméables, et l'eau ruisselant sur les parois va s'infiltrer en partie dans les dépôts meubles et éboulis de pentes, l'excédent formant l'écoulement torrentiel (débit moyen 0.017 m³/s).

En-deçà de 850 mètres d'altitude, l'écoulement torrentiel devient hypodermique, excepté en cas d'événements pluvieux et orageux, et s'infiltré dans les dépôts torrentiels du chenal. Malgré l'hétérogénéité des formations superficielles, l'absence de sources traduit la perméabilité verticale « continue » du cône de déjection. Quelques rigoles se développent en surface, qui sont liées à l'impact de pluies violentes et orageuses sur l'horizon superficiel durci et desséché.

3.4.3) Mécanisme d'initiation

3.4.3.1) Identification des mécanismes d'initiation

L'observation de laves torrentielles nous a permis de remonter aux zones sources en observant les traces de propagation. Il s'avère que le petit glissement, développé en rive gauche en bordure de l'ancien cône, ne constitue pas la source principale d'initiation, mais alimente la lave en propagation par incision en pied (matériaux imbibés sursaturés).

Par ailleurs, nous avons pu observer la formation, dans le chenal, d'abrupts d'une dizaine de mètres affectant les matériaux du chenal, et qui correspondent à un décapage des blocs et dépôts torrentiels accumulés ; les blocs situés dans le chenal disparaissent très rapidement après chaque événement.

L'intense remaniement du chenal permet d'identifier les dépôts torrentiels accumulés dans le chenal sur des épaisseurs considérables comme zones d'initiation véritables principales des laves torrentielles. Nous avons mis à profit les missions successives pour suivre l'évolution de deux des embâcles majeurs du Rieu Sec, en effectuant régulièrement des photographies ainsi qu'en observant l'évolution du positionnement des blocs marqués au front d'un des embâcles.

Le plus gros embâcle est toujours visible 4 ans après, même si la morphologie actuelle n'a plus rien à voir avec l'ancienne. Pour des raisons de faiblesse mécanique, la partie située en bordure rive droite a été incisée par l'écoulement torrentiel, créant une brèche de 1.5 mètres de large dans le front de l'embâcle. Le passage des écoulements chargés en a été facilité. Toutefois, à l'occasion de la propagation de laves torrentielles ultérieures, le passage étroit n'a pas permis l'écoulement du front qui a été stoppé entre l'ancien front et la berge du torrent.

La lave torrentielle du 18 juillet 1997 a exercé une poussée suffisante pour bouleverser l'architecture de l'embâcle sur toute sa largeur. Ainsi, le bloc, dont la position était demeurée inchangée durant 3 ans, a été traîné sur 3 mètres et retourné.

Si l'embâcle n'a pas été rompu, son remaniement exprime la fragilité de ces édifices qui constituent des zones d'initiation potentielles des laves torrentielles.

3.4.3.2) Mécanisme de rupture d'un embâcle naturel

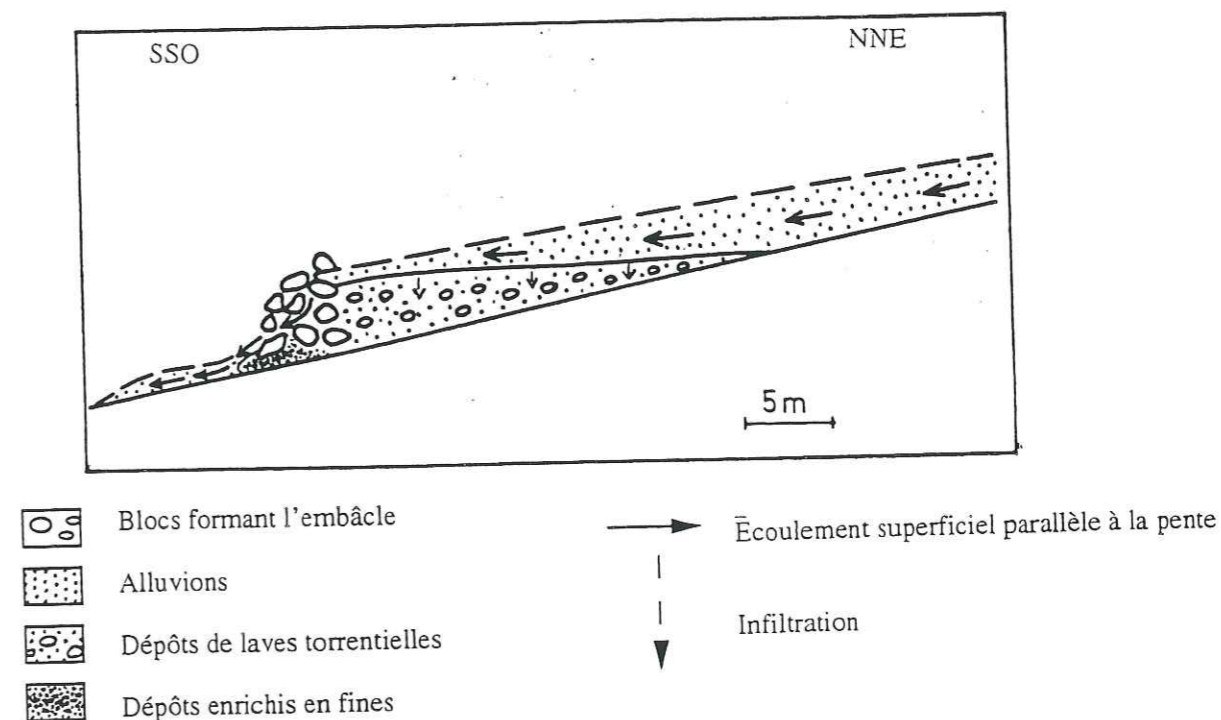


figure 4-20 : schématisation d'un embâcle naturel

Malgré la relativement faible perméabilité des corps de laves torrentielles présents à l'arrière de ces blocs, les vides rémanents permettent le passage de filets d'eau qui, par leurs charges en fines, vont progressivement combler les pores entre les gros blocs. Ces accumulations vont former barrage à des laves torrentielles ultérieures ou permettre la formation de zones de replat où vont s'accumuler les alluvions (figure 4-20).

L'écoulement hypodermique dans les alluvions est aisé, mais la transmission verticale dans les horizons de laves torrentielles est beaucoup plus lente en raison de la compaction des formations après dépôt et de leur faible perméabilité (tableau 4-25). L'écoulement est donc rapide à travers les

alluvions, alors que les dépôts torrentiels sous-jacents forment un aquifère semi-perméable dont l'exutoire se situe entre les pores rémanents dans les matériaux au front de l'embâcle.

Tableau 4-25 : ordre de grandeur des perméabilités des dépôts torrentiels du Rieu Sec

| Matériau | K (m/s) | « Qualité » |
|---------------------------------------|--|---------------------------------|
| Lave torrentielle cohésive granulaire | 2.10^{-6} à 6.10^{-6} 2.10^{-4} à 8.10^{-4} | Sables fins Sables grossiers |
| Alluvions | 5.10^{-2} à 9.10^{-2} | Sables grossiers avec graviers |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

En cas d'événements pluvieux intenses, le niveau de la nappe installée dans le semi-perméable peut s'élever, entraînant une augmentation des pressions interstitielles et une diminution de la résistance au cisaillement des matériaux. Lorsque le gradient hydraulique atteint une valeur critique, la résistance au cisaillement est insuffisante et l'embâcle cède, entraînant les énormes blocs. La lave torrentielle ainsi formée pourra éventuellement provoquer l'érosion des dépôts torrentiels saturés, ainsi que la rupture d'éventuels embâcles situés à l'aval.

Des scénarios de rupture à l'échelle particulière sont également envisageables. Ainsi, l'écoulement qui se développe dans les matériaux déposés en arrière de l'embâcle conduit à l'érosion et à la suffosion par transport de fines, et peut provoquer à terme la rupture de l'embâcle.

3.4.4) Conclusion

Les observations de terrain nous ont permis de mettre en évidence que la rupture d'embâcle naturel dans le chenal du Rieu Sec reste un mécanisme d'initiation potentiel. Toutefois, les évolutions morphologiques montrent que des ruptures véritables liées à des zones de faiblesse se produisent. En fonction des caractéristiques des embâcles naturels, nous avons dressé un tableau synoptique du mécanisme d'initiation (tableau 4-26).

Il faut également remarquer que la formation de ces embâcles conduit localement à un exhaussement du lit du torrent, de sorte que la hauteur de berge peut être très réduite. En cas d'écoulement de laves importantes, celles-ci pourraient alors quitter le chenal et envahir le cône de déjection assez haut en amont.

Tableau 4-26 : description du mécanisme d'initiation par rupture d'embâcles

| mécanismes élémentaires | Rupture d'embâcles naturels | |
|--|--|---|
| | Localisée | |
| Extension géographique | 11-12° | 25-30° |
| Pentes | | |
| Lithologie | Dépôts torrentiels stoppés à l'arrière d'un front de blocs barrant le chenal | Eboulis grossiers sur pentes fortes qui s'accumulent derrière quelques gros blocs |
| Rôles de l'eau dans le déclenchement des laves torrentielles | Infiltration et saturation des dépôts | Ruissellement et écoulement à travers les dépôts transportent les particules fines (silts, argiles et sables) |
| | Augmentation du niveau de la nappe et développement de pressions interstitielles en excès derrière l'embâcle | Diminution de la perméabilité du front |
| | Excès d'eau | Infiltration et saturation des dépôts (particulièrement durant la fonte des neiges) |
| | Perte de résistance au cisaillement (la résistance du barrage naturel devient insuffisante) | Excès d'eau |
| | ↓ | Le gradient hydraulique fort ainsi généré peut initier des coulées |
| | Rupture et formation d'une lave torrentielle | La liquéfaction de ces matériaux grossiers peut se produire après des chutes de roches |
| | | ↓ |
| | | Initiation de laves torrentielles |

3.5) Déstabilisation de berges - Verdarel (Hautes-Alpes)

3.5.1) Présentation générale du bassin versant

Le torrent du Verdarel, situé en rive gauche de la Guisane, a dévoilé son caractère impétueux le 9 juillet 1981, lors d'une crue d'une violence exceptionnelle. En effet, si quelques crues se produisaient bien de temps à autre (voir chapitre 2), qui étaient d'ailleurs souvent liées à des débordements de ces affluents, elles ne causaient généralement que quelques dégâts aux vignes et terres agricoles. Or, le volume total de matériaux arrachés lors de la crue du 9/07/81 a été estimé entre 30 et 50000 m³, et la lave ainsi formée a causé des dégâts considérables sur le cône de déjection (engravement des maisons, coupure de la route nationale,...)

Depuis, de nombreux travaux ont été réalisés dans le chenal inférieur du torrent (édification de deux barrages entre 1710 et 1730 mètres d'altitude), et essentiellement à l'apex du cône de déjection (dents freineuses, seuils en série, plage de dépôts), qui semblent être efficaces puisqu'aucune lave n'a créé de dommages depuis.

Le Verdarel est constitué par un chenal d'écoulement d'orientation générale NE-SO, qui résulte de la réunion de trois affluents, qui sont d'Ouest en Est le Malatra, le Grand Verdarel, et le petit Verdarel.

Tableau 4-27 : principales caractéristiques morphologiques des sous-bassins versants

| | Surface (ha) | Altitude maximale (m) | Altitude de confluence (m) |
|----------------|--------------|-----------------------|----------------------------|
| Malatra | 40 | 2516 | 1750 |
| Petit Verdarel | 150 | 2606 | 1407 |
| Grand Verdarel | 180 | 2580 | - |
| | 370 | | |

Le sous-bassin versant du Malatra représente une surface négligeable (tableau 4-27), et la faible surface drainée implique que la quantité d'eau amenée au Grand Verdarel par cet affluent sera relativement faible. La superficie du petit Verdarel est presque équivalente à celle du Grand Verdarel, mais la confluence étant située très à l'aval, la quantité d'eau drainée par le petit Verdarel n'influe pas directement sur les écoulements du Grand Verdarel. Malgré tout, en raison de la forme du bassin de réception et des interconnexions hydrologiques dans les dépôts morainiques, nous avons étudié le bassin versant dans son ensemble.

Les trois sous-bassins versants ont une forme très allongée et resserrée, notamment le long des chenaux d'écoulement. La pente moyenne de ces chenaux est de 20°, et ils sont dominés par un replat (pente moyenne 12.7°) hérité des périodes glaciaires.

Le degré de végétalisation est assez important, avec une pelouse alpine développée dans le bassin de réception et des versants boisés dans les parties inférieures.

3.5.2) Présentation géologique du bassin versant

3.5.2.1) Contexte géologique

Carte présentée en annexe IV-2-F.

a) Formations du substratum

L'ensemble du bassin versant se trouve dans le soubassement primaire de la zone Briançonnaise, où les formations géologiques suivantes ont été identifiées :

- **Houiller productif** : série monotone, constituée par une alternance de schistes pélitiques noirs ou gris dont la schistosité est soulignée par des lits micacés ou charbonneux, de grès quartzeux ou micacés, et de lentilles conglomératiques à galets de quartz blanc et de micaschistes. Quelques couches d'antracite peu résistantes et fragiles sont intercalées dans ces dépôts ;

- **Houiller conglomératique stérile** : il repose en discordance sur la formation précédente et est composé de conglomérats gris clairs très grossiers, renfermant surtout des quartz blancs dans un ciment arkosique ;

- **Permo-trias ou Verrucano** : conglomérats bigarrés à dragées de quartz rose ou vermeil, vert et blanc, associés à quelques éléments de rhyolites rouges vifs, plus rarement à des éléments houillers ;

- **Werfénien inférieur** : quartzites. La transition entre ces deux horizons se traduit par la disparition progressive des grains de quartz colorés. Les quartzites affleurent en bancs très redressés (environ 80° vers le SO), d'épaisseur inégale (20 à 80 cm) et sont très fracturés.

Les affleurements de substratum sont peu nombreux et généralement de taille limitée (10% de la superficie totale du bassin versant), excepté les affleurements quasiment continus des crêtes.

b) Contexte structural

La zone Briançonnaise orientale forme à ce niveau un éventail dissymétrique dirigé selon l'axe de l'anticlinorium qui va du col du Granon à Briançon, et qui se traduit en rive gauche de la Guisane par un style isoclinal fait de plis et d'écailles en série inverse, l'ensemble étant déversé vers l'Ouest. Le pendage des formations du substratum, non conforme à la pente, est donc un élément favorable à leur stabilité.

3.5.2.2) Formations superficielles

Les formations superficielles, qui représentent 90% de la superficie totale du bassin versant, sont majoritairement composées de formations morainiques.

a) les moraines

Les sondages sismiques réalisés dans le bassin de réception (CETE, 1982) montrent que les moraines peuvent atteindre des épaisseurs de 35 mètres. Ces dépôts glaciaires sont très hétérométriques (tableau 4-28), et montrent une alternance irrégulière de niveaux silto-sableux jaune-ocre, avec des niveaux gris-rouille argileux. La teneur en fines est relativement peu élevée et les limites d'Atterberg traduisent un comportement moyennement plastique (tableau 4-29). La matrice renferme des galets et cailloux émoussés. Ces moraines composent les berges du chenal d'écoulement de sa source jusque vers 1550 mètres, et constituent des formations moyennement consolidées, sensibles au ruissellement. Les gros blocs permettent le développement à diverses échelles de cheminées de fée (les plus importantes se situent en bordure du Petit Verdarel ou du Malatra).

Dans le bassin versant supérieur (entre 2150 et 2350 m), d'importants espaces marécageux se développent à la surface de ces dépôts, et entraînent la formation de tourbe.

Tableaux 4-28 et 4-29 : caractéristiques granulométriques et géotechniques des matériaux morainiques des pelouses

| | D ₁₀ (mm) | D ₅₀ (mm) | S ₀ | A _s | K (m/s) |
|---------|----------------------|----------------------|----------------|----------------|--------------------|
| V14(95) | 0.006 | 0.6 | 29.33 | 3.98 | 3.10 ⁻⁷ |
| V3(96) | 0.006 | 0.5 | 37.5 | 2.73 | 4.10 ⁻⁶ |
| V12(95) | 0.001 | 0.1 | 220 | -0.45 | 10 ⁻⁶ |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

| | % < 50 µm | % < 2 µm | Identification Jamagné | W _L (%) | W _P (%) | IP (%) | Activité | VB (g/100g) |
|---------|-----------|----------|------------------------|--------------------|--------------------|--------|----------|-------------|
| V14(95) | 17.8 | 5.77 | SL | 33.3 | 25.3 | 8 | 1.39 | 1.28 |

b) les éboulis actifs et entretenus

Les processus d'ébouilisation sont peu importants dans le bassin versant du Verdarel, les éboulis représentant moins de 5% en surface des formations superficielles.

Les éboulis actifs sont présents essentiellement dans le bassin versant supérieur du Petit Verdarel, entre 2150 et 2250 mètres d'altitude. Ils résultent de la désagrégation en place du substratum affleurant (grès, schistes houillers et quartzites), et les fragments arrachés subissent un très faible déplacement. Les éboulis, qui renferment quelques gros blocs de conglomérats, se mêlent au pied des falaises en bordure d'une petite cuvette marécageuse.

Des épandages d'éboulis s'observent sous la ligne de crête qui court du col du Granon au petit Meyret. Les affleurements massifs de conglomérat grossier à galets de quartz blanc et rares intrusions pélitiques noires sont très fracturés, et subissent une désagrégation très importante. Plus à l'Est, des éboulis de quartzites sont développés le long des fortes pentes qui forment les contreforts de la crête de Peyrolle. Ils sont alimentés par la désagrégation ou la déstabilisation des quartzites, et forment des couloirs et cônes d'éboulis qui s'étalent en partie supérieure des replats morainiques. Ces éboulis granoclassés peuvent former localement des sables. De nombreuses petites rigoles canalisent ces éboulis qui se transforment à leur pied en petites coulées d'ampleur limitée.

c) les altérites

Les **altérites du Houiller schisteux** sont essentiellement développées en rive droite du chenal inférieur du torrent. Elles résultent de l'altération par ruissellement et infiltration des schistes pélitiques, et forment localement des petites coulées boueuses qui descendent jusqu'au chenal.

Les *altérites du Permien* se trouvent sur la ligne de crête, entre 2455 et 2470 mètres. Elles résultent de la désagrégation en place (col de Barteaux) des grès grossiers peu vacuolaires qui alternent avec des faciès plus fins schisteux en bancs violets, blancs et parfois verdâtres. Ce sont des roches très fracturées et diaclasées (individualisation de petits parallélépipèdes).

d) les dépôts torrentiels

- les traces de *laves torrentielles* (V10 et V11) sont assez abondantes dans le chenal inférieur, avec encore aujourd'hui rémanence de bourrelets latéraux caillouteux datant des événements de 1981 au toit des berges rive gauche du chenal inférieur. La matrice des laves torrentielles échantillonnées est identifiée comme un sable selon la classification de Jamagne, et les limites d'Atterberg n'ont pu être réalisées (tableau 4-30). Toutefois, des dépôts de laves à matrice cohésive ont également été observés le long du chenal d'écoulement. L'échantillon V11 représente la matrice essorée de la lave torrentielle, qui a été filtrée à travers le front caillouteux. Celle-ci est plus fine que la matrice provenant du corps sensu stricto de la lave (tableau 4-31).

Les éléments grossiers des laves torrentielles sont essentiellement des cailloux légèrement arrondis de grès siliceux, qui proviennent soit du Permien inférieur (grès clairs), soit du Houiller (grès fins sombres, qui passent aux schistes siliceux). Quelques assemblages plus grossiers (conglomérats du Carbonifère et du Verrucano) et de très rares fragments d'anthracite et de calcaire dolomitique ont également été identifiés. La faible émoussé de tous les cailloux, même des plus résistants, exprime l'origine morainique des matériaux mobilisés par les laves torrentielles.

Tableaux 4-30 et 4-31 : caractéristiques granulométriques et géotechniques des dépôts torrentiels

| | D ₁₀ (mm) | D ₅₀ (mm) | S ₀ | A _s | K (m/s) |
|-----|----------------------|----------------------|----------------|----------------|--------------------|
| V10 | 0.23 | 2.7 | 12.14 | 8.4 | 5.10 ⁻⁴ |
| V11 | 0.078 | 1.2 | 27.83 | 6.24 | 6.10 ⁻⁵ |
| V12 | 0.28 | 5.2 | 6.57 | 11.44 | 8.10 ⁻⁴ |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

| | % < 50 µm | % < 2 µm | Identification Jamagne | W _L (%) | W _P (%) | IP (%) | Activité | VB (g/100g) |
|-----|-----------|----------|------------------------|--------------------|--------------------|--------|----------|-------------|
| V10 | 3.4 | 0.57 | Sable | - | - | - | - | 0.47 |
| V11 | 6.9 | 0.89 | Sable | - | - | - | - | 0.26 |
| V12 | 4.3 | 0.67 | Sable | 22.9 | 17.88 | 5.02 | 7.49 | 0.54 |

- les *alluvions* (V12) sont composées d'un empilement de galets orientés. La matrice sableuse est peu abondante, et les dépôts ont une très faible cohésion. Les critères géotechniques ne sont pas forcément des critères significatifs et distinctifs entre laves torrentielles et alluvions (tableau 4-31). Par contre, les critères granulométriques sont propres à chaque catégorie de dépôt (tableau 4-30) ; les alluvions sont mieux triées, sables grossiers et galets constituant les éléments dominants.

Tout au long du chenal d'écoulement, des dépôts fins de type vase sont déposés en arrière de petits barrages naturels formés par l'imbrication de cailloux, blocs et arbres ou à la faveur d'un replat formé par l'affleurement de substratum carbonifère.

3.5.3) Contexte géomorphologique

Cartes géomorphologique et des pentes présentées en annexe IV-2-F.

3.5.3.1) Répartition des pentes

La distribution des pentes est relativement inhabituelle, puisque les pentes du bassin versant supérieur au pied des falaises rocheuses ont des valeurs comprises entre 5 et 15°. De plus, leur répartition exprime une morphologie irrégulière. Quelques chenaux ont une pente inférieure à 10°, voire inférieure à 5°, ce qui définit des pentes d'écoulement relativement faibles dans lesquelles l'eau n'a pas un gros débit.

Les pentes fortes se trouvent essentiellement le long des chenaux d'écoulement inférieurs et correspondent aux rares affleurements de substratum. Le chenal d'écoulement principal du torrent a une pente moyenne comprise entre 15 et 40°.

3.5.3.2) Instabilités

a) Le bassin de réception (2175 à 2606 mètres)

La morphologie irrégulière, soulignée par la répartition des pentes, résulte principalement de deux zones de glissement, situées en bordure Ouest de la Côte de la Fleur, qui sont délimitées par des abrupts de 5 à 10 mètres de haut.

De plus, la succession de petits bombements et vallons développés dans les replats peut correspondre à des formes de dépôt original ou remodelé par l'évolution ultérieure du versant (ruissellement). Dans certains cas, certaines de ces formes peuvent être identifiées comme résultant de mouvement lent généralisé, qui semble concerner un volume conséquent de la masse morainique.

b) Le chenal d'écoulement (1445 à 2175 mètres)

Il est soumis pour presque 50% de sa superficie à des mouvements de masse (glissements de terrain et coulées). Ce sont des processus généralement lents, à évolution irrégulière et saccadée. Les différents processus affectent les formations anciennes qui ne sont pas régénérées, mais les instabilités libèrent régulièrement des masses de cailloux, graviers et blocs qui s'accumulent dans le chenal du torrent.

3.5.4) Contexte hydrogéologique

Carte des formations aquifères et non aquifères présentée en annexe IV-2-F.

3.5.4.1) Perméabilité des formations géologiques

Les roches du substratum sont imperméables pour l'essentiel.

Les formations superficielles sont relativement perméables (tableau 4-32), que ce soit en raison de leur nature (distribution granulométrique, abondance des cailloux et graviers) ou de leur structure (altérites faiblement cohérentes).

Tableau 4-32 : ordre de grandeur de perméabilité des formations superficielles

| Identification | K (m/s) | « Qualité » |
|-----------------------|---|--------------------------|
| Moraine argileuse | 1.10 ⁻⁶ à 6.10 ⁻⁶ | Sables fins |
| Moraine sableuse | 3-4.10 ⁻⁴ | sables grossiers |
| Dépôts torrentiels | 5.10 ⁻⁴ à 6.10 ⁻⁵ | sables grossiers ou fins |
| Eboulis de quartzites | 2.6.10 ⁻⁴ | sables grossiers |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

3.5.4.2) Ecoulements de surface et hypodermiques

Le réseau d'écoulement des eaux de surface et souterraines est principalement contrôlé par les moraines qui représentent environ 80% de la couverture superficielle du bassin versant. La morphologie du bassin de réception ainsi que la couverture morainique ont favorisé le développement d'un réseau anastomosé de chenaux temporaires. La présence de lentilles morainiques argileuses imperméables en surface sur des pentes relativement faibles a permis le développement de mares et tourbières. Dans d'autres sites, la moraine sableuse qui représente la couche supérieure de la formation est assez perméable, favorisant l'établissement d'une nappe qui se situe au toit des lentilles plus argileuses.

Les sources sont relativement nombreuses mais surtout très diffuses. En effet, les variations lithologiques des dépôts morainiques induisent des différences de perméabilité et conduisent à la formation de sources de contact qui apparaissent à la faveur de lentilles plus argileuses. Le relief irrégulier conduit également à la formation de sources de suintement d'eau claire qui apparaissent à la faveur des dépressions topographiques.

Les eaux de surface, chargées en oxydes de fer, où se développent une activité bactérienne, sont stagnantes et fétides, et donnent au pavage une coloration rouge violacée caractéristique.

Même si les écoulements superficiels se font à faible débit, le débit régulier du chenal principal est assez fort, en raison de l'important apport hydrique souterrain en rapport avec les nappes de versant. En cas d'orages ou de pluies violentes, le débit augmente très fortement et les eaux deviennent assez chargées en raison de l'entraînement de fines. Celles-ci proviennent des matériaux accumulés dans le chenal ou des formations morainiques sableuses latérales.

3.5.5) Mécanismes d'initiation des laves torrentielles

3.5.5.1) Identification des situations d'initiation

L'évolution de la morphologie des berges (incision verticale d'une dizaine de mètres, et latérale), constatée par l'observation de deux missions de photographies aériennes (1971 noire et blanc et 1993 couleurs), permet d'identifier le chenal d'écoulement moyen comme source majeure des matériaux supérieurs (entre 2200 et 2220 mètres d'altitude), à la limite amont de la zone boisée, et l'affouillement des pentes morainiques plus douces à l'amont prouvent que les mouvements de matériaux dans cette zone ont permis d'amorcer le phénomène en arrachant les matériaux nécessaires à la formation d'un mélange chargé.

Aujourd'hui, de nombreux seuils de substratum (apparus à la suite du surcreusement de 1981) indiquent que le profil en long du torrent est quasiment fixé entre 1750 et 1850 mètres d'altitude puisque l'incision verticale potentielle est quasi-nulle. En contrepartie, les berges instables, fragilisées mécaniquement, affouillées par le torrent, constituent la source principale de matériaux.

La granulométrie des échantillons varie fortement en fonction de leur localisation géographique, mais également en fonction de leur nature (figure 4-21). Un échantillon prélevé dans une incision morainique bien développée du bassin de réception présente une granulométrie très proche d'une lave torrentielle à matrice granulaire, ce qui semble traduire un départ en masse dès le bassin versant supérieur.

La composition des échantillons prélevés dans la berge du chenal est comprise dans un fuseau relativement étroit (entre 22 et 40% d' $< 50\mu\text{m}$), mais ces sols constituent globalement des échantillons plus fins et moins triés que les laves torrentielles. De plus, les caractéristiques géotechniques sont assez variables en fonction de l'argilosité de la moraine prélevée. Toutefois, la proportion de lentilles argileuses volumineuses reste faible.

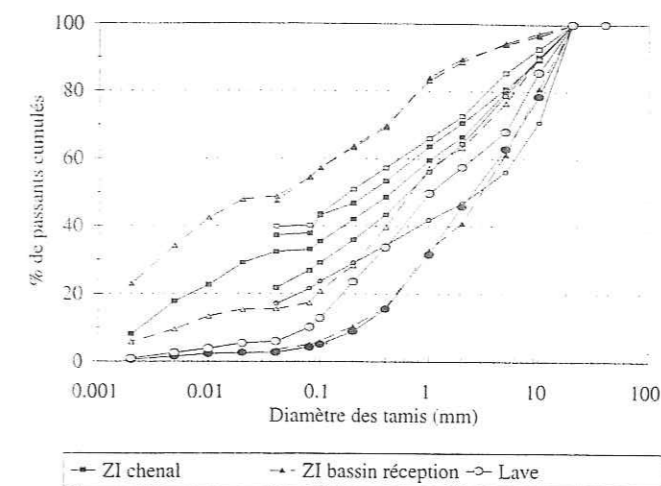


Figure 4-21 : courbes granulométriques comparatives des échantillons des zones d'initiation et de laves torrentielles

Il semble donc que les incisions morainiques du bassin de réception jouent un rôle important en fournissant du matériau à l'écoulement torrentiel. Le matériau des berges peut évoluer sous l'effet des circulations souterraines et du ruissellement.

3.5.5.2) Mécanisme d'initiation par rupture de berge

La déstabilisation mécanique des berges est le phénomène principal d'alimentation massive en matériaux du chenal. La décompression des berges suite à l'importante incision verticale liée à la lave de 1981 a entraîné la déstabilisation mécanique des berges sur des distances décamétriques de part et d'autre du chenal (figure 4-22). Des fentes de traction et fissures longitudinales sont apparues, des pans de berges se sont individualisés, aboutissant à une morphologie en escaliers.

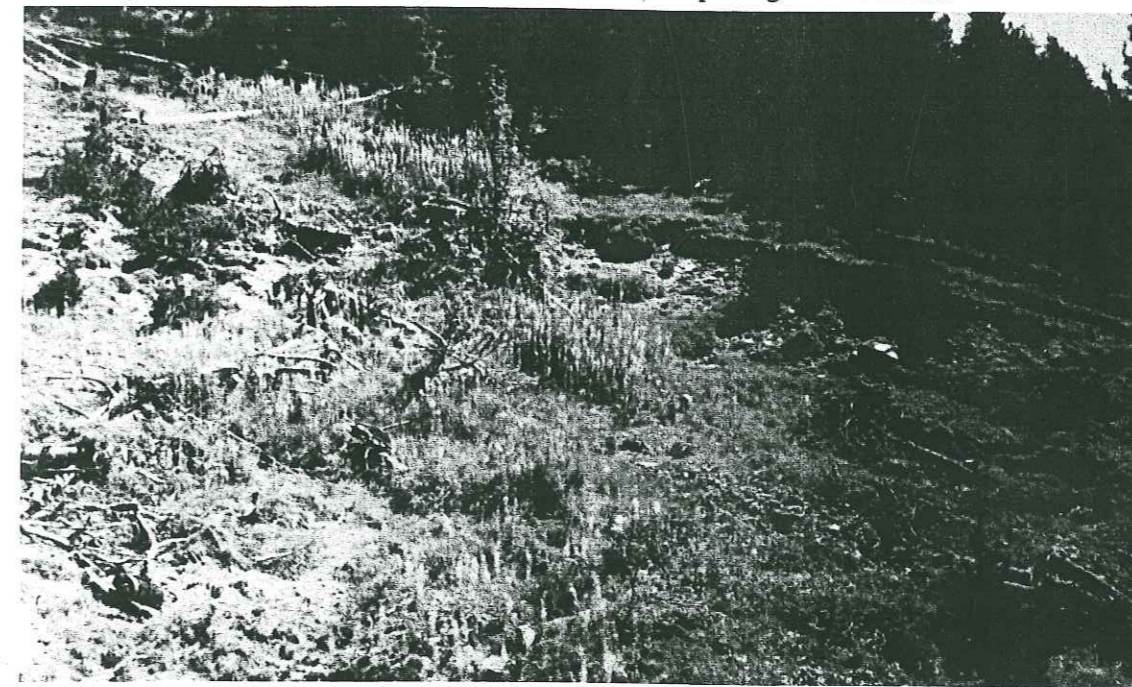


Figure 4-22 : berges déstructurées en rive gauche du Verdarel (altitude 1760)

a) Chute d'un pan de berge isolé

La présence de fentes de traction liées à l'affaiblissement mécanique des berges facilite l'infiltration et la saturation progressive des matériaux. Des mécanismes de ruptures circulaires, se raccordant en tête de talus aux fissures, peuvent plus facilement se développer. Elles peuvent être liées à des causes mécaniques (stabilité diminuée par la présence d'arbres sur cet « îlot » peu résistant), et/ou hydrologiques (augmentation des pressions interstitielles et perte de résistance au cisaillement). La déstabilisation de ces berges peut être accélérée par l'incision torrentielle verticale qui supprime la butée de pied (figure 4-23).

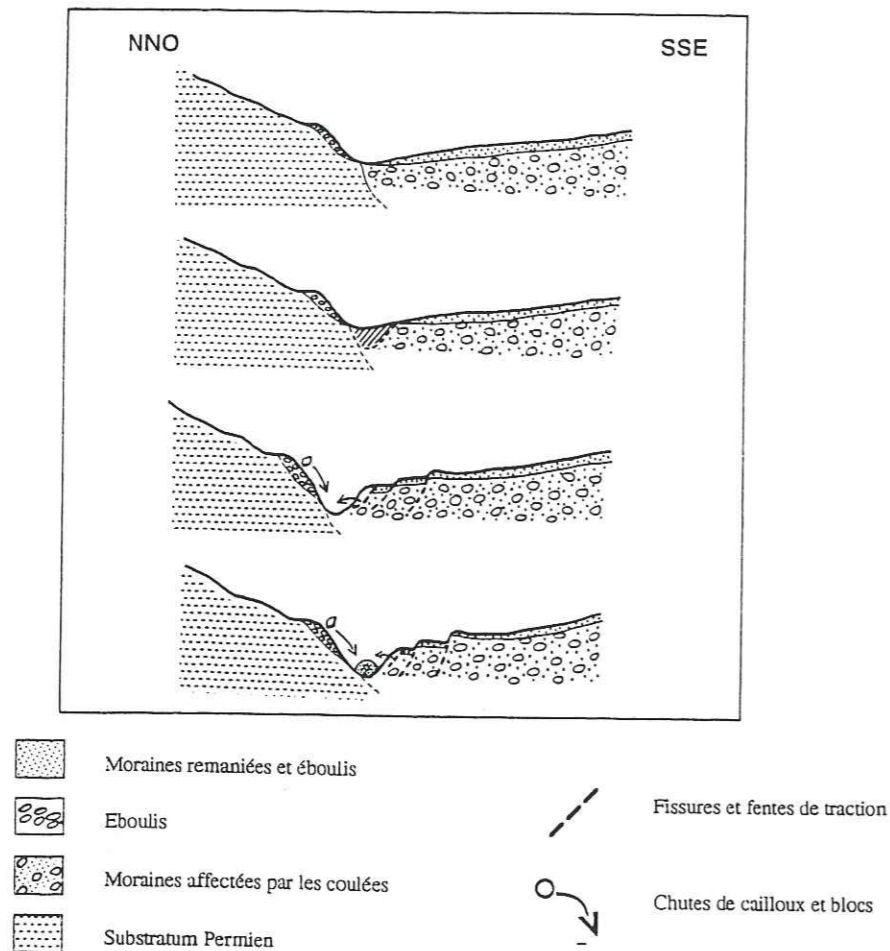


Figure 4-23 : effets de la déstabilisation des berges : chutes et glissements

En cas d'événements pluvieux de longue durée, le niveau de la nappe augmente ce qui établit un écoulement souterrain en direction du chenal. Si les formations superficielles sont peu cohérentes, les particules les plus fines sont emportées et chargent l'écoulement. Le débit augmente, l'écoulement torrentiel devient alors plus compétent, suffisamment pour initier une lave torrentielle.

Si les matériaux fournis par la chute d'un pan de berges sont transportés peu après leur chute, la lave torrentielle ainsi formée a un volume peu important et peut ne pas être observée à l'aval.

b) Reprise de matériaux accumulés dans le chenal

Si les matériaux fournis par l'effondrement d'un pan de berges ne sont pas remobilisés, ils s'accumulent dans le torrent (figure 4-23). La chute ultérieure d'autres pans de berges, que ce

soit au même point géographique ou à un autre niveau du chenal, entraîne l'accumulation progressive d'un volume beaucoup plus conséquent de matériaux.

Des embâcles peuvent également se former à la faveur d'un seuil de substratum ou d'obstacles (arbres, amas d'éboulis,...), qui favorisent l'arrêt de petites laves torrentielles initiées par la chute d'un pan de berge isolé. Les matériaux de berges accumulés dans le chenal vont être progressivement lessivés par l'écoulement torrentiel et devenir plus grossiers. On peut ainsi expliquer que les laves torrentielles soient à matrice granulaire malgré la granulométrie des échantillons de berges prélevés dans les talus.

La lave torrentielle pourra s'autoalimenter avec les matériaux des berges accumulés dans le torrent. En raison des ressources importantes en matériaux dans le chenal, sa probabilité de propagation jusqu'à la plage de dépôt est plus importante.

Si chaque chute de pan de berge est suivie par une lave torrentielle, la quantité de matériaux accumulés dans le chenal sera relativement faible (d'autant que ces laves curent le chenal en reprenant les alluvions ou petits cônes d'éboulis). Si plusieurs chutes de pans de berges consécutives peuvent avoir lieu sans remobilisation du matériau, la lave produite sera beaucoup plus volumineuse, en raison des réserves en matériaux qu'elle trouve tout au long du chenal.

3.5.5.3) Evolution d'un mouvement de versant

De nombreux mouvements de terrain affectent les versants rive droite et rive gauche du Grand Verdarel, et deux sont particulièrement menaçants, car ils constituent des mouvements de grande ampleur susceptibles de fournir subitement un volume important de matériaux :

- un *escarpement en rive droite du Malatra*, qui se prolonge de 2120 à 1950 mètres d'altitude.

De nombreuses fissures ouvertes sont visibles en arrière du front actuel, et des zones marécageuses et bombées à l'aval trahissent les mouvements du terrain. Cette zone instable se poursuit vers l'aval jusqu'au lieu-dit Serina, et définit ainsi un mouvement potentiel ayant un rayon de courbure de plus de 500 mètres ;

- une *coulée active en rive gauche du Grand Verdarel*, qui est issue du sous-bassin du Petit Verdarel, et affecte le chenal moyen (entre 1700 et 1800 m). Afin d'évaluer la vitesse de déplacement de cette coulée, Lahousse (1994) avait implanté deux transects de piquets. Même si les vitesses de déplacement ne sont pas alarmantes (8 cm en 5 mois, avec une vitesse de pointe de 19.5 cm au centre de la coulée), l'évolution de cette coulée est à surveiller car elle menace à terme la dérivation du Petit Verdarel ainsi que le chenal du Grand Verdarel, ce qui induit des risques d'embâcle et d'obstruction du chenal.

Dans le chenal aval, en-deçà de 1710 mètres d'altitude, de nombreux mouvements traduisent l'état de stabilité précaire du bassin versant. Que ce soit en rive droite ou en rive gauche du torrent, des glissements sont développés dans les moraines, et fissures et arbres ivres s'observent en amont des zones actuellement déstabilisées. Les positions des sources dans les coupes de berges traduisent de grandes hétérogénéités lithologiques et notamment la présence de lentilles argileuses entre deux aquifères sableux (figure 4-24).

Les mécanismes d'initiation de telles laves torrentielles se rapportent soit à la déstabilisation de pans de berges individualisés comme décrit en a, soit à la rupture générale d'un versant par accélération du mouvement, comme cela a été détaillé en 3.1.5.

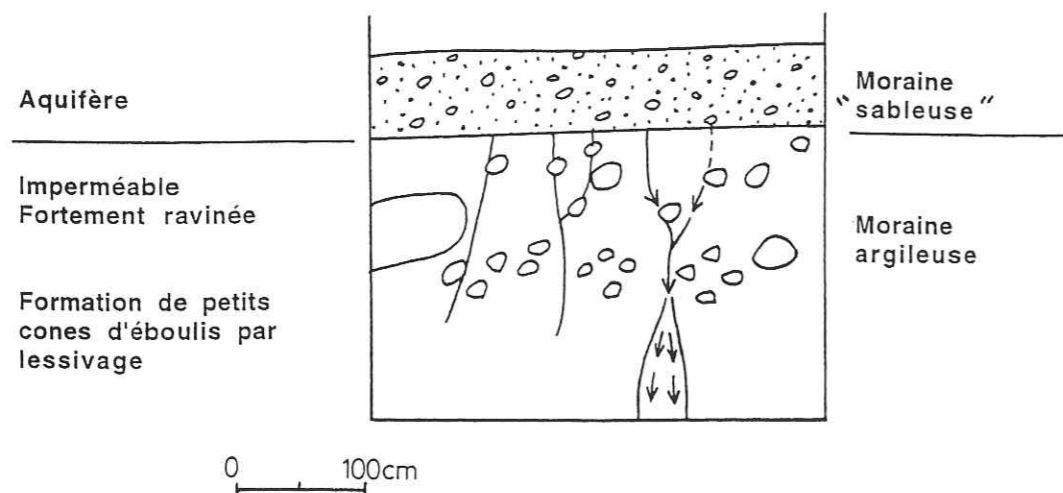


Figure 4-24 : coupe verticale de berge morainique instable

3.5.5.4) Reprise d'érosion des formations morainiques du bassin versant supérieur

Les formations morainiques sont incisées sur des hauteurs de 30 cm à 1 mètre (photographies en annexe IV-2-G). Les coupes verticales de ces zones d'arrachement très localisées (figure 4-25), mais relativement nombreuses dans le bassin versant supérieur, montrent fréquemment la succession suivante :

- couvert végétal régulier (pelouse),
- horizon superficiel saturé (10-15 cm), tourbeux, dans lequel les racines de la végétation s'enfoncent,
- dépôts de fond de cuvette traduisant les remaniements par l'écoulement de moraines à matrice silto-sableuse, renfermant des cailloux arrondis et généralement stratifiées,
- niveau de moraines argileuses imperméables au toit duquel s'est propagé la rupture. Ces dépôts sont très fins et cohérents, et sont considérés comme des moraines en place peu remaniées.

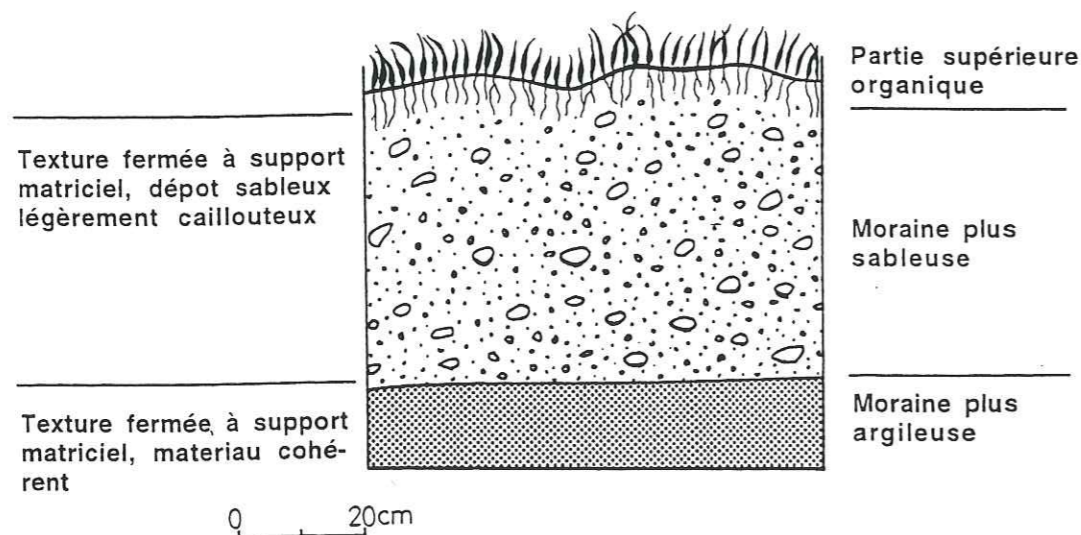


Figure 4-25 : coupe verticale dans les dépôts morainiques

Maintenant que l'érosion a entaillé les pelouses protectrices, l'incision régressive de ces sites est accélérée. Ces incisions verticales dans les pelouses peuvent fournir des déblais de matériaux faiblement cohérents, susceptibles d'être arrachés superficiellement, ou de se désagréger selon des surfaces de rupture plus profondes. Selon l'intensité des pluies ou le volume de matériaux dégagé par la rupture, les débris vont s'accumuler au pied de l'incision ou être immédiatement repris par

l'écoulement en un courant de densité qui va se propager dans le chenal et acquérir progressivement une énergie cinétique suffisante pour arracher d'autres matériaux dans le chenal.

3.5.6) Conclusion

Le bassin versant du Verdarel dans son ensemble présente un exemple particulier en raison de l'importance du recouvrement quaternaire, et de la géomorphologie du bassin de réception. Ainsi, contrairement à d'autres bassins versants étudiés, les mécanismes d'initiation principaux se situent dans le chenal d'écoulement moyen, le bassin de réception ne pouvant actuellement pas fournir de grosses quantités de matériaux. Ainsi, les matériaux formant les laves torrentielles sont essentiellement fournis par incision latérale et rupture de berges morainiques instables. Considérant la composition des berges et certaines observations hydrologiques, nous avons dressé un tableau synoptique du mécanisme d'initiation par rupture de berges (tableau 4-33). D'autres mécanismes d'initiation potentiels ont été identifiés, qui indiquent que la potentialité d'occurrence des laves torrentielles est élevée.

Tableau 4-33 : description du mécanisme d'initiation par rupture de berges

| mécanismes élémentaires | Incision des berges | |
|--|--|--|
| Extension géographique | Diffuse ou localisée en fonction du nombre de sites impliqués | |
| Valeurs de pente | 70 à 90° en bordure du chenal, 12-14° au toit | |
| Lithologie | Dépôts superficiels cohésifs ou non | |
| Rôles de l'eau dans le déclenchement des laves torrentielles | Dépôts peu cohésifs (moraines sableuses, certains dépôts torrentiels) ($K=10^{-4}$ m/s) | Dépôts cohésifs (moraines argileuses, laves torrentielles cohésives) ($K=10^{-6}$ m/s) |
| | Écoulement rapide qui peut entraîner des particules fines | Infiltration et saturation progressive accélérée par la fragilisation mécanique des berges |
| | Excès d'eau | Etablissement d'une nappe latérale |
| | Augmentation du débit du torrent et infiltration rapide dans les berges | Echanges d'eau entre la nappe et le torrent en fonction des variations du niveau de la nappe |
| | Incision du chenal et incision des berges | Excès d'eau |
| | | Diminution de la résistance au cisaillement |
| | | Incision du pied des berges |
| | | Déstabilisation et rupture des berges |

3.6) Initiation par solifluxion-glisement (Tuebi et Salso Moreno, Alpes Maritimes)

Les phénomènes de solifluxion sont essentiellement observés dans les formations marneuses qui peuvent constituer des séries de très grande épaisseur dans certains versants (jusqu'à 600 mètres). Les roches marneuses sont très sensibles à l'altération (cycles gel-dégel, humidification-dessiccation) qui transforme progressivement la roche saine en plaquettes sans cohésion et peu résistantes, ou en régolithes qui forment progressivement une couche superficielle d'altération, facilement érodée par les eaux de ruissellement.

Cette situation est bien illustrée dans les torrents du Tuebi et du Salso Moreno (Alpes Maritimes).

3.6.1) Description du bassin versant du Tuebi

Cartes géologique et géomorphologique présentées en annexe IV-2-H.

3.6.1.1) Contexte géologique

Le versant rive gauche du Tuebi est formé par un horizon de marnes noires oxfordiennes surmontées de calcaires massifs tithoniques. La fragmentation de ces roches, localement affectées d'effondrement par pans, a entraîné la formation d'importantes masses d'éboulis hétérométriques renfermant quelques très gros blocs (jusqu'à 5-6 mètres de diamètre). Ces éboulis recouvrent actuellement tout le versant, du pied des falaises calcaires jusqu'au chenal. Les marnes noires saines n'affleurent pas dans le versant, et sont recouvertes d'un horizon d'altération bien développé, qui renferme localement des paquets de marnes non altérées. Ces formations donnent des reliefs relativement adoucis en comparaison des marnes saines, avec des pentes moyennes de 20 à 30°.

3.6.1.2) Contexte géomorphologique

Carte géomorphologique présentée en annexe IV-2-H.

Le déplacement des éboulis est lié à la combinaison de phénomènes gravitaires et de mouvements de versant généralisés qui affectent le versant rive gauche entre 1550 et 2000 mètres sur près d'1 km². Ces instabilités associent des mouvements de solifluxion affectant le versant à faible profondeur et la présence de surfaces de rupture profondes. En surface, les formations résultant de l'altération des marnes sont relativement riches en argiles (tableau 4-34), et généralement peu perméables ($K=1-2 \cdot 10^{-6}$ m/s, perméabilité estimée d'après la formule de Hazen). Elles sont plus ou moins remaniées avec les éboulis à la faveur des mouvements de masse, ce qui confère aux échantillons prélevés leur hétérogénéité.

3.6.1.3) Contexte hydrologique

Le contraste hydrologique est bien marqué entre les deux types de formations superficielles. Dans les éboulis, l'écoulement est souterrain, l'eau s'infiltrant aisément dans les pores subsistant entre cailloux et blocs. Au contact des altérites fines de marnes, plus argileuses, l'eau resurgit et se concentre en rigoles et ravines. La richesse en éboulis, qui recouvrent l'horizon d'altérites, est marquée sur toute la superficie du versant instable par le très faible nombre de ravines superficielles et l'existence en un seul lieu de deux sources de versant.

3.6.2) Mécanisme d'initiation

L'identification de la zone d'initiation ne fait aucun doute au regard des courbes granulométriques (figure 4-26) et des caractéristiques des échantillons, comparées à celles des laves torrentielles. De plus, l'évolution morphologique de ces pentes instables, soulignée par la disparition de tous les blocs marqués du versant, reflète la mobilisation des matériaux.

La saturation de l'horizon superficiel altéré, principalement lors de la fonte des neiges, entraîne une modification du comportement du sol qui devient plastique, d'autant plus que sa limite de plasticité est faible (tableau 4-34). Des mouvements lents de solifluxion peuvent alors se développer dans la pente, qui peuvent être accélérés sous l'effet de la surcharge de poids des éboulis calcaires. La structure de ces mouvements est complexe dans le détail, car ils consistent en de nombreux petits bourrelets imbriqués les uns dans les autres.

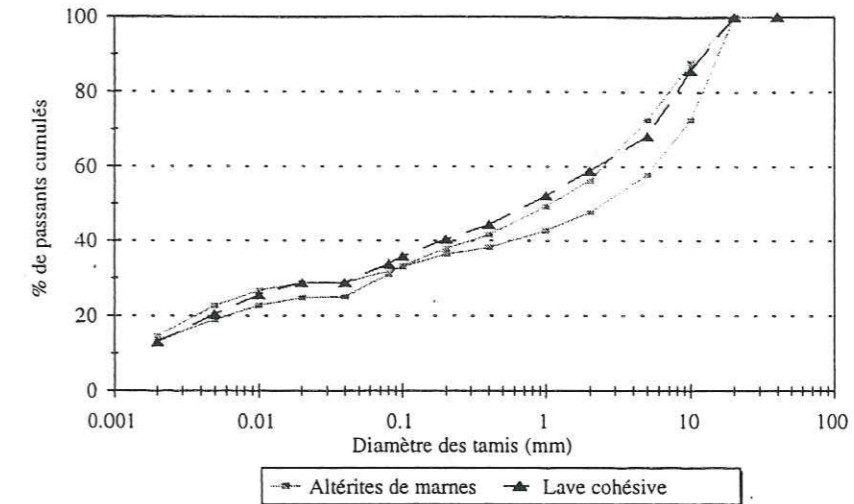


Figure 4-26 : courbes granulométriques des zones d'initiation et de laves torrentielles

Tableau 4-34 : caractéristiques géotechniques d'échantillons d'altérites de marnes

| Echantillon | Classe LCPC | Identification Jamagne | % < 50 µm | % < 2 µm | W _L (%) | W _p (%) | IP (%) |
|-------------|-------------|------------------------|-----------|----------|--------------------|--------------------|--------|
| T13 | LAS | LS | 27 | 13.5 | 25.2 | 18.8 | 6.4 |
| T15 | A | SA | 29 | 14.6 | 34.6 | 22.8 | 11.8 |

Sous l'effet conjugué de la solifluxion et de la poussée des éboulis, l'horizon supérieur du versant avance progressivement en direction du chenal (figure 4-27b). Deux situations peuvent alors se produire en fonction de l'équilibre entre le débit de l'écoulement torrentiel et l'avancée des matériaux :

- lorsque le débit est suffisamment fort par rapport à la quantité de matériaux progressant dans le chenal, l'incision des dépôts est régulière ;

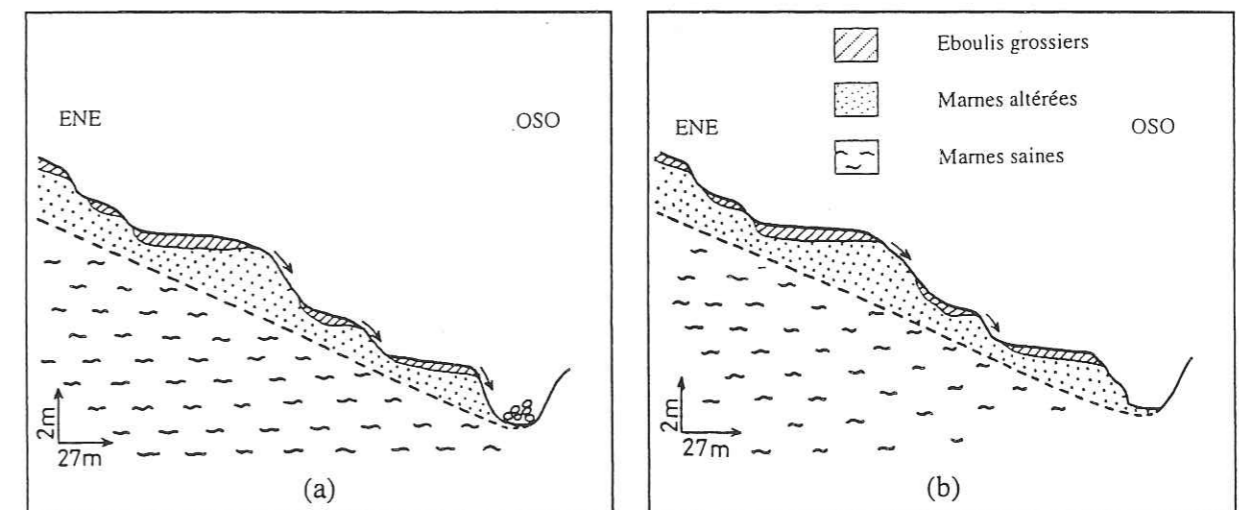


Figure 4-27 : représentation du versant instable - a) bombements dans le versant instable - b) verticalisation de berge par incision torrentielle

- lorsque le débit torrentiel est faible par rapport au taux d'avancée des matériaux dans le chenal, nous avons observé l'accumulation progressive de matériaux, qui peut aller jusqu'à l'obstruction du chenal. Dans ce cas, le torrent n'a d'autre choix que de s'écouler à travers ces matériaux ; comme en rive droite la berge est formée par le substratum calcaire imperméable, daté du Néocomien, l'eau s'écoulera directement dans les matériaux du chenal ou s'infiltrera latéralement dans les matériaux altérés du pied de versant rive gauche.

Lorsque le gradient hydraulique atteint une valeur critique, la résistance des matériaux (qui est relativement faible en raison de l'intense remaniement qu'ils ont subi et de l'absence de structure des formations altérées) devient insuffisante et l'accumulation va céder, initiant une lave torrentielle (figure 4-27a).

Cette évolution de versant est également très bien illustrée dans le sous-bassin versant du ravin de la Tour (torrent du Salso Moreno), où la présence d'un gros bloc repère nous a permis de la suivre sur plusieurs années. Les contextes géologique et géomorphologique de ces deux versants instables sont quasiment identiques et illustrent le même processus de déstabilisation.

Le pied du versant instable rive droite est constitué d'altérites de marnes qui forment un bombement de matériau sursaturé plastique dans le chenal. Un gros bloc situé au front de celui-ci, marqué en 1995, a basculé de 25 à 42° en direction du chenal, sous la poussée du versant en mouvement. Actuellement, la partie haute du bloc est presque en contact avec le substratum rive gauche, ce qui crée une situation de blocage, favorable à l'initiation de laves torrentielles.

3.6.3) Conclusion

La solifluxion seule dans les marnes noires altérées ne permet pas de fournir suffisamment de matériaux pour former des laves torrentielles importantes. De plus, ces matériaux sont relativement argileux et cohésifs. Les zones affectées sont donc des zones instables qui ne possèdent pas les conditions nécessaires pour l'initiation des laves torrentielles. Par contre, dans les deux cas présentés, les altérites de marnes sont remaniées par des éboulis assez grossiers, et les mouvements de versant plus profonds induisent une déstructuration des matériaux, et donc une perte de résistance mécanique. Le versant constitue alors une zone d'initiation véritable.

Tableau 4-35 : description du mécanisme d'initiation par solifluxion-glisement

| mécanismes élémentaires | Solifluxion | |
|--|--|--|
| Extension géographique | Variable selon la topographie et la superficie de la zone de marnes altérées | |
| Valeurs de pente | 30-35° | |
| Lithologie | Marnes | |
| Rôles de l'eau dans le déclenchement des laves torrentielles | Couverture superficielle d'altération déstructurée | |
| | Peu perméable ($K=10^{-6}$ m/s) | |
| | Infiltration limitée en partie supérieure de la pente et ruissellement | |
| | Saturation progressive de cet horizon (facilitée par la présence du substratum sain imperméable) | |
| | Evolution du comportement des dépôts qui deviennent de plus en plus plastiques | |
| | Initiation indirecte dans le chenal | Initiation directe dans le versant (selon la pente) |
| | Déplacement lent de l'horizon superficiel saturé (qui peut être surchargé par des éboulis) | Excès d'eau |
| | Ces matériaux peuvent atteindre le chenal où ils forment une obstruction à l'écoulement torrentiel | Eau en quantité suffisante pour liquéfier le matériau plastique qui se transforme en coulée boueuse, voire en lave torrentielle en fonction des caractéristiques des matériaux |
| | Excès d'eau | |
| | Incision des matériaux qui forment l'avancée et initiation d'une lave torrentielle | |

En fonction des situations morphologiques des versants, nous avons dressé un tableau synoptique de ce mécanisme d'initiation (tableau 4-35).

3.7) Initiation par déstabilisation générale de versant - Real (Alpes Maritimes)

3.7.1) Présentation du bassin versant

Cartes géologique et géomorphologique présentées en annexe IV-2-H.

Le torrent du Real est un affluent rive droite du Tuebi (paragraphe 3.6), et leur confluence se situe à l'altitude 1196, soit bien à l'aval des zones d'initiation du Tuebi. Bien qu'appartenant au même bassin versant hydrographique, les contextes géologiques et géomorphologiques de ces deux torrents sont très distincts. Contrairement aux autres bassins versants, celui du Real présente une forme en éventail, c'est-à-dire que la superficie développée aux hautes altitudes est plus importante que celle des parties basses, ce qui influe sur la réception et la concentration des eaux de pluie.

3.7.1.1) Contexte géologique

Le trait principal est la faible superficie couverte par les affleurements de substratum, qui sont pour la plupart très localisés et correspondent le plus souvent à des paquets glissés en masse, excepté en partie aval du chenal.

Plus de 70% de la superficie du bassin versant est couverte par des formations superficielles, qui peuvent être groupées en deux unités lithologiques principales :

a) Formations de versant

- **Eboulis « lités »** : ils forment le versant septentrional sur une longueur de 900 mètres à 1 km, et sur une largeur de 400 mètres. Ce sont des éboulis hétérométriques (tableau 4-36) présentant un pendage nord. Les petits blocs et cailloux émoussés sont emballés dans une matrice siliceuse sablo-limoneuse présentant une texture fermée à support matriciel (échantillon Tr1). La bonne cohésion de ces dépôts et la présence parsemée de quelques gros blocs a permis la formation de cheminées de fée. Cailloux, galets et blocs proviennent pour 99% des grès et conglomérats.

Ces éboulis renferment quelques lentilles d'extension latérale réduite, portant les traces d'un milieu anoxique, qui sont identifiées comme des dépôts silteux pauvres en blocs résultant du comblement de petites cuvettes dans un versant d'éboulis à relief chaotique (échantillon Tr2).

Tableau 4-36 et 4-37 : caractéristiques granulométriques et géotechniques

| | D ₁₀ (mm) | D ₅₀ (mm) | S ₀ | As | K (m/s) |
|-----|----------------------|----------------------|----------------|-----|----------------------|
| Tr1 | 0.0037 | 0.35 | 60 | 4.7 | 1.4.10 ⁻⁵ |
| Tr2 | 0.0012 | 0.3 | 119.6 | 5 | 1.4.10 ⁻⁶ |
| Tr3 | 0.0025 | 1 | 87 | 8.6 | 6.2.10 ⁻⁶ |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

| | % < 50 µm | % < 2 µm | Identification Jamagne | W _L (%) | W _P (%) | IP (%) | Activité | VB (g/100g) |
|-----|-----------|----------|------------------------|--------------------|--------------------|--------|----------|-------------|
| Tr1 | 15.87 | 7.93 | SL | 21.4 | 17.3 | 4.1 | 0.51 | 1.92 |
| Tr2 | 23.02 | 10.36 | SL | 27.8 | 21.5 | 6.3 | 0.61 | 2.36 |
| Tr3 | 17.3 | 10.86 | SA | 25.6 | 19.6 | 6 | 0.58 | 3.57 |

Le litage fin de ces formations implique une mise en place et une genèse progressives. De plus, la morphologie actuelle et la présence de galets roulés sont la preuve du comblement d'un

ancien cirque creusé dans le substratum à l'époque glaciaire. La présence d'un tel creusement est mise en évidence par les sondages géophysiques que nous avons réalisés, qui dévoilent le profond enfouissement du substratum sous d'importantes épaisseurs de dépôts meubles. La production intense de ces éboulis résulte de la combinaison de substratum faillé et fracturé (notamment des grès de l'Eocène) et de la décompression des versants à la fin de l'ère glaciaire.

- *Eboulis monogéniques à cailloux grossiers et blocs de grès de l'Eocène* : cette formation très fracturée, complètement désagrégée, a alimenté des épandages d'éboulis formant une couverture uniforme dans le bassin de réception et en partie haute du versant méridional. Ces éboulis peuvent être repris en coulée boueuse dans un glissement (Tr3). Ils passent localement à des chaos de blocs qui traduisent l'effondrement d'une masse de grès. Le pied de ces éboulis présente généralement une granulométrie plus fine, essentiellement sableuse, qui résulte de la concentration par lessivage des particules fines et de la friction des blocs.

- *Formations de versant polygéniques* : elles constituent un ensemble particulier présent en pied du versant méridional (6-700 mètres de long sur 3-400 mètres de large) et correspondent à des produits de glissement. Elles sont constituées de lentilles discontinues d'éboulis alimentés par des formations du Bajocien, du Crétacé et de l'Eocène, et de coulées boueuses de marnes noires. Quelques paquets glissés de substratum très fracturés sont dispersés dans la masse.

b) Les dépôts torrentiels

- Les *laves torrentielles* (Tr5 et Tr9) sont relativement homométriques et leur carapace caillouteuse est essentiellement constituée de blocs de taille comprise entre 20 et 40 cm, généralement dépourvue de gros blocs. Ce sont des laves à matrice granulaire et le faible pourcentage d'argiles se traduit par un domaine de plasticité très réduit et des limites de plasticité relativement faibles (tableau 4-39). En avant du front de laves, des dépôts fins sableux (Tr6) peuvent se former dans des petites vasques. Ils sont généralement thixotropiques.

Tableaux 4-38 et 4-39 : caractéristiques granulométriques et géotechniques

| | D ₁₀ (mm) | D ₅₀ (mm) | S ₀ | As | K (m/s) |
|-----|----------------------|----------------------|----------------|-------|----------------------|
| Tr9 | 0.012 | 0.13 | 69.23 | 8.46 | 1.4.10 ⁻⁴ |
| Tr5 | 0.003 | 0.125 | 68.8 | 8.58 | 9.10 ⁻⁶ |
| Tr6 | 0.06 | 0.08 | 2.28 | -9.66 | 3.6.10 ⁻³ |

Les valeurs de K, considérées comme des ordres de grandeur, sont déduites de la formule de Hazen.

| | % < 50 µm | % < 2 µm | Identification Jamagne | W _L (%) | W _P (%) | IP (%) | Activité | VB (g/100g) |
|-----|-----------|----------|------------------------|--------------------|--------------------|--------|----------|-------------|
| Tr9 | 16 | 5.6 | LS | 20.7 | 17.5 | 3.2 | 0.57 | 2.07 |
| Tr5 | 18.6 | 6.54 | SA | 22.9 | 19.5 | 3.4 | 0.52 | 2.66 |
| Tr6 | 6.8 | 1.05 | S | - | - | - | - | 0.75 |

Comme pour les échantillons d'éboulis lités, la valeur de bleu est très élevée en comparaison du pourcentage de particules argileuses, mais peut s'expliquer au vu de la nature des argiles. Les interstratifiés représentent en effet une part non négligeable des argiles de ces échantillons (tableau 4-40). La présence des argiles gonflantes dans les deux types de dépôts traduit bien la provenance du matériau formant les laves torrentielles.

Tableau 4-40 . identification de la nature des argiles

| | | % d'illite | % de kaolinite | % de chlorite | % d'interstratifiés |
|--------------------|-----|------------|----------------|---------------|---------------------------|
| Laves granulaires | Tr9 | 66 | 7 | 0 | 27 (illite-chlorite) |
| | Tr5 | 55 | 2 | 0 | 43 (chlorite-smectite) |
| zones d'initiation | Tr1 | 69 | 8 | 14 | 10 (chlorite gonflante) |
| | Tr2 | 66 | 0 | 0 | 34 (chlorite-smectite) |
| | Tr3 | 69 | 13 | 0 | 18 (vermiculite-smectite) |

Les éléments grossiers de ces laves sont essentiellement constitués de blocs de grès, à côté desquels se trouvent en quantité négligeable des poudingues, des marnes noires et des calcaires.

- les *dépôts intermédiaires* correspondent à des dépôts de charriage qui traduisent des phénomènes d'écoulement transitoires. Ce sont des dépôts dépourvus de blocs, présentant une texture semi-ouverte et une matrice essentiellement sableuse.

3.7.1.2) Contexte géomorphologique et instabilités

Deux mouvements de versant se dessinent dans le bassin versant, qui sont le glissement développé en rive gauche, qui est actuellement très actif, et le glissement du versant méridional (datant probablement des années 1920). Celui-ci semble stabilisé en profondeur, mais des instabilités superficielles sont développées notamment dans les altérites de marnes.

Par contre, le glissement situé en rive gauche, qui affecte en surface les éboulis « lités » et en profondeur les grès très fracturés, évolue très rapidement de façon régressive, ce qui entraîne la formation de nombreuses fissures en amont de la zone actuellement déstabilisée, l'observation d'arbres arrachés et la coupure des sentiers.

3.7.1.3) Contexte hydrogéologique

Dans le bassin de réception, le réseau hydrographique est très faiblement développé et est marqué essentiellement par deux ravines majeures d'orientation générale Est-Ouest. La circulation de l'eau en rive droite est perturbée par l'hétérogénéité des éboulis et la présence localisée de substratum. Quelques rigoles se sont développées dans les éboulis consolidés, mais la morphologie générale exprime la prédominance du ruissellement diffus, excepté dans les coulées marneuses dans lesquelles l'eau s'infiltré à la faveur des fissures.

En rive gauche, les éboulis lités constituent des semi-perméables (tableau 4-38) fortement ravinés, qui forment un système de crêtes étroites en forme de voiles séparées par des talwegs. Le ruissellement entraîne le lessivage des particules qui s'accumulent au pied en formant des cônes d'éboulis en bordure du chenal.

3.7.2) Mécanisme d'initiation

Au vu des caractéristiques géologiques et géomorphologiques, les deux versants rive droite et rive gauche sont susceptibles de fournir des matériaux, et l'étude des mécanismes d'initiation concerne donc le bassin versant hydrographique dans son ensemble.

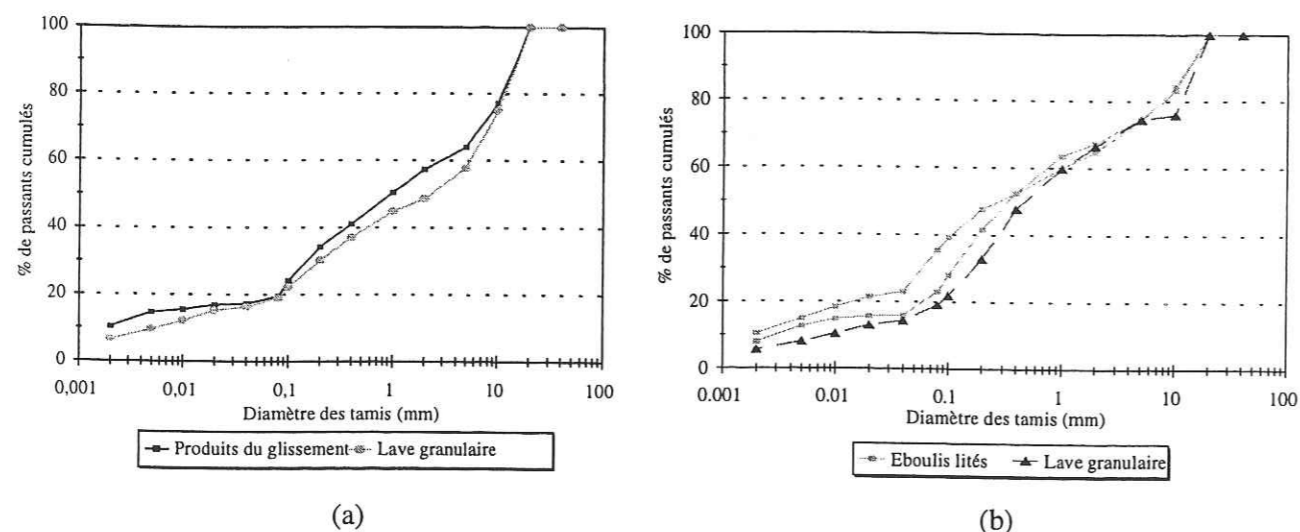


Figure 4-28 : courbes granulométriques de laves torrentielles et zones d'initiation -a) produits du glissement -b) éboulis lités

La comparaison des laves à matrice granulaire et des échantillons des zones d'initiation montre qu'une lave granulaire a été initiée par le glissement situé en rive gauche ; une autre, enrichie en éléments grossiers, a incorporé des produits de lessivage des éboulis lités (figure 4-28).

Étant donné la complexité du contexte environnemental de ce bassin versant, il est difficile de modéliser l'évolution conduisant à l'initiation d'une lave torrentielle, d'autant qu'elle concerne des zones aux caractéristiques mécaniques hétérogènes et très variées.

Le glissement rive gauche est un glissement circulaire développé dans un versant chaotique formé par un substratum intensément fracturé et déstructuré, masqué en surface par une couverture d'éboulis hétérogènes. Ces formations réagissent comme un milieu granulaire, à la façon d'un sol. Les conditions hydrologiques sont défavorables à la stabilité du versant puisque les matériaux permettent l'établissement d'une nappe de versant. Les coulées initiées par déstabilisation des matériaux s'accumulent au pied du versant à la faveur d'une diminution de la pente. Ces dépôts confinent l'écoulement torrentiel en bordure du versant méridional, ce qui entraîne alors une incision en pied des formations meubles du versant, et se traduit par une avancée des coulées boueuses.

La déstabilisation des deux versants entraîne une évolution régressive de grande ampleur.

3.8) Rupture de poches d'eau dans le gypse - Sainte Elisabeth (Hautes-Alpes)

3.8.1) Principe général

La sensibilité du gypse à l'eau facilite la formation d'entonnoirs de dissolution lesquels, une fois développés, favorisent l'infiltration de l'eau dans le terrain. Les réseaux d'écoulement souterrains peuvent alors se développer de façon importante.

L'écoulement souterrain de l'eau se fait également à fort débit, dans la mesure où elle passe directement à travers les trous et chenaux de dissolution. Cet écoulement souterrain permet une réponse rapide des sources aux événements pluvieux ou à l'évacuation de l'eau de fonte des neiges. L'énergie de l'eau qui surgit du gypse peut être suffisante pour incorporer les matériaux disponibles au débouché, dans le chenal.

3.8.2) Présentation du bassin versant

Cartes géologique, géomorphologique, et des formations quifères et non aquifères en annexe IV.2.F.

Le torrent du Sainte Elisabeth, qui est situé en rive gauche de la Guisane, se situe dans la zone géologique Briançonnaise. Toutefois, en raison de l'histoire tectonique, les formations géologiques sont redoublées à la faveur d'un réseau de failles qui séparent le bassin de réception du chenal d'écoulement. Une importante masse de gypse, soumise à dissolution et effondrement (quelques très gros blocs s'accumulent sur une centaine de mètres dans le chenal), affleure à la faveur de ces failles. Un point d'émergence du réseau d'écoulement souterrain se trouve dans le gypse 1 mètre au-dessus du chenal.

Le gypse est surmonté par des quartzites, fragmentées voire broyées tectoniquement, et qui se désagrègent facilement. Ces quartzites broyées alimentent les éboulis qui s'accumulent sur des pentes fortes.

Le réseau de drainage superficiel s'étend au fur et à mesure que l'évolution régressive grignote les pentes stables végétalisées.

3.8.3) Initiation des laves torrentielles

Nous pouvons identifier deux mécanismes d'initiation dans le bassin de réception :

- déstabilisation d'éboulis accumulés sur pentes fortes. Les éboulis siliceux déposés sur les pentes fortes sont très perméables et poreux, donc ils ne permettent pas l'établissement d'une nappe de versant. Toutefois, l'absence de structure et le faible pourcentage d'argiles (SE6, annexes III-1 et III-3) font que ces sables et cailloux n'ont aucune cohésion et sont, même secs, à l'état de stabilité limite. La réaction de ces formations aux pluies et orages est donc immédiate et se traduit par le transport d'une grande quantité de matériaux jusqu'au pied de la pente le plus souvent sous forme de coulées de cailloux. La similitude entre la courbe granulométrique de ces éboulis grossiers et de lave torrentielle (figure 4-29a) confirme que la déstabilisation de ces éboulis constitue un mécanisme d'initiation réel de laves torrentielles (principe décrit en 3.2), et que le matériau est mobilisé en masse.

- remobilisation au débouché de la source du gypse. Là encore, les courbes granulométriques de ces matériaux déposés et de certaines laves torrentielles présentent une grande similitude (figure 4-29b). C'est ce mécanisme que nous allons décrire.

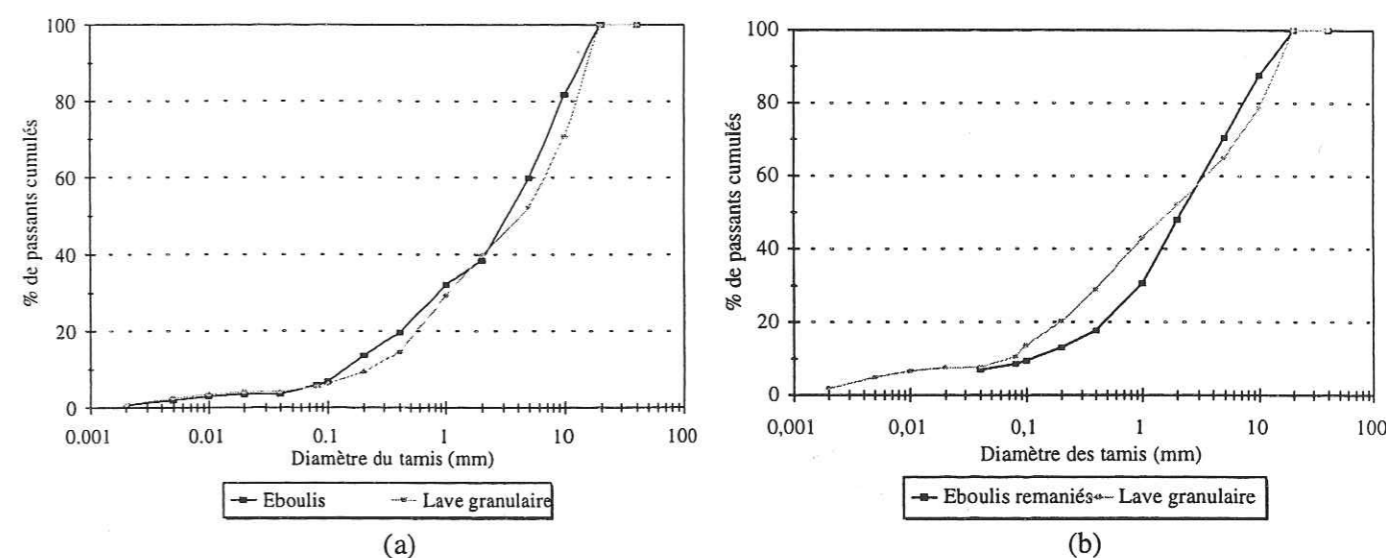


Figure 4-29 : courbes granulométriques de zones d'initiation et de laves torrentielles -a) éboulis siliceux -b) dépôts accumulés au débouché de la source du gypse

3.8.3.1) Mécanisme lié à des circulations souterraines

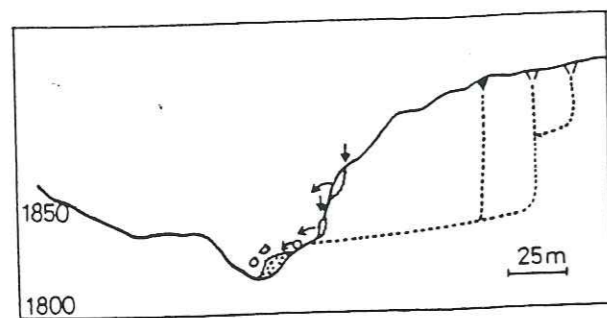
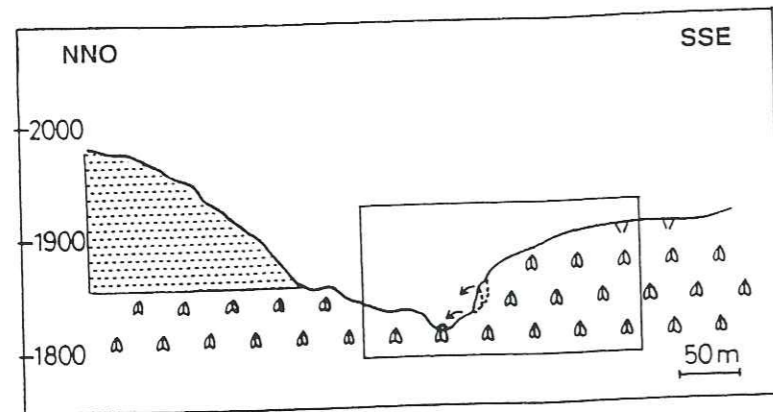


Figure 4-30 : dissolution et réseau d'écoulement souterrain dans le gypse

A l'aval de ces pentes d'éboulis, le gypse formant les berges des deux rives abrite un réseau d'écoulement souterrain, dont la réponse aux pluies est d'autant plus rapide que ce réseau est développé. En cas d'orages très violents, l'eau surgit sous pression comme d'une lance à incendie, d'autant plus qu'elle circule dans des chenaux resserrés, et a un pouvoir érosif considérable sur les matériaux perméables déposés en bordure du chenal sur des pentes fortes de 35° (figure 4-30). Il est possible que des débourrages de karst gypseux, partiellement colmatés, se réalisent, donnant alors une force érosive supplémentaire à l'eau souterraine. De plus, en raison des conditions climatiques, ces dépôts sont proches de la saturation. L'impact de l'eau permet l'incorporation des matériaux peu cohérents et la formation d'une lave torrentielle.

3.8.3.2) Rupture de parois d'entonnoirs de dissolution

Il arrive que les entonnoirs de dissolution soient partiellement comblés de matériaux imperméables qui gênent l'infiltration de l'eau. Si les pluies sont peu intenses, l'eau stockée, progressivement s'évapore ou s'infiltré. Dans le cas d'événements pluvieux intenses, le niveau d'eau dans la cavité augmente, et dans le même temps les pressions interstitielles, ce qui peut conduire à la rupture des parois, particulièrement si elles sont situées près d'un versant. Les matériaux ainsi libérés, s'ils sont repris par l'écoulement torrentiel, peuvent initier une lave torrentielle.

3.8.4) Conclusion

Dans la plupart des cas, pour que l'initiation de laves torrentielles en relation avec des réseaux d'écoulement souterrain soit possible, il faut que du matériau soit disponible à la résurgence des eaux. Le matériau déposé peut être constitué par des dépôts latéraux de laves torrentielles ou des produits de déboufrage des réseaux souterrains. Dans certains cas, la lave torrentielle peut être initiée par rupture mécanique de l'entonnoir de dissolution ou déboufrage de karst gypseux. Au vu des situations

étudiées ci-dessus, nous avons dressé un tableau synoptique des mécanismes d'initiation correspondants (tableau 4-41).

Tableau 4-41 : description des mécanismes d'initiation par rupture d'entonnoirs de dissolution et débourrages de karst

| mécanismes élémentaires | Rupture d'entonnoirs de dissolution et déboufrage de karst | |
|--|---|--|
| Extension géographique | Localisée à la surface topographique, extension variable en profondeur | |
| Valeurs de pente | Variable | |
| Lithologie | Gypse | |
| Rôles de l'eau dans le déclenchement des laves torrentielles | Accumulation de débris dans les entonnoirs de dissolution (produits par altération et fragmentation des parois) | Infiltration lente dans le massif gypseux |
| | Excès d'eau | Dissolution de la roche |
| Augmentation du niveau de la nappe et des pressions interstitielles | Rupture des entonnoirs de dissolution et départ des matériaux avec l'eau | Formation d'un réseau de drainage souterrain dans le massif et ouverture de fissures verticales qui accélèrent le processus d'infiltration |
| | | Augmentation du débit de l'écoulement souterrain |
| Rupture des entonnoirs de dissolution et départ des matériaux avec l'eau | Rupture des entonnoirs de dissolution et départ des matériaux avec l'eau | Déboufrage de karst gypseux |
| | | Excès d'eau |
| | | Réponse immédiate du réseau souterrain (temps de parcours très faible) |
| | | Eau sous pression à l'exurgence du réseau souterrain |
| | | Energie suffisante pour transporter les dépôts accumulés dans le chenal et au pied de la masse de gypse |

4) Conclusions sur les mécanismes d'initiation - essai de typologie

Nous avons identifié, lors de ces différentes études de cas, des mécanismes d'initiation réels et des mécanismes d'initiation potentiels, susceptibles d'alimenter des laves torrentielles. Pour chaque mécanisme, nous avons défini dans des tableaux synoptiques les conditions nécessaires ou suffisantes pour qu'une lave torrentielle soit formée. Nous avons de plus observé une grande similitude dans de nombreux cas entre les courbes granulométriques des échantillons des zones d'initiation et des laves torrentielles.

Afin d'établir clairement ces conditions, en fonction des cas que nous avons observés, nous allons reprendre selon différents critères, les caractéristiques des zones d'initiation.

4.1) Caractéristiques des zones d'initiation potentielles

Les zones sources identifiées sont des sites particuliers d'un bassin versant, pour lesquels les critères géomorphologiques, géologiques et mécaniques sont favorables à l'initiation des laves torrentielles. Les zones d'initiation potentielles identifiées concernent plus particulièrement des zones à recouvrement quaternaire important. Ce sont des formations superficielles qui peuvent être de différentes natures : dépôts glaciaires quaternaires, formations meubles peu cohérentes (éboulis et

colluvions), anciens dépôts torrentiels en transit dans le chenal ou formant les berges latérales du torrent, couverture superficielle d'altération. D'autre part, ce sont soit des zones instables (instabilités déclarées ou potentielles) mécaniquement (mécanismes de rupture en masse : glissement, éboulement,...), soit des zones ravinées et sensibles au ruissellement.

4.1.1) Matériaux mobilisables

4.1.1.1) Origine des matériaux mobilisables

La surface du bassin versant occupée par la couverture superficielle est très variable en fonction des bassins versants (de 30 à 90 % de la superficie totale du bassin versant), et ne semble pas être un facteur discriminant (tableau 4-42).

Par contre, la localisation de ces formations dans la topographie est un facteur influant puisque les pentes d'accumulations de ces formations vont conditionner leur propension à former des écoulements. Ainsi, dans de nombreux cas, les dépôts qui participent activement à la formation des laves torrentielles se situent dans les bassins de réception des bassins versants ou sous-bassins versants hydrologiques identifiés.

Certaines formations superficielles, comme les dépôts d'origine glaciaire ou les éboulis anciens stabilisés, sont des fournisseurs actuellement taris, ce qui implique que le volume de matériaux disponibles dans le bassin versant ne peut que diminuer au fur et à mesure de l'érosion et des transports liés à des mouvements de type glissement ou laves torrentielles.

A l'inverse, les formations de type éboulis actifs, dépôts torrentiels, altérites, sont des formations régénérées, dont le volume varie en fonction de l'importance relative des phénomènes transport-alimentation de ces dépôts. Une fois le volume de matériaux disponibles dans le bassin versant mobilisé, il faut attendre le temps nécessaire (fonction des taux d'ablation et de production détritique) que les accumulations atteignent un volume conséquent. Leurs volumes varient donc selon des cycles pluriannuels.

4.1.1.2) Nature des matériaux mobilisables ; critères des zones sources véritables et des zones instables

Si certains mécanismes sont fortement assujettis à la lithologie (solifluxion, liquéfaction), d'autres situations d'initiation, comme les glissements de terrain, s'observent dans des contextes géologiques variés. Tous les types de roches (calcaires, gypse, marnes, schistes,...) sont impliqués dans l'initiation des laves torrentielles, excepté les roches constituant le socle. Dans les bassins versants où elles sont présentes en quantité non négligeable, elles ne jouent aucun rôle direct dans l'initiation des laves torrentielles.

Lors des études présentées dans ce chapitre, nous avons établi des similitudes entre les caractéristiques granulométriques de certaines zones d'initiation bien identifiées, ou zones d'initiation véritables, et de dépôts de laves torrentielles, ce pour un même bassin versant. Ces comparaisons indiquent clairement que les laves torrentielles proviennent d'une mobilisation « en masse » des matériaux de certaines zones d'initiation. Toutefois, nous avons également remarqué que certaines laves torrentielles, si elles portent la signature de la zone d'initiation identifiée, s'enrichissent en fraction grossière ou fine, selon le contexte, en cours de propagation.

La comparaison des fuseaux granulométriques montre que le fuseau des laves torrentielles, qu'il s'agisse de laves à matrice cohésive ou de laves à matrice granulaire, se superpose bien au fuseau des zones d'initiation véritables (figure 4-31). Ces résultats présentent une certaine valeur statistique dans la mesure où ils concernent 34 situations d'analyse, réparties sur douze bassins versants torrentiels.

Tableau 4-42 : présentation des principales caractéristiques des zones d'initiation, par bassin versant

| Torrent | Surface occupée par la couverture superficielle (%) | Pédrographie dominante des zones d'initiation | Pente des zones d'initiation | Situation morphologique (1) | % de particules de taille inférieure à 50µm | Rôle de l'eau |
|------------------|---|---|---|-----------------------------|---|---|
| Ravoire | 55 | Gypse Flysch | 40° (glissement) 20-27° (éboulis en pied) | ⊥ axe d'écoulement | 12-36 | Augmentation du niveau de nappe et saturation |
| Claret | 30 | Calcaire | 35-40° | // axe d'écoulement | 21-24 | Augmentation du niveau de nappe et saturation |
| Rieu Sec | 50 | Marno-calcaire | 35-40° (éboulis) 11° (embâcle) | // axe d'écoulement | 26-28 | - Ruissellement et érosion superficielle - Saturation et nappe |
| Pousset | 55-60 | Schistes et grès | 30-35° | ⊥ axe d'écoulement | 27 | Augmentation du niveau de nappe et saturation |
| Verdarel | 90 | Moraines | 12° (chenal) 5-10° (érosion) 25-30° (versant) | ⊥ axe d'écoulement | 4-50 | Augmentation du niveau de nappe, saturation et érosion |
| Sainte Elisabeth | 80 | Quartzites Gypse | 30-40° (éboulis) | // axe d'écoulement | 4-8 | Ruissellement et érosion superficielle |
| Bragousse | 50 | Calcaire Gypse | 34° (éboulis) 12° (dépôts) | ⊥ axe d'écoulement | 7-8 (éboulis) 5-17 (dépôts torrentiels) | Développement écoulement |
| Maiola | 30 | Calcaires et marno-calcaire | 35° (éboulis) 16-26° (chenal) | ⊥ axe d'écoulement | 28 1-1 (dépôts torrentiels) | Augmentation niveau de nappe et saturation |
| Real | 70 | Grès | 26-45° (versant) 12-24° (chenal) | ⊥ axe d'écoulement | 18-26 | Saturation et développement écoulement |
| Tuebi | 50 | Marnes et calcaires | 32-40° | ⊥ axe d'écoulement | 27-29 | Saturation, destruction des argiles |
| Salso Moreno | 40 | Marnes et gypse | 35° | ⊥ axe d'écoulement | - | Saturation, destruction des argiles |

(1) Orientation de la zone d'initiation par rapport à l'axe d'écoulement principal du torrent

Tableau 4-43 : fuseaux granulométriques caractéristiques des laves torrentielles et des zones d'initiation

| | | % < 2 mm | % < 50µm | % < 2µm |
|---------------------|--------------------|-----------|-----------|----------|
| Laves torrentielles | matrice cohésive | 40-68.9 | 20.9-36.1 | 1.6-15.6 |
| | matrice granulaire | 27.8-66.7 | 2.8-17.2 | 0.7-7.6 |
| Zones d'initiation | potentielles | 30.8-89.7 | 4-50.3 | 3-23 |
| | véritables | 30.8-72.3 | 4-40.2 | 3-16.1 |
| | zones instables | 48-89.7 | 15.9-50.3 | 3.2-22.6 |

L'étude comparative des fuseaux des matériaux des zones d'initiation véritables et des zones instables nous a permis de définir certains critères granulométriques (figure 4-31). Ainsi, les zones instables les plus aptes à être mobilisées en laves torrentielles sont celles qui se situent dans un fuseau granulométrique particulier, correspondant à un pourcentage de particules de taille inférieure à 50 µm compris entre 16 et 40%. Par contre, les zones instables renfermant plus de 40% de particules de taille inférieure à 50 µm ne pourront que difficilement initier une lave torrentielle, elles pourront éventuellement évoluer en coulée boueuse ce qui est généralement beaucoup moins dommageable.

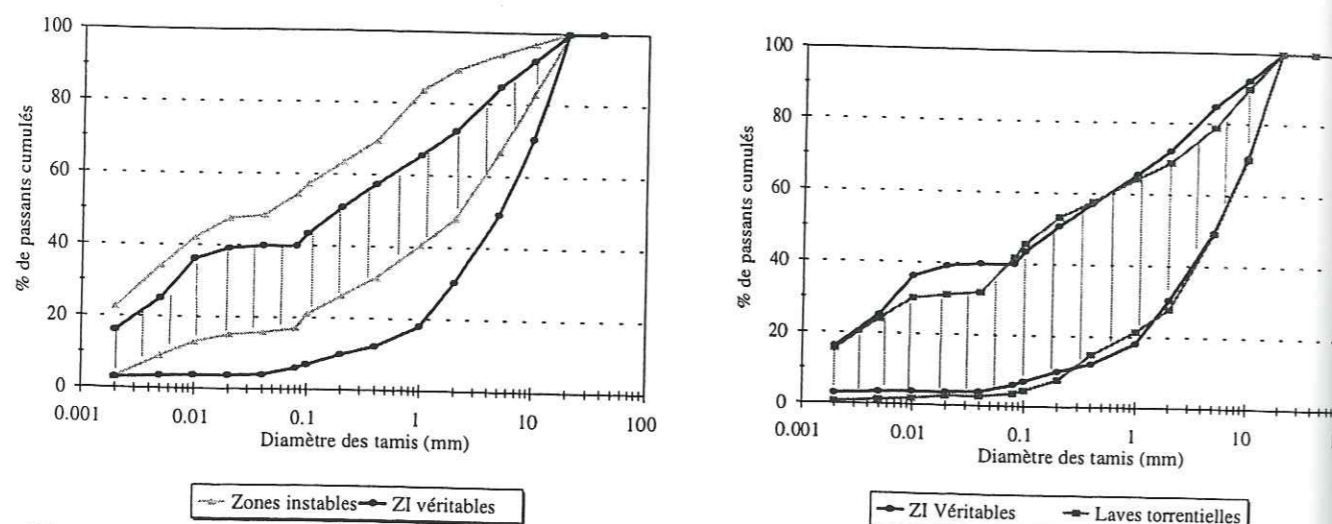


Figure 4-31 : fuseaux granulométriques des matériaux des zones d'initiation véritables et des zones instables - comparaison avec le fuseau granulométrique des laves torrentielles

Ainsi, une zone instable de versant, identifiée comme zone d'initiation potentielle, ne sera une zone d'initiation véritable que si le matériau se place dans un fuseau granulométrique précis, recoupant celui des laves torrentielles à matrice granulaire et cohésive.

4.1.2) Morphologie des zones d'initiation

4.1.2.1) Pente des zones sources

En considérant les zones d'initiation potentielles des différents bassins versants, les pentes minimales d'initiation sont de l'ordre de 25° pour les mécanismes déclenchés dans les versants, et de 11-12° pour les départs de laves torrentielles à partir de remobilisation de dépôts accumulés dans les chenaux (tableau 4-42). Dans cette situation, les facteurs hydrologiques (gradient hydraulique, débit) devront compenser la résistance d'autant plus forte de ce matériau accumulé sur des pentes relativement faibles.

4.1.2.2) Situation morphologique des zones sources

Les zones d'initiation potentielles des laves torrentielles peuvent être situées dans l'axe d'écoulement des chenaux principaux, ou à 90° de part et d'autre du torrent (tableau 4-42).

L'orientation a une influence sur la propagation des matériaux et leur dilution. En effet, dans le cas de mouvements initiateurs perpendiculaires au chenal, la mobilisation du matériau en laves torrentielles se fait généralement selon deux stades principaux, qui sont la déstabilisation libérant un certain volume qui va venir s'accumuler en bordure du chenal, et la reprise des matériaux après mise en charge par l'écoulement torrentiel.

Dans le cas de zones sources situées dans l'alignement du chenal principal, la dilution des matériaux est plus facile car ils sont chenalés dès le départ.

4.1.3) Le facteur hydrologique

Les mécanismes de rupture qui conduisent à la mobilisation de matériaux sous forme de laves torrentielles sont liés :

- à l'augmentation d'un niveau de nappe et au développement de surpressions interstitielles,
- au développement de forces d'écoulement et à la valeur du gradient hydraulique dans les formations,
- au jaillissement brusque et sous pression d'une masse d'eau ayant une énergie considérable,
- à l'impact violent des pluies d'orage sur des sols érodables.

Les deux derniers processus hydrologiques conduisent généralement au déclenchement immédiat de la rupture et de la lave torrentielle, contrairement au premier qui dirige l'évolution non-linéaire du versant vers un état d'instabilité potentielle, qui n'initie pas toujours directement une lave torrentielle. Suite à l'étude que nous avons menée sur les différents bassins versants, nous pouvons identifier les processus hydrologiques, hydrogéologiques et les mécanismes en action qui vont influencer sur l'évolution des zones d'initiation identifiées (tableau 4-44).

4.2) Typologie des mécanismes d'initiation

4.2.1) L'extension géographique

L'initiation des laves torrentielles peut être définie selon la localisation géographique de(s) zone(s) source(s) identifiée(s).

L'initiation diffuse est liée à des phénomènes de ruissellement et d'érosion aréolaire qui affectent d'importantes superficies des bassins versants. Elle peut également correspondre au fonctionnement simultané de plusieurs zones sources au cours du même événement « lave torrentielle » (cas des incisions des formations morainiques du Verdarel).

L'initiation localisée correspond au fonctionnement unique (ou en tout cas largement prédominant) d'une seule source bien identifiée, comme un mouvement de versant bien circonscrit et d'extension finie, mais susceptible de s'étendre (glissement de la Ravoire, solifluxion-glissement). Cette définition concerne également les éboulis dont l'accumulation est liée à des situations morphologiques particulières en pied de falaises.

Tableau 4-44 : relation entre les processus hydrologiques et les mécanismes d'initiation

| Torrent | Mécanisme d'initiation | | | Rôle de l'eau | Origine des matériaux |
|------------------|---|---|--|---|--|
| | Passé | Actuel véritable | Potentiel | | |
| Ravoire | Glissement de terrain | Mobilisation de produits glissés | Rupture superficielle dans les produits du glissement | Augmentation du niveau de nappe et saturation | localisée dans un versant du bassin de réception |
| Claret | Déstabilisation d'éboulis | Déstabilisation d'éboulis (2-3 sources conjointes) | - | Augmentation du niveau de nappe et saturation | localisée dans le bassin de réception |
| Rieu Sec | Déstabilisation d'éboulis | Incision profonde du chenal et incision de berges en glissement | Rupture d'embâcles | - Ruissellement et érosion superficielle - Saturation et nappe | diffuse dans le bassin de réception et chenal |
| Pousset | Glissement de terrain | Mobilisation de produits d'écroulement des berges | Mouvement de versant de grande ampleur | Augmentation du niveau de nappe et saturation | diffuse dans les versants |
| Verdarel | Incision verticale et latérale de berges | Incision latérale de berges et érosion hydrique dans le bassin de réception | Mouvements de masse (glissement de terrain et coulées) | Augmentation du niveau de nappe, saturation et érosion | diffuse bassin de réception, versants et chenal |
| Sainte Elisabeth | Déstabilisation d'éboulis | Déstabilisation d'éboulis | Rupture de poche de gypse | Ruissellement et érosion superficielle | localisée dans le bassin de réception |
| Bragousse | Déstabilisation d'éboulis Remobilisation de dépôts torrentiels | Déstabilisation d'éboulis Remobilisation de dépôts torrentiels | Ecroulement Rupture profonde | Ruissellement et érosion superficielle | localisée - bassin de réception - chenal |
| Maiola | Déstabilisation d'éboulis | Déstabilisation d'éboulis | Remobilisation de dépôts torrentiels | Augmentation niveau de nappe et saturation | localisée versant |
| Real | Glissement de terrain, incision verticale très forte | Déstabilisation d'éboulis, remobilisation de coulées de versant | Glissement de terrain Liquéfaction | Saturation et développement écoulement | diffuse : bassin versant dans son ensemble |
| Tuebi | Solifluxion- glissement | Glissement-solifluxion Incision verticale de berges instables | Rupture d'un barrage formé par les matériaux soliflués | Saturation, déstructuration des argiles | localisée dans le versant |
| Salso Moreno | Solifluxion-glissement- | Remobilisation produits soliflués | Rupture d'un barrage formé dans le chenal par les matériaux soliflués. Glissements régressifs dans les altérites de marnes (nouveau site) | Saturation, déstructuration des argiles | localisée versant |

4.2.2) Les volumes mis en jeu par les laves torrentielles

En dehors des considérations des contextes géologiques et topographiques, les mécanismes d'initiation des laves torrentielles peuvent être distingués en fonction des volumes mobilisés et du mécanisme physique qui conduit à l'initiation. Deux situations principales peuvent être envisagées.

- *des ruptures « locales »*, liées à une intervention directe des précipitations qui saturent rapidement les matériaux et les rendent liquides ; elles entraînent la déstabilisation d'un volume peu élevé de matériaux (inférieur à 50000 m³) qui forment immédiatement une lave torrentielle et ne constituent pas d'accumulations. Ces situations concernent la déstabilisation d'un pan de berges, la remobilisation de dépôts torrentiels sableux ou la mobilisation d'éboulis sableux dans une pente.

- *des mouvements de masse* (glissements de terrain, éboulements), le plus souvent reliés à des conditions hydrologiques particulières résultant de l'historique climatique du bassin versant, libèrent un volume de matériau élevé (supérieur à 50000 m³), qui constitue alors une source d'initiation durable. En effet, plusieurs laves torrentielles pourront être initiées avant que tout le matériau soit déblayé. Ainsi, à la suite du glissement de Bon Attrait (torrent de la Ravoire de Pontamafrey), environ 40 laves se sont produites en moins de 5 ans, ce qui constitue une fréquence exceptionnelle.

5) Conclusion

L'étude menée dans ce chapitre nous a permis de mieux comprendre les contextes d'initiation des laves torrentielles.

- **La description des mécanismes d'initiation** bien identifiés en relation avec l'étude des contextes environnementaux, des caractéristiques des matériaux mobilisables et des processus hydrologiques en action nous a permis de mieux cerner ces mécanismes et d'en dresser des tableaux synoptiques. Au vu des différentes études de cas présentées, il s'avère que les contextes d'initiation des laves torrentielles sont très variés, et peuvent faire intervenir une ou plusieurs sources, qui libèrent des volumes de matériaux variables en fonction du mécanisme. Même si certains modes de déclenchement s'observent dans plusieurs bassins versants torrentiels et sont mondialement connus, les conditions de l'initiation sont régies par les contextes environnementaux particuliers de chaque bassin versant.

- Nous avons pu définir **les conditions nécessaires propres aux zones d'initiation potentielles**. Nous avons identifié des zones d'initiation véritables, qui initient réellement des laves torrentielles, et dont le fuseau granulométrique se superpose avec celui des dépôts de laves, et des zones instables, dont l'activité actuelle en tant que fournisseur de matériaux semble nulle ou négligeable. Toutefois, en fonction des critères granulométriques définis, certaines zones instables pourront, dans un contexte particulier, initier des laves torrentielles. Ce sont celles dont les courbes granulométriques recoupent le fuseau défini par les zones sources véritables. Par contre, des zones instables trop riches en argiles ne pourront que difficilement initier des laves torrentielles.

- De plus, il faut prendre en compte la réalisation de scénarios de laves torrentielles pour lesquels tout ou partie du bassin versant participe à la production de matériaux solides. Quels types de scénarios peuvent se produire? Quels volumes maximum peuvent être mobilisés en un seul événement? La réponse à ces questions conditionne l'analyse du risque et la définition des moyens de prévention. Nous abordons ces sujets dans le dernier chapitre.

Analyse des aléas « laves torrentielles » et des risques associés

L'évaluation des risques liés aux laves torrentielles passe par la détermination des aléas correspondants dans les bassins versants ou sous-bassins versants concernés, ainsi que par l'estimation des volumes potentiellement mobilisables.

1) Nécessité de la maîtrise du risque « laves torrentielles »

1.1) Intégration du risque dans le contexte économique actuel

Les Alpes ont constitué de tout temps un obstacle aux communications intracontinentales en raison de leur allongement qui rendaient pratiquement impossible leur franchissement. Les grands aménagements de communication réalisés au cours des XIX et XXe siècles ont abouti à la construction de 405.000 km de routes et voies ferrées de liaisons intracontinentales à l'intérieur de la chaîne (figure 5-1). Le développement touristique dans les vallées et la construction des stations d'altitude ont largement anthropisé ce milieu.

Or, ces différentes infrastructures ne sont pas sans conséquences. Ainsi, certains travaux d'aménagement favorisent la déstabilisation des versants en perturbant l'équilibre hydrologique naturel par multiplication des surfaces imperméabilisées.

Les modifications apportées au milieu naturel par l'action anthropique constituent parfois des facteurs déclenchants dans des zones à fort facteur de prédisposition.

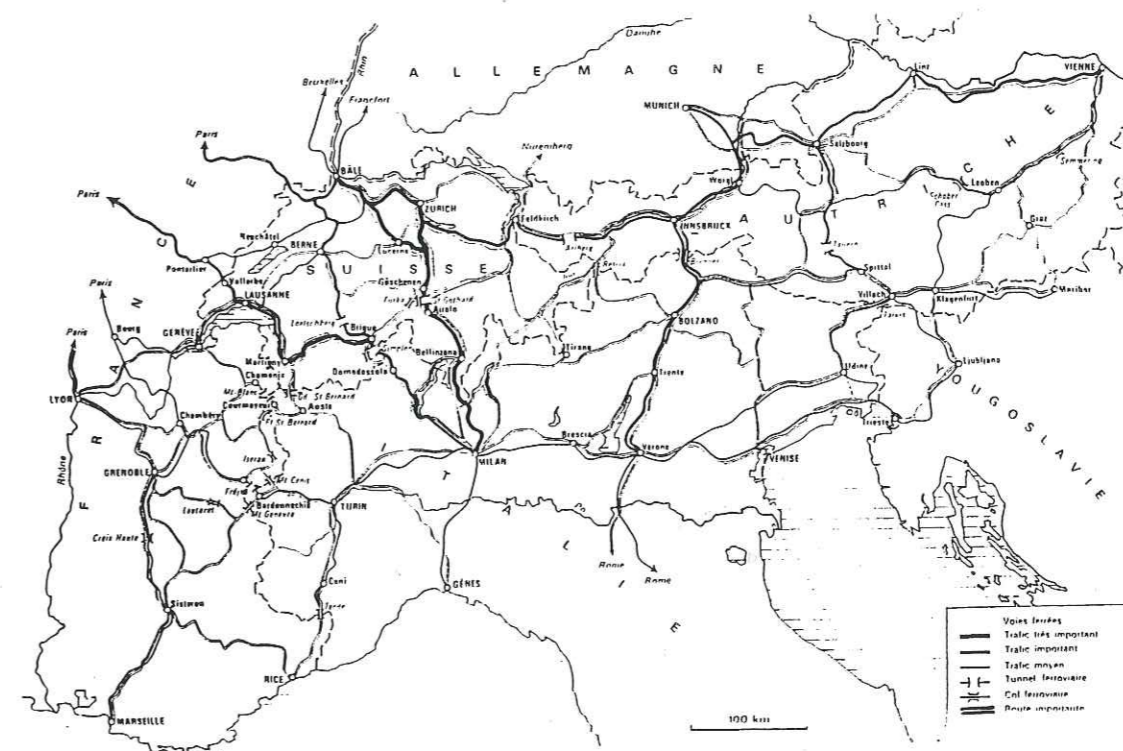


Figure 5-1 : les grandes voies alpines

1.1.1) Description d'événements reliés à des facteurs anthropiques

Certains événements survenus ces dernières années dans les Alpes illustrent l'augmentation des risques liés à des modifications anthropiques du milieu naturel.

Ainsi en est-il de l'événement du Bez, torrent situé en rive droite de la vallée de la Guisane, à l'amont des bassins versants du Sainte Elisabeth et du Verdarel : le violent orage accompagné de gros grêlons qui s'est abattu sur le bassin versant en Juillet 1995 a entraîné un mécanisme d'érosion hydrique des pelouses du bassin de réception, comme il a été décrit au chapitre 4 pour le Verdarel. Si l'initiation de la lave est liée à un contexte environnemental propice, son alimentation en cours de propagation a été fortement accrue par les modifications apportées dans la morphologie du chenal d'écoulement lors de la construction des cabines du télésiège. Celles-ci ont en effet été édifiées sur des remblais partiellement implantés dans le chenal, et en diminuaient donc la section. Ces aménagements ont été emportés par la lave, augmentant le volume transporté et en conséquence les dégâts sur le cône de déjection.

Un autre exemple rapporté est celui du Prorel, situé en rive droite de la vallée de la Guisane au niveau de Briançon. Par suite de l'abandon de l'entretien des canaux, les conditions d'écoulement superficiel et d'infiltration ont été modifiées, provoquant le déclenchement d'une coulée boueuse après un orage. Celle-ci a été accélérée après la rupture d'une poche d'eau souterraine imputable au mauvais entretien du conduit et s'est transformée en lave torrentielle.

1.1.2) Politique d'aménagement au regard de ces phénomènes

A la lumière de ces descriptions, il apparaît que les aménagements (immobiliers ou infrastructures de communication) doivent être réalisés en s'appuyant sur une connaissance approfondie, en tenant compte des modifications qu'ils sont susceptibles de produire sur un versant naturel, et des scénarios éventuellement catastrophiques qui pourraient en résulter.

Ainsi, des travaux très importants ont été réalisés pour mettre la nouvelle autoroute de Maurienne à l'abri de tout événement « lave torrentielle » majeure. Le tracé recoupe les cônes de déjection de plusieurs torrents, dont les laves torrentielles ont déjà causé d'importants dégâts dans la vallée de l'Arc. Afin de limiter au maximum les risques, le dimensionnement des aménagements (type pont-canal, plage de dépôts, endiguement et chenalisation des écoulements) a été calculé en prenant d'importants facteurs de sécurité. Toutefois, ils ne constituent que des protections à l'aval, qui n'agissent pas sur les causes des laves torrentielles.

1.2) Intégration du risque dans le contexte géodynamique actuel

1.2.1) Evolutions morphologiques

Les observations morphologiques des situations actuelle et passée permettent de mesurer l'ampleur des volumes de matériaux transportés : diminution de la hauteur de chute des barrages, voire enfouissement, incisions régressives marquées des versants (glissement du Real, ravines de quartzites du Sainte Elisabeth) et/ou des chenaux.

Aujourd'hui, la plupart des torrents de l'étude recréent en partie aval leurs anciens dépôts torrentiels, ce qui est particulièrement net sur les torrents du Rieu Sec, du Claret et du Boscodon. De plus, nous avons identifié, en position haute par rapport au chenal d'écoulement actuel du torrent, la présence d'ailes d'anciens barrages (torrents du Rieu Sec et du Pousset). Ceux-ci avaient été édifiés au début du XXe siècle, et leur position marque l'incision verticale forte, d'un ordre de grandeur de 4 à 5 mètres.

Dans d'autres chenaux comme le ravin de la Baisse (torrent de Saint Martin), quelques petits seuils datant du début du siècle sont toujours visibles dans le chenal entre 2050 et 2150 mètres d'altitude, mais ils sont pratiquement enfouis si bien qu'ils ne jouent plus leur rôle de seuil.

1.2.2) Illustrations sur le Tuebi

En 1886, la confluence entre le Real et le Tuebi (Alpes Maritimes) n'était soulignée que par une berge basse de 0.5 mètres d'épaisseur alors qu'elle est aujourd'hui marquée par une berge de plus de 3 mètres de haut. De plus, selon Mougin (1914), le Real n'était, dans les années 1700-1750, qu'un petit affluent du Tuebi qu'on pouvait sauter à pieds joints, ce qui permet d'estimer, au vu de la topographie actuelle du bassin versant, l'incision moyenne à une centaine de mètres, soit près de 5 mètres pour 10 ans.

La comparaison de photographies réalisées en 1963 et en 1995 en des sites précis du chenal nous a également permis de constater une évolution générale de la forme du fond du chenal du Tuebi, qui s'est élargi en prenant une forme en U caractéristique des torrents à laves.

En parallèle, l'évolution topographique du Tuebi, sur une échelle de temps réduite, traduit également une évolution verticale que j'ai pu évaluer sur une année. Ainsi, un gros bloc de Tithonique repère (volume supérieur à 15 m³) situé en bordure rive gauche du chenal à l'altitude 1670 s'est retrouvé perché de 4 à 5 mètres par rapport au fond du chenal en moins d'un an. Dans le même temps, les berges en solifluxion situées à l'aval ont été déstabilisées par suppression de leur butée de pied, ce qui est souligné par une verticalisation des pentes et le transport de tous les blocs marqués.

A l'aval, les profils comparés de 1954 et 1980 entre le pont de Peone et la confluence Tuebi-Lavanche montrent que d'importantes accumulations se sont produites, qui varient de 1 à 5 mètres d'épaisseur selon les sites (Queennec et Rouire, 1981).

1.2.3) Conclusions

Ces observations expriment une reprise d'érosion par le torrent, et donc une modification du profil en long par recréusement et déplacement vers l'aval du profil d'équilibre. Or, des déplacements verticaux significatifs, liés à la surrection actuelle des massifs subalpins, ont notamment été mesurés dans la vallée de la Maurienne et le massif de Belledonne (Jouanne, 1995). Même si les phénomènes de réajustement isostatiques qui font suite à la dernière déglaciation ne sont pas terminés, leur amplitude seule ne permet pas d'expliquer les valeurs mesurées.

Les hypothèses invoquées pour expliquer ces importants déplacements verticaux font intervenir des phénomènes crustaux ou lithosphériques le long d'accidents majeurs, et particulièrement l'activité le long des failles inverses des soubassements cristallins.

L'incision verticale d'amplitude très variable entre les différents torrents correspond toutefois à la juxtaposition de zones en non mouvement et d'autres zones contiguës en évolution rapide. Il semble donc bien que ces évolutions soient à mettre en relation avec des conditions locales spécifiques (failles actives avec rejeu récent) et qu'il soit difficile de généraliser à tous les bassins versants torrentiels des Alpes.

Il y a donc une évolution géodynamique générale des bassins versants qui peut trouver son explication dans des causes profondes de nature géologique, ou climatique, et qui porte certainement à conséquences dans l'activité torrentielle de ces bassins versants.

2) Estimation des volumes potentiellement mobilisables

Avant de déterminer les aléas et les risques « laves torrentielles », nous avons estimé les volumes de matériaux potentiellement mobilisables de différents bassins versants, qui comprennent les formations anciennes non régénérées et les formations actives.

Les estimations de volume sont basées sur les observations de terrain et la prospection géophysique, ainsi que sur l'étude des photographies aériennes, cartes géologiques et topographiques. Alors que la surface couverte par les formations superficielles est aisément identifiable, l'épaisseur sur laquelle ces matériaux sont présents ou ont été déstabilisés est le plus souvent très difficile à estimer en l'absence de sondages et coupes favorables dans les versants.

2.1) Le Rieu Sec

Nous avons estimé les volumes des différentes unités de formations superficielles, les épaisseurs ne concernant pas nécessairement l'épaisseur totale, mais plutôt celle susceptible d'être emportée par l'écoulement ou d'être déstabilisée (tableau 5-1). L'épaisseur totale nous est généralement inconnue, et nous ne pouvons que supposer une épaisseur minimale au vu des observations morphologiques et topographiques.

Tableau 5-1 : estimation des volumes disponibles dans le bassin versant

| | Superficie (m ²) | Epaisseur moyenne (m) | Volume (m ³) |
|--------------------------------|------------------------------|-----------------------|--------------------------|
| Altérites de marnes | 30.500 | 1-2 | 30.500-71.000 |
| Ancien cône d'éboulis | 22.500 | 5 | 112.500 |
| Dépôts torrentiels dans chenal | 5250 | 4 | 21.000 |
| Embâcle | 300-450 | 2.5 | 750-1125 |

2.1.1) Volumes fournis par érosion hydrique

Afin de quantifier le volume d'altérites de marnes susceptibles d'être arrachées sur ces pentes fortes lors d'épisodes orageux, nous avons cherché à quantifier leurs taux d'ablation. Différents travaux ont été effectués pour estimer le taux d'ablation des Terres Noires dans les Alpes françaises. Bien que les marnes calloviennes du Rieu Sec soient lithologiquement différentes des Terres Noires (les premières sont plus carbonatées), nous avons utilisé les données obtenues par le Cemagref sur la parcelle expérimentale de Draix (15 km au NE de Digne).

Pour notre application, nous ne considérons ces valeurs que comme des ordres de grandeur, sachant de plus que les conditions climatiques de la Maurienne ne sont pas celles de la région de Digne. Ce sont des taux d'ablation équivalente estimés indirectement à partir des sédiments piégés à l'aval dans une plage de dépôt (tableau 5-2).

Tableau 5-2 : production spécifique de sédiments et taux d'ablation (Mathys et Al, 1996)

| | Valeur moyenne | Durée de retour ⁽¹⁾ | | |
|---|----------------|--------------------------------|-----------|-----------|
| | | 2 ans | 5 ans | 10 ans |
| Production spécifique de sédiments (t/ha.an) | 150-190 | 140-180 | 210-250 | 250-300 |
| Ablation équivalente des marnes altérées (mm/an) $\rho=1.3 \text{ t/m}^3$ | 11.5-14.6 | 10.8-13.8 | 16.2-19.2 | 19.2-23.1 |
| Ablation équivalente des marnes saines (mm/an) $\rho=2.65 \text{ t/m}^3$ | 5.7-7.2 | 5.3-6.8 | 7.9-9.4 | 9.4-11.3 |

⁽¹⁾ Elle correspond à la fréquence d'occurrence des taux d'ablation spécifique mentionnés.

Le taux d'ablation de la roche saine n'est pas négligeable et indique que les couvertures d'altérites développées au pied des falaises sont régulièrement réapprovisionnées.

Ces résultats nous ont permis d'évaluer le volume de matériaux produits et transportés chaque année (tableau 5-3). Ces volumes sont relativement importants, et si les accumulations produites par altération des falaises ne sont pas « nettoyées » tous les ans, elles peuvent contribuer à former des volumes non négligeables.

Tableau 5-3 : impact de l'érosion hydrique sur les altérites de marnes

| Taux d'ablation (t/ha.an) | Superficie concernée (m ²) | Poids des matériaux arrachés en 1 an (t) | Volume de matériaux arrachés en 1 an (m ³) | Epaisseur du manteau décapée (cm/an) |
|---------------------------|--|--|--|--------------------------------------|
| 150 | 30500 | 457 | 352 | 1 |
| 190 | | 579 | 446 | 1.5 |
| 250 | | 762 | 586 | 2 |
| 300 | | 915 | 704 | 2.5 |

2.1.2) Volumes fournis par glissement de terrain

Les évolutions constatées sur le glissement de terrain développé en bordure rive gauche de l'ancien cône de déjection permettent d'envisager une éventuelle rupture circulaire dans le versant, initiée à partir du front d'arrachement principal actuellement visible. Les relevés topographiques et les observations morphologiques conduisent à un volume libéré de 4410 m³.

2.1.3) Volumes fournis par rupture d'embâcle

Nous avons décrit ce mécanisme au chapitre 4. En considérant une largeur moyenne de chenal de 10-15 mètres, une épaisseur moyenne au front de 4 mètres, et une extension de 30 mètres de la zone de matériaux retenus par l'embâcle, les volumes de matériaux mobilisables par rupture d'un embâcle sont de l'ordre de 750 à 1100 m³ (tableau 5-1).

2.1.4) Volumes fournis par production d'éboulis

Francou (1993) rapporte des vitesses moyennes de recul des parois rocheuses en milieu périglaciaire (tableau 5-4). En raison de la faible altitude des falaises rocheuses du bassin de réception et de la nature de ces roches, nous pouvons estimer que des taux de l'ordre de 0.01 à 0.05 cm/an constituent des valeurs réalistes dans cette situation. Nous ne considérons ces valeurs que comme des ordres de grandeur.

Tableau 5-4 : vitesse de recul des parois (d'après Francou, 1993)

| Sources | Lieu | Taux de production détritique (mm/an) |
|----------------|--|---------------------------------------|
| Francou (1988) | Combe de Laurichard (Hautes-Alpes) | 0.05-0.025 |
| Francou (1993) | Roches compactes des Alpes vers 2500 m | 0.01-0.1 |
| | Parois peu actives peu élevées | ≤ 0.01 |
| Rovera (1990) | La Plagne | 0.01-0.2 |
| | Quartzites | 0.1-0.5 |

Les volumes d'éboulis fournis annuellement par les falaises rocheuses sont relativement faibles (tableau 5-5), même en considérant une période de 50 ans. Ces éboulis plus ou moins grossiers sont tout de même susceptibles de former une petite lave torrentielle.

Tableau 5-5 : volume de matériaux libérés par les falaises rocheuses en fonction des taux de production détritique

| Taux de production détritique (mm/an) | Hauteur des falaises (m) | Surface des falaises (m ²) | Volume libéré (m ³ /an) | Volume libéré (m ³) | |
|---------------------------------------|--------------------------|--|------------------------------------|---------------------------------|------------|
| | | | | sur 10 ans | sur 50 ans |
| 0.01 | 450 | 67500 | 0.67 | 6.7 | 33.5 |
| 0.03 | | | 2 | 20 | 100 |
| 0.05 | | | 3.4 | 34 | 170 |

2.2) Le Bragousse

2.2.1) Volumes fournis par remobilisation de dépôts torrentiels

Les volumes des berges torrentielles formées au débouché des gorges du gypse sont relativement variables, mais constituent de manière générale des stocks de matériaux de l'ordre de 10 à 15.000 m³. A l'aval du barrage 1, les berges de dépôts torrentiels se poursuivent, sur des épaisseurs plus faibles en raison notamment de l'élargissement du chenal, et contribuent à un volume supplémentaire de matériaux en transit de 40.000 m³. La totalité de ces dépôts torrentiels, soit près de 50.000 m³, sont mobilisables en un seul événement « lave torrentielle ».

2.2.2) Volumes fournis par rupture « superficielle » dans les éboulis du pic de Charance

Les mécanismes de rupture superficielle susceptibles de se produire dans les formations de versant accumulées sur le versant Est du pic de Charance sont la rupture plane « indéfinie » et le glissement plan selon des surfaces de rupture finies et connues.

2.2.2.1) Rupture plane indéfinie

Ce mécanisme a été étudié au chapitre 4. Il reflète une situation classique de ce torrent. En effet, nous avons noté que la pente est à l'état de stabilité limite, ce que prouvent les chutes régulières de cailloux.

En considérant que la rupture affecte toute la superficie développée, les volumes de matériaux mobilisables sont considérables, même sur de faibles épaisseurs (tableau 5-6).

Tableau 5-6 : volume de matériaux libérés par rupture plane indéfinie

| Épaisseur mobilisée (m) | Superficie (m ²) | Volume libéré (m ³) |
|-------------------------|------------------------------|---------------------------------|
| 0.1 | 229.000 | 22.900 |
| 0.2 | | 45.800 |
| 0.5 | | 114.500 |
| 0.7 | | 160.300 |
| 1 | | 229.000 |

2.2.2.2) Glissement plan

D'après le profil topographique actuel du versant Est du Pic de Charance, nous avons défini trois surfaces de rupture situées dans les éboulis d'épaisseur maximale estimée à 10 mètres (figure 5-2).

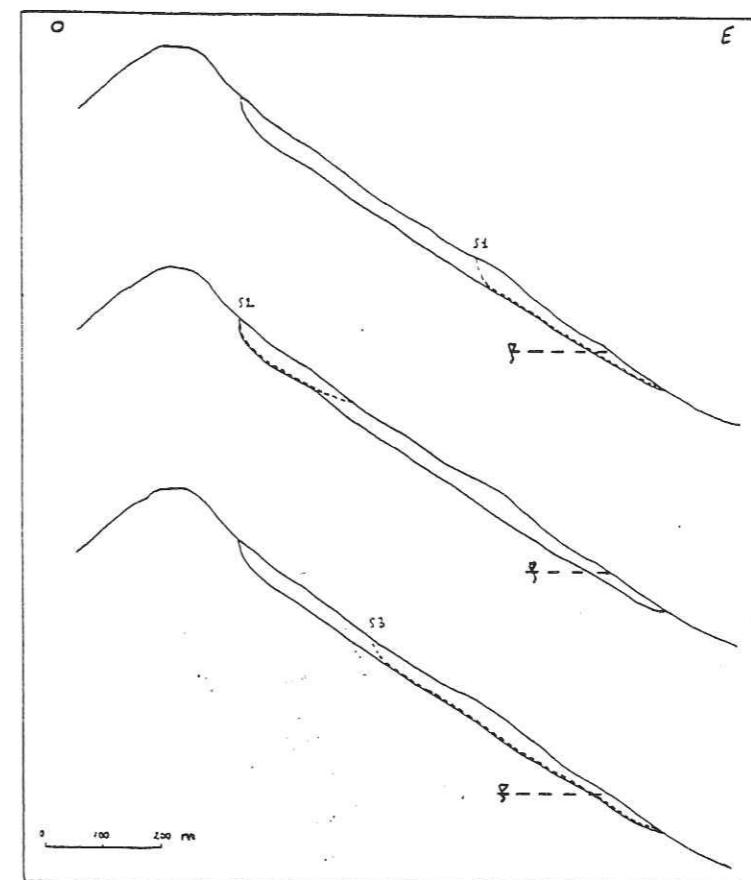


Figure 5-2 : surfaces de rupture dans les formations de versant du versant Est du Pic de Charance (coupe géologique, cf fig 4-11 chap 4 ; S_i : surfaces de rupture étudiées ; N : niveau de nappe)

Les calculs de stabilité effectués sur ce versant (annexe V-1-A) montrent que des mécanismes de rupture superficielle par glissement plan peuvent affecter les produits d'éroulement du versant Est du pic de Charance, plus particulièrement en pied de versant. De faibles modifications des conditions hydrologiques peuvent conduire à la rupture dans la mesure où le facteur de sécurité des éboulis secs est proche de 1.2 ; les volumes de matériaux libérés par de tels mécanismes sont considérables (tableau 5-7).

Tableau 5-7 : estimations des volumes libérés en fonction des différentes surfaces de rupture potentielles

| surface de rupture potentielle | surface de la rupture (m ²) | extension latérale (m) | volume libéré par la rupture (m ³) |
|--------------------------------|---|------------------------|--|
| S1 | 8400 | 300 | 2.520.000 |
| S2 | 4600 | 250 | 1.150.000 |
| S3 | 15100 | 300 | 4.530.000 |

2.2.2.3) Rupture profonde

En tenant compte du fait que la morphologie de ce versant correspond à un ancien éroulement, et que les roches sont intensément fracturées, il nous a semblé intéressant d'évaluer les volumes potentiellement mobilisables par un glissement plan affectant le massif rocheux le long des surfaces de discontinuité, pour différentes profondeurs (figure 5-3). Les calculs sont présentés en annexe V-1-B.

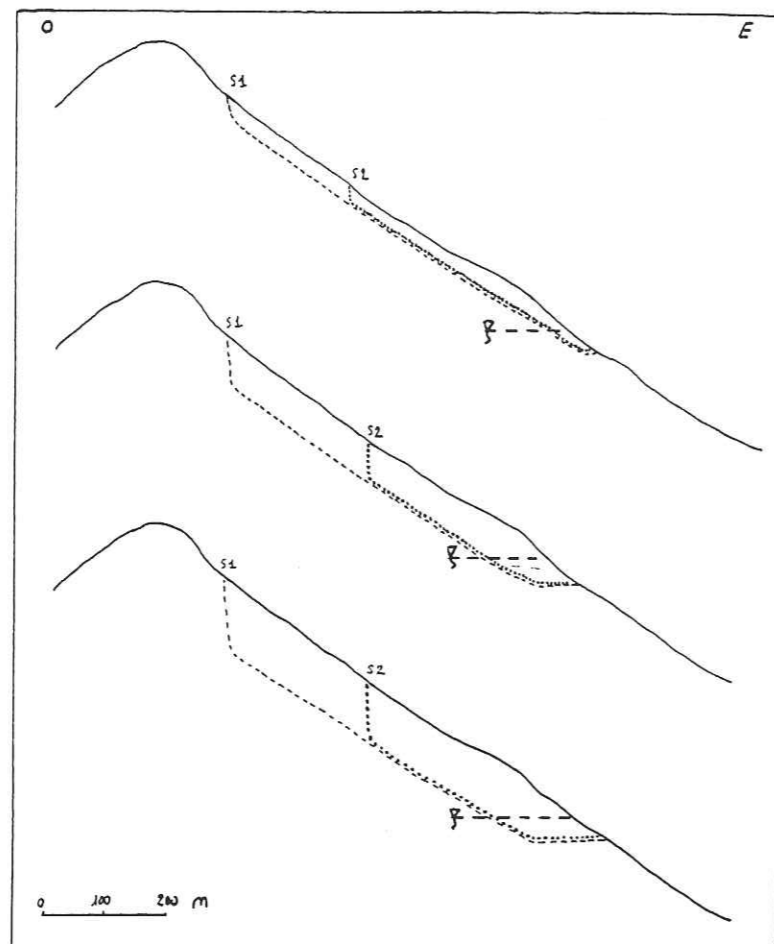


Figure 5-3 : surfaces de rupture profondes dans le versant Est du Pic de Charance (coupe géologique, cf fig 4-11 chap 4 ; Si : surfaces de rupture étudiées ; ∇ : niveau de nappe)

Quelles que soient les conditions hydrologiques considérées, la surface 1, qui affecte tout le versant, est plus défavorable que la surface 2 au droit de l'affleurement de calcschistes, datés de l'Eocène. Les volumes susceptibles d'être libérés par une telle rupture profonde, indépendamment de la géométrie de la surface de rupture et de sa profondeur, sont considérables (tableau 5-8).

Tableau 5-8 : estimations des volumes libérés en fonction des différentes surfaces de rupture potentielles

| | profondeur de rupture potentielle | surface de la rupture (m ²) | extension latérale (m) | volume libéré par la rupture (m ³) |
|-----------|-----------------------------------|---|------------------------|--|
| Surface 1 | 20 | 18900 | 250 | 4.725.000 |
| | 40 | 35000 | | 8.750.000 |
| | 60 | 52000 | | 13.000.000 |
| Surface 2 | 20 | 12300 | 250 | 3.075.000 |
| | 40 | 22100 | | 5.525.000 |
| | 60 | 32600 | | 8.150.000 |

2.3) Le Verdarel

2.3.1) Volumes fournis par érosion hydrique et rupture dans les formations morainiques

Au vu de la morphologie des sites d'érosion hydrique dans le bassin de réception (figure 5-4), des ruptures vont pouvoir se développer à la surface libre des dépôts morainiques.

Afin de quantifier les volumes susceptibles d'être arrachés, nous avons effectué des calculs de stabilité à l'état d'équilibre limite à partir des profils topographiques et lithologiques type de ces incisions dans les moraines (annexe V-2-A).

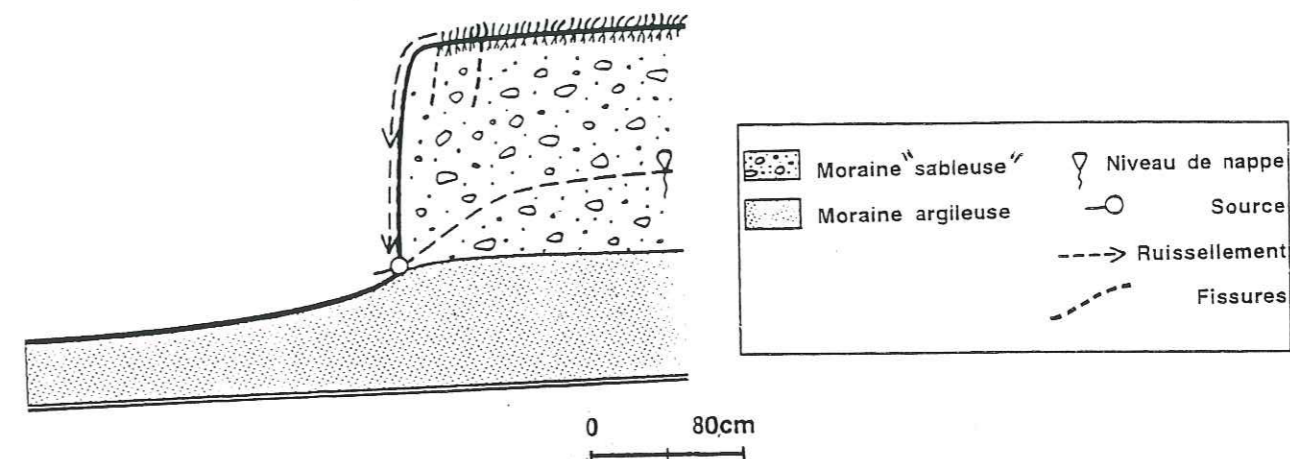


Figure 5-4 : profil d'une incision dans la pelouse morainique

Le volume de matériau libéré est négligeable dans le cas de rupture n'affectant que le toit des berges, de même que dans le cas de ruptures non-circulaires affectant toute la hauteur du talus « sableux », mais peut atteindre 0.5 m³ en présence d'une nappe dans la moraine sableuse.

Dans le cas d'une rupture affectant toute la hauteur de berge, le volume libéré est plus important, quoique toujours faible (de l'ordre du m³).

La quantité de matériaux libérée en un site de ce type est limitée (tableau 5-9), mais elle peut être augmentée dans le cas de ruptures concomitantes des différents arrachements. Un volume non négligeable de matériaux est alors susceptible d'être emporté par l'écoulement.

Tableau 5-9 : estimations des volumes libérés par les différentes ruptures en un site

| | | Volume (m ³) |
|------------------------|---------------------------------------|--------------------------|
| Rupture circulaire | Tête de talus | < 1 |
| | Epaisseur totale de talus « sableux » | ≈ 1 |
| Rupture non-circulaire | Surface 1 | 0.4 |
| | Surface 2 | 0.4 |
| | Surface 3 | 1.3 |

2.3.2) Volumes fournis par incision verticale du chenal

L'incision verticale ne peut avoir qu'un impact limité dans le chenal du Verdarel, en raison des affleurements de substratum qui jalonnent le chenal moyen. Par contre, le fond des chenaux du Malatra et du Petit Verdarel ne laissent pas apparaître de substratum, si bien que les matériaux meubles formant le chenal sont susceptibles d'être incisés lors d'une crue.

Ce mécanisme serait susceptible de déplacer près de 10.000 m³ dans le chenal du Malatra, de pente relativement forte. Dans le Petit Verdarel, l'incision verticale, qui aurait pour effet secondaire de déstabiliser les berges, pourrait amener près de 30.000 m³.

2.3.3) Volumes fournis par incision latérale et rupture de berges

Le mécanisme de rupture des berges du chenal est un mécanisme de rupture progressive qui s'appuie sur la préexistence de fentes de traction qui facilitent l'infiltration et fragilisent mécaniquement les berges. Comme pour les ruptures en 2.3.1, nous avons déterminé, par des calculs de stabilité à l'état d'équilibre limite, les ruptures les plus défavorables (annexe V-2-B). Les volumes ont été calculés à partir de la géométrie de ces surfaces de rupture potentielles.

En raison de l'hétérogénéité des matériaux morainiques et compte-tenu des observations de terrain, nous avons considéré deux schémas de structure de berge (figure 5-5) :

- Berge homogène constituée de moraine « sableuse »,
- Berge hétérogène présentant une lentille argileuse insérée dans la moraine sableuse.

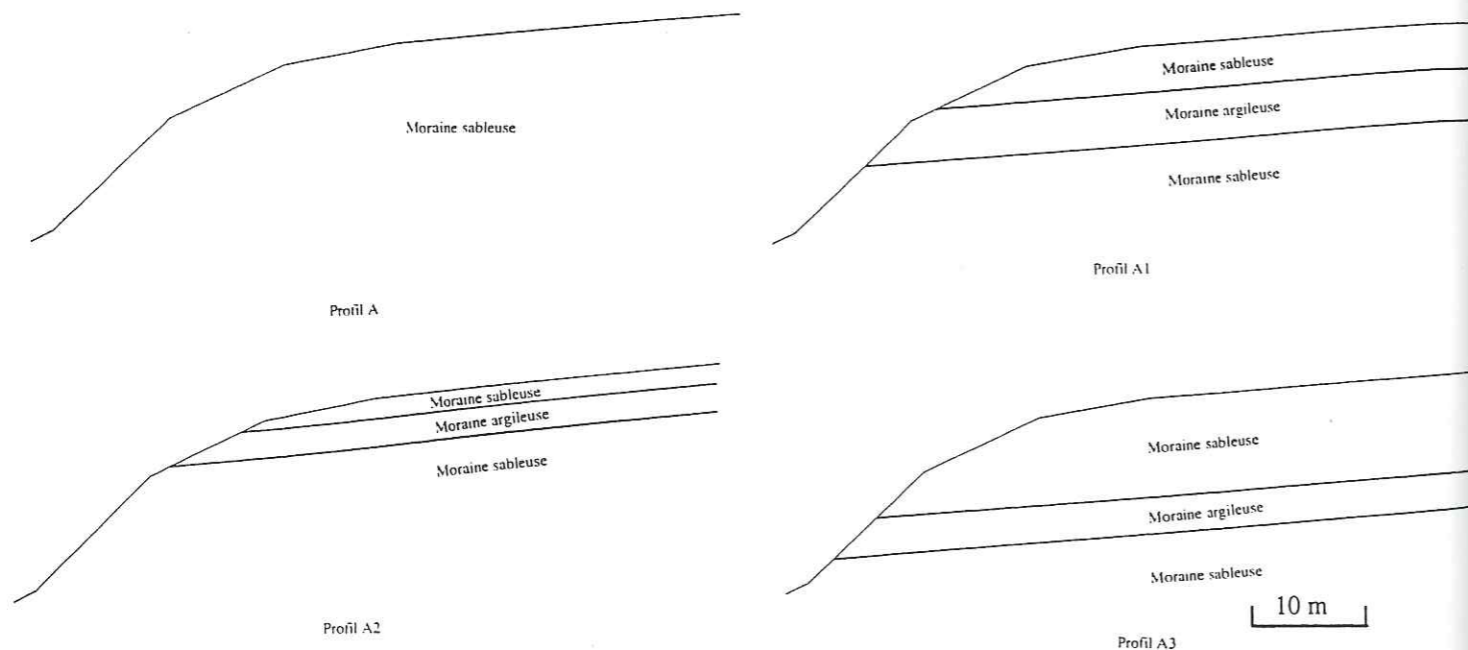


Figure 5-5 : profils lithologiques des berges

La stabilité de la berge morainique « sableuse » est relativement faible, et elle devient instable lorsque le niveau de nappe augmente. Toutefois, la présence de lentilles argileuses, qui a été largement observée dans les berges morainiques du Malatra, est un facteur très favorable à la stabilité de ces talus.

La section des cercles de rupture les plus défavorables, en considérant tous les calculs effectués, varie de 10 à 50 m². En posant comme hypothèse que la chute d'un pan de berge isolé n'affecte pas plus de 20 mètres de longueur, le volume de matériau libéré est de l'ordre de 200 à 1000 m³. En considérant une épaisseur maximale de moraine de 5-6 mètres en bordure rive gauche du chenal moyen, le volume de matériau disponible dans les berges est de 30.000 m³.

2.3.4) Volumes fournis par des mouvements de versant

Les surfaces affectées par les instabilités à vitesse lente et irrégulière (coulées de versant, glissement) sont très importantes et les volumes susceptibles d'être libérés par de tels mouvements sont très élevés (tableau 5-10).

Tableau 5-10 : estimations des volumes instables (d'après CETE, 1982)

| | Lieu-dit | Volume (m ³) |
|----------------|-------------------|--------------------------|
| Grand Verdarel | Serina | 300 à 450.000 |
| | Pain Grinié | 120 à 300.000 |
| petit Verdarel | coulée dérivation | 2.500.000 |
| Malatra | Bois du Villard | 600 à 900.000 |

2.4) La Ravoire de Pontamafrey

2.4.1) Volumes fournis par érosion hydrique

La morphologie des pentes constituant la partie sommitale NE du bassin de réception résulte de l'action du ruissellement et des cycles gel-dégel sur le flysch qui est formé par une alternance de calcaires et d'argilites. Saunders et Young (1983) rapportent des taux d'ablation de 1.3 à 9.6 mm/an pour des flysch (région des Carpates, Pologne) soumis au ruissellement sur des pentes relativement fortes, ce qui équivaut à des taux de production détritique de 34 à 250 t/ha.an (en considérant une densité de 2.6 t/m³). Bien que la teneur en calcite du flysch des aiguilles d'Arves et de celui des Carpates soit différente, nous avons utilisé ces valeurs, que nous n'avons considéré que comme des ordres de grandeur.

En raison de l'importante superficie soumise à ce phénomène d'érosion, le volume de fines produit est relativement important (tableau 5-11), et suffisant pour créer une matrice de lave torrentielle.

Tableau 5-11 : impact de l'érosion hydrique sur les altérites du flysch

| Taux d'ablation (t/ha.an) | Superficie concernée (m ²) | Poids des matériaux arrachés en 1 an (t) | Volume de matériaux arrachés en 1 an (m ³) | Épaisseur du manteau découpé (mm/an) |
|---------------------------|--|--|--|--------------------------------------|
| 34 | 564.000 | 1906 | 733 | 1.5 |
| 250 | | 14077 | 5414 | 10 |

2.4.2) Volumes fournis par incision des berges

L'évolution de la morphologie des berges situées en amont du barrage A montre qu'elles sont susceptibles de se rompre selon des surfaces de rupture peu profondes. Les volumes affectés ont été mis en évidence grâce au suivi de l'alignement de quatre jalons qui avaient été positionnés à mi-hauteur de berge rive gauche (ancien cône d'éboulis en partie Nord du glissement). Entre 1996 et 1997, nous avons constaté l'arrachement des 4 jalons ainsi que le dégagement du bloc marqué situé dans le chenal. Cette évolution marque une régression de 50 cm à 1 m de la berge et une incision dans la portion de berge végétalisée, soit le départ d'environ 100 m³ de matériaux.

2.4.3) Volumes fournis par remobilisation des produits du glissement

Le volume des débris actuellement accumulés dans le versant glissé est estimé à plus d'un million de m³ (profil 2). Afin de déterminer l'état de stabilité du versant glissé et les volumes potentiellement mobilisables, nous avons opéré un suivi du glissement (évolution de la morphologie de l'amont vers l'aval par suivi photographique, positionnement de blocs marqués et jalonnement de la partie haute). De plus, nous avons également étudié le développement d'un glissement éventuel dans des accumulations d'éboulis situées plus au Nord du versant glissé (profil 1).

2.4.3.1) Situation actuelle de la partie haute

Un alignement de fers à béton a été installé en juillet 1994 dans la partie haute du glissement, vers 2070 mètres d'altitude. Six piquets métalliques ont été implantés dans la pente à des intervalles variant entre 15 et 50 mètres, selon une orientation Nord 18 à Nord 37 précisément reportée et déterminée (localisation figure 5-6) ; le premier, situé au-delà de la zone « active » du glissement, constituait un repère supposé fixe.

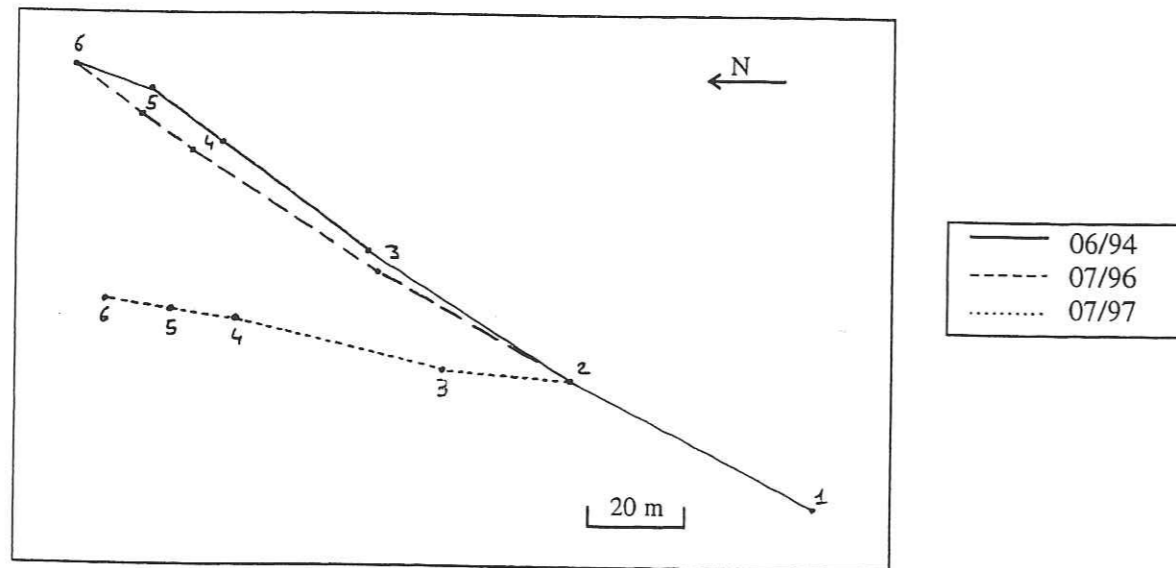


Figure 5-6 : évolution de l'alignement des jalons

Après avoir mesuré un léger déplacement vers le Sud des jalons 3 à 6 entre 1994 et 1996, nous avons observé entre 1996 et 1997 une translation en masse des jalons 3 à 6 en direction O-SO, qui se traduit par un rapprochement du jalon n°3 vers le jalon n°2, et une rotation d'ensemble de 20°, de N30 à N10, des jalons 3 à 6 (figure 5-6).

En parallèle, l'évolution superficielle du versant est marquée notamment par l'enfouissement presque complet du jalon n°3, masqué par des « coulées de cailloux et petits blocs », le basculement vers l'aval du jalon n°6 ainsi que de deux blocs marqués situés autour du jalon n°2.

2.4.3.2) Situation actuelle de la partie aval du glissement

Les photographies réalisées à des repères fixes nous ont permis de constater l'évolution nulle à grande échelle des pentes aval situées au pied du glissement. Le fait même que les jalons marquant les points de prise de vue n'aient été affectés d'aucun mouvement confirme ces observations.

Par contre, nous avons remarqué une évolution notoire dans la ravine secondaire du glissement située au Sud de l'éperon gypseux. La bordure rive gauche de celle-ci a régressé de 2-3 mètres en un an, soit 300 m³ de matériaux, détruisant progressivement le sentier, et le versant est jalonné d'arbres ivres et de fissures de traction assez récentes. Les matériaux arrachés aux bordures sont stoppés dans la pente. En parallèle, le cône de déjection de cette ravine s'est construit, et les fronts caillouteux avec dépôts non triés de hauteur non négligeable proviennent de petites laves torrentielles. Ces matériaux sont pour le moment stoppés dès le débouché de la ravine, et ne rejoignent pas l'écoulement torrentiel.

2.4.3.3) Conclusion

L'évolution actuelle de la partie haute du versant glissé laisse penser que des ruptures dans les masses d'éboulis peuvent se développer, particulièrement aux alentours de 2000 mètres d'altitude (figure 5-

des calculs de stabilité à l'état d'équilibre limite, qui nous permettent assez rapidement d'estimer la stabilité du versant (annexe V-3-A).

Des mouvements de grande ampleur, au contact du substratum mobilisant ainsi toute l'épaisseur des éboulis, sont peu susceptibles de se produire. La genèse d'une lave par glissements superficiels est beaucoup plus probable dans les éboulis du profil 1 en raison de leur granulométrie plus grossière. Dans le cas du profil 2, les mécanismes de remobilisation des éboulis concernent plutôt une déstabilisation par saturation (fonte des neiges, dégel des sols et pluie) et génération de surpressions interstitielles.

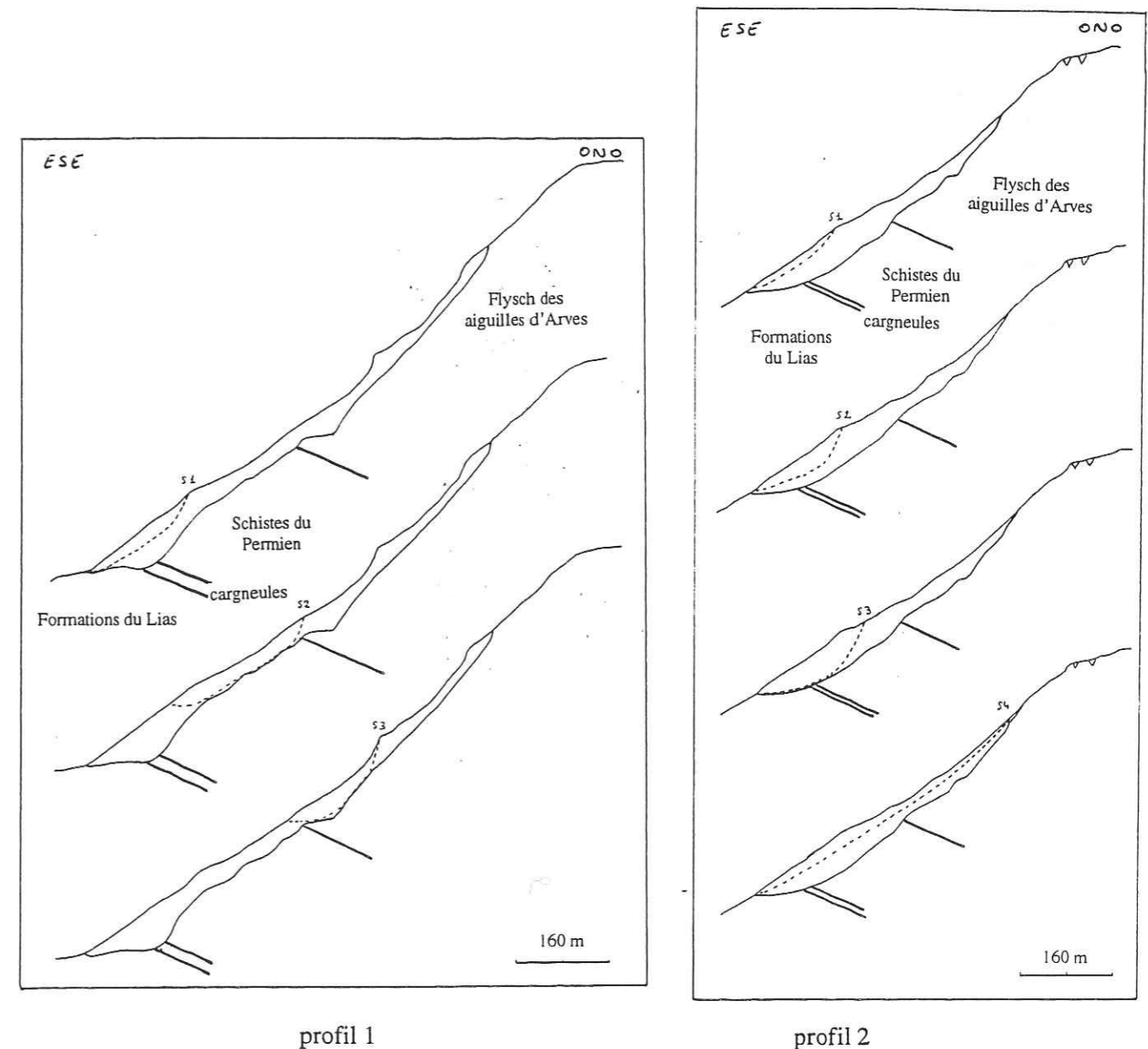


Figure 5-7 : géométrie des surfaces de rupture dans les éboulis (localisation des profils présentée chapitre 4, fig 4-8 ; Si : surface de rupture étudiées ; ∇ : niveau de nappe)

Les volumes libérés par ces mécanismes de rupture sont relativement importants (tableau 5-12), particulièrement dans le cas du profil 2.

Tableau 5-12 : estimations des volumes libérés en fonction des différentes surfaces de rupture potentielles

| | surface de rupture potentielle | surface de la rupture (m ²) | extension latérale (m) | volume libéré par la rupture (m ³) |
|----------|--------------------------------|---|------------------------|--|
| profil 1 | S2 | 1525 | 125 | 190.625 |
| profil 2 | S1 | 2304 | 200 | 460.800 |
| | S2 | 2816 | | 563.200 |
| | S3 | 7808 | | 1.561.600 |
| | S4 | 8000 | | 1.600.000 |

2.4.4) Volumes fournis par réactivation du versant glissé - rupture profonde

L'observation des crevasses et fissures ouvertes au sommet du versant glissé, qui se prolongent parfois vers le Nord, peuvent annoncer la possibilité de mouvements profonds. La géométrie des surfaces de rupture est déterminée par le réseau de fracturation du flysch grésoconglomératique (figure 5-8). Les calculs de stabilité sont présentés en annexe V-3-B.

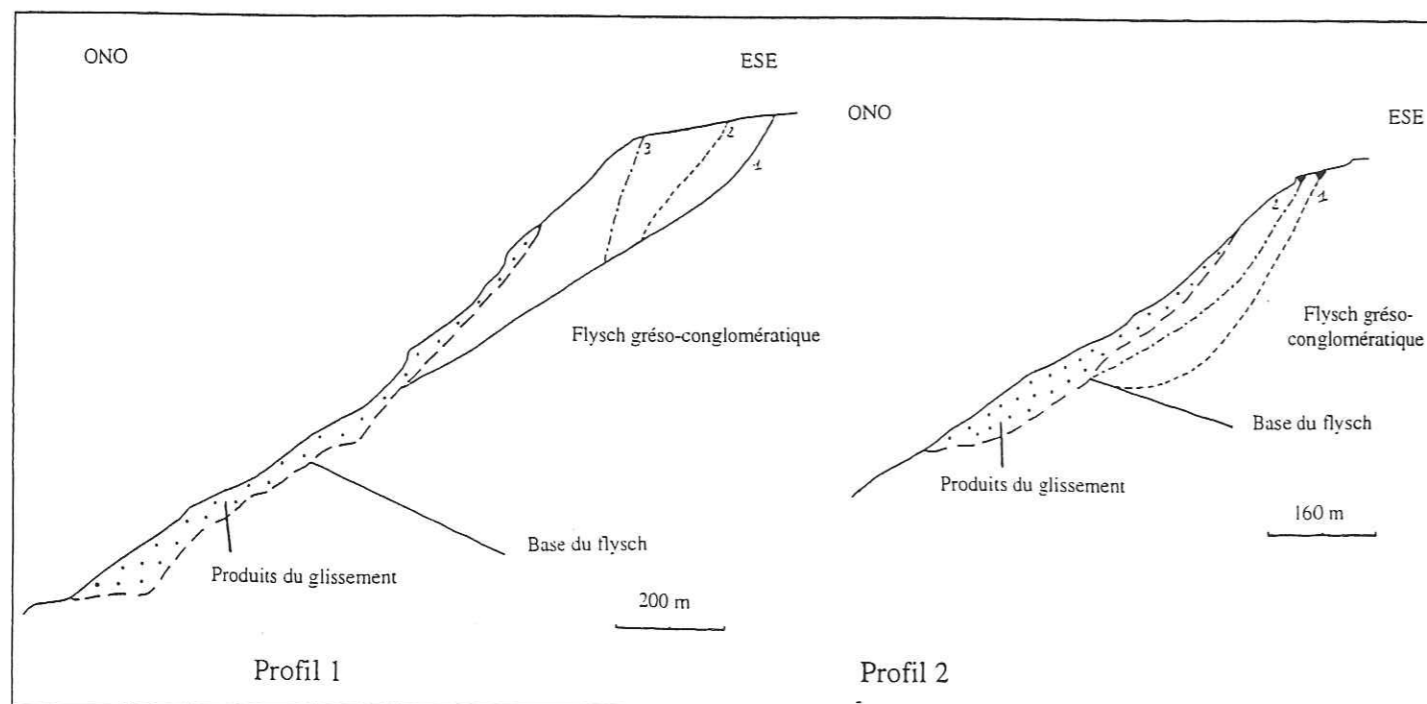


Figure 5-8 : géométrie des surfaces de rupture des profils 1 et 2 (localisation des profils fig 4-8 chap 4 ; i : surface de rupture étudiées ; ∇ : niveau de nappe)

La rupture profonde affectant le massif rocheux apporterait un volume de matériaux potentiellement mobilisables considérable (tableau 5-13), mais, au vu des études de stabilité réalisées, elle est peu envisageable, même dans le cas d'une extension au Nord du glissement actuel (profil 1). Il serait toutefois intéressant de pouvoir déterminer l'état de fracturation du massif rocheux en profondeur, afin de réajuster les paramètres mécaniques. De plus, il n'est pas exclu que de nouvelles dissolutions et effondrements dans le gypse conduisent à diminuer la résistance mécanique du massif rocheux en augmentant sa fracturation.

Tableau 5-13 : estimation des volumes libérés en fonction des différentes surfaces de rupture potentielles

| | surface de rupture potentielle | surface de la rupture (m ²) | extension latérale (m) | volume libéré par la rupture (m ³) |
|----------|--------------------------------|---|------------------------|--|
| profil 1 | S1 | 22875 | 125 | 2.859.375 |
| | S2 | 18625 | | 2.328.125 |
| | S3 | 12875 | | 1.609.375 |
| profil 2 | S1 | 38016 | 200 | 7.603.200 |
| | S2 | 19712 | | 3.942.400 |

2.5) Le Pousset

Le torrent du Pousset et ses principaux affluents (ravin du Bois et Arpont) recreusent les produits d'un ancien glissement de grande ampleur qui affecte la partie centrale du bassin versant en-deçà de 2000 mètres d'altitude.

En considérant que la superficie affectée par ces produits de glissement est de 2.5 km² et une épaisseur de 10 mètres (qui est loin de la réalité), nous pouvons estimer à 25.000.000 de m³ le volume de matériaux remaniés. Toutefois, près de 50% de ces produits sont actuellement fixés par la végétation, ce qui rend leur mobilisation par l'écoulement peu probable, sauf si les matériaux sont libérés par un mouvement de masse.

2.5.1) Rupture et incision des berges situées en rive gauche, à l'aval de la confluence Pousset-Arpont

L'alignement de 5 jalons réalisé en rive gauche a été peu perturbé entre 1996 et 1997 (tableau 5-14). Toutefois, l'altitude générale a baissé, et celle du jalon n°4 de façon plus importante que les autres, ce qui traduit l'affaissement de cette portion de berge, et l'existence de mouvements plus profonds de type glissement circulaire (figure 5-9). L'évolution de la géométrie de l'alignement et les déplacements observés nous ont permis de déterminer les surfaces de rupture potentielles. Le volume libéré entre 1996 et 1997 est ainsi évalué à 25.000 m³ (hauteur 10 mètres, épaisseur 5 mètres, longueur 500 mètres).

Le volume total de la berge instable est de l'ordre de 300.000 m³.

Tableau 5-14 : évolution de l'alignement de jalons en rive gauche

| | 1996 | | 1997 | |
|-----|---------------------------------|-----------------|---------------------------------|-----------------|
| | Espacement entre les jalons (m) | Orientation (°) | Espacement entre les jalons (m) | Orientation (°) |
| 1-2 | 10.5 | N 165 | 10.1 | N 165 |
| 2-3 | 10.5 | N 165 | 10.7 | N 163 |
| 3-4 | 10.5 | N10 | 13.1 | N5 |

En parallèle, nous avons pu constater, grâce au repérage de la berge formant la confluence par un bloc marqué, l'importance de l'incision linéaire par ravinement.

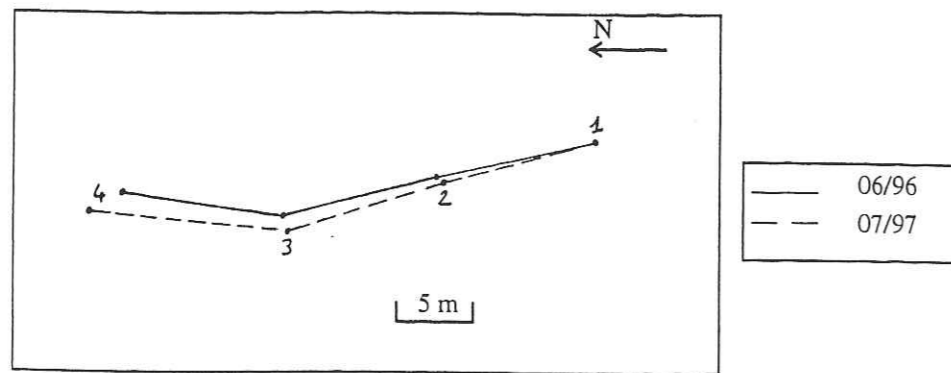


Figure 5-9 : évolution du positionnement des jalons

2.5.2) Incision et rupture des berges situées en rive droite

La morphologie des berges résulte à cet endroit d'une ancienne rupture importante (partie supérieure hémisphérique, pentes en partie haute très raides, plus faibles en pied en raison de l'accumulation des produits d'écroulement).

De tous les jalons implantés en 1996, un seul subsistait en 1997, qui se trouvait en bordure externe de l'ancien écroulement. Un jalon a été retrouvé 20-25 mètres en-dessous de la zone où il avait été implanté, aligné dans le sens de la pente dans une petite ravine. D'après les photographies repères réalisées dans cette zone, il semble que leur disparition soit liée à un intense ravinement des parois pentues et une reprise d'érosion des matériaux accumulés dans la pente, soit la mobilisation de 5000 m³ de matériaux (hauteur 35 mètres, épaisseur moyenne 1.5 mètres, longueur 100 mètres).

Le volume de la berge est très important, et nous pouvons estimer les volumes susceptibles d'être libérés, soit par un réajustement majeur de la pente (par rupture haute de la berge), soit par une reprise des matériaux accumulés en partie basse (tableau 5-15).

Tableau 5-15 : estimations des volumes de matériaux mobilisables en berge rive droite

| | Section (m ²) | Extension latérale (m) | Volume (m ³) |
|---------------|---------------------------|------------------------|--------------------------|
| Rupture basse | 260 | 100 | 26.000 |
| Rupture haute | 350 | 100 | 35.000 |

2.5.3) Rupture par mouvement de masse

Les arbres ivres et les nombreuses zones humides des pentes végétalisées formant l'interfluve entre le Pousset et l'Arpont résultent de ruptures plus profonde dans les berges formées de produits de l'ancien glissement. Les volumes libérés par de tels événements pourraient être supérieurs à 4.000.000 de m³, en considérant une évolution régressive possible vers l'amont des mécanismes en cours.

2.6) Conclusion

Les volumes de formations superficielles disponibles dans les bassins versants sont considérables. Toutefois, les ruptures affectant ces versants sont occasionnelles, voire potentielles dans certains cas. Il est intéressant de noter que l'altération de certaines parois, par l'action du ruissellement et des cycles gel-dégel, est susceptible de fournir chaque année d'importantes quantités de matériaux meubles. Comme ces formations sont régulièrement régénérées, le matériau est toujours plus ou moins disponible dans la pente (le volume disponible dépend du taux de production détritique et des volumes de matériaux mobilisés en laves torrentielles).

Dans d'autres cas, nous avons vu que les matériaux libérés provenaient de la déstabilisation mécanique des berges. Dans ce cas, les formations anciennes ne sont pas régénérées, mais l'érosion régressive entraîne la mobilisation « régulière » des matériaux.

3) Méthodologie d'évaluation des aléas « laves torrentielles »

L'occurrence des laves torrentielles dépend de multiples facteurs en rapport avec le contexte général du bassin versant. Les conditions nécessaires de l'initiation sont, pour rappel, du matériau meuble d'une granularité particulière avec un volume mobilisable important, de l'eau disponible et une pente suffisante.

Nous allons indiquer comment « l'aptitude à l'initiation » des laves torrentielles peut être précisée de même que l'aléa « initiation de lave torrentielle ».

3.1) Identification des trois niveaux de paramètres

La formation d'une lave torrentielle peut être considérée comme le résultat de la conjonction de trois types de facteurs principaux qui sont (figure 5-10) :

- des facteurs de prédisposition permanents,
- des facteurs de prédisposition variables (en rapport avec des cycles saisonniers, ou pluriannuels, ou en rapport avec des tendances liées à une évolution progressive du bassin versant),
- des facteurs déclenchants.

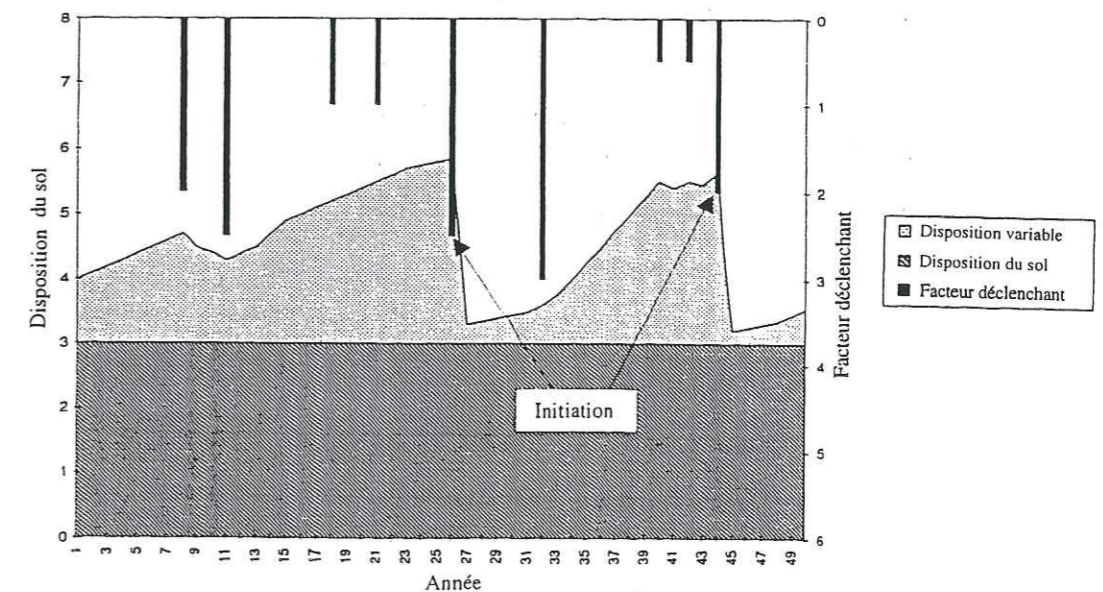


Figure 5-10 : initiation de laves torrentielles en fonction de l'évolution des susceptibilités du bassin versant (d'après Kienholz et Mani, 1996)

Les facteurs de prédisposition permanents présentent une certaine valeur, fixe dans le temps et variable en fonction des différents bassins versants, qui représente la disposition minimale du sol. Il se surimpose à celle-ci la disposition du sol liée aux facteurs de prédisposition variables, dont l'intensité évolue au cours du temps. L'impact d'un facteur déclenchant potentiel sera donc différent en fonction de la disposition du sol à l'instant t, et sera maximal lorsque la disposition du sol est élevée.

3.1.1) Les facteurs de prédisposition permanents

Ils concernent le risque minimal défini par des facteurs stables (ou à évolution très lente), et définissent la susceptibilité initiale du bassin versant torrentiel. Celle-ci est contrôlée par des paramètres topographiques (distribution des valeurs de pentes) et géologiques (nature des formations).

3.1.2) Les facteurs de prédisposition variables

Ils se surimposent aux facteurs précédents pour générer, par aggravation des conditions de base, une situation d'aléa fort.

Ainsi, la réalimentation des cônes d'éboulis ou nappes d'altérites par des processus actuels de fragmentation mécanique et désagrégation physico-chimique augmente la possibilité de production de laves torrentielles par accroissement du volume de matériaux mobilisables. L'augmentation des volumes disponibles, combinée au contexte hydrologique, conduit à un aléa fort. L'initiation d'une lave torrentielle à partir de ces zones d'accumulation entraîne une diminution du volume de matériaux disponibles, et le risque de production de laves torrentielles va donc décroître le temps que l'accumulation de débris soit régénérée.

Le rythme d'évolution est également contrôlé par les variations hydrologiques, liées aux changements climatiques de faible amplitude (jours ou semaines). De longues périodes de pluie ou une rapide fonte des neiges vont saturer les débris et augmenter leur susceptibilité à être mobilisés.

3.1.3) Les facteurs déclenchants

Ils constituent un paramètre instantané qui se produit au moment où facteurs de prédisposition permanents et variables se conjuguent en ajoutant leurs effets. Comme nous l'avons vu précédemment, les facteurs déclenchants sont essentiellement climatiques (pluies torrentielles ou orages, fonte des neiges, dégel des sols) ou hydrologiques (saturation des sols, augmentation des pressions interstitielles, rupture d'une poche glaciaire, d'un embâcle ou d'un barrage).

Les variations climatiques et les réactions hydrologiques des sols dirigent en partie l'évolution de la fréquence et des volumes des événements « laves torrentielles » qui vont se produire. Si les orages ou les pluies torrentielles se produisent à haute fréquence sur un même bassin versant, entraînant la formation quasi-annuelle de laves torrentielles, le risque de production de grosses laves torrentielles diminue progressivement en raison du fort taux de transport des matériaux disponibles par rapport au taux de réapprovisionnement. De même, si les zones d'initiation sont constituées de matériaux sableux, la rupture suite à des pluies violentes est beaucoup plus rapide que dans des éboulis fins.

3.1.4) Schéma de fonctionnement des bassins versants étudiés

En fonction des études que nous avons réalisées sur le terrain et au laboratoire, des évolutions morphologiques actuelles et de l'évolution du rythme de production des laves torrentielles, nous avons tenté de définir des schémas-types illustrant plus spécifiquement les situations des bassins versants étudiés. Nous avons considéré trois schémas de base :

- les facteurs de prédisposition variables présentent une variation saisonnière, mais leur intensité est relativement stable dans le temps (figure 5-11). Cette situation illustre le cas de torrents pour lesquels les profils en long sont relativement stabilisés, en rapport avec une activité érosive constante et relativement faible. Les variations saisonnières reflètent l'influence des précipitations sur l'initiation des laves torrentielles, avec un risque maximal en été (ou en automne, en fonction de la localisation géographique) ;

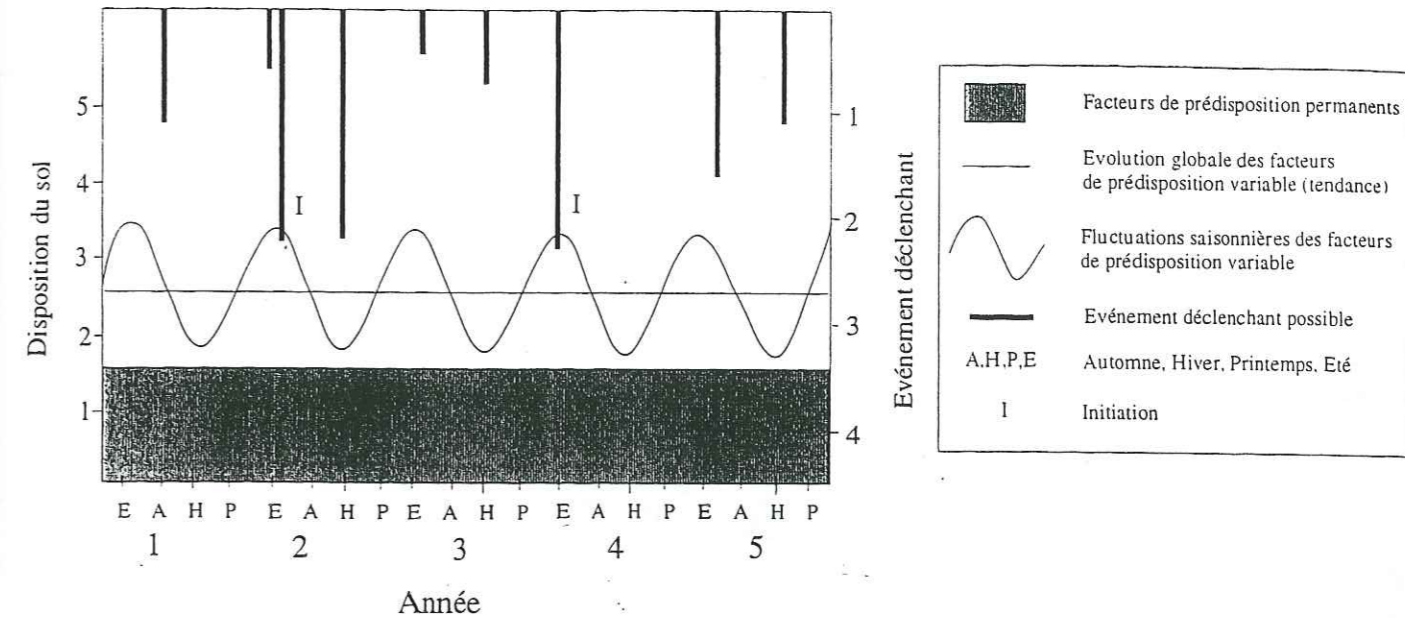


Figure 5-11 : situation stable dans le temps

- les facteurs de prédisposition variables s'aggravent avec l'augmentation de l'activité érosive, tout en présentant des variations saisonnières (figure 5-12). Les fluctuations saisonnières ne sont pas nécessairement « régulières » et d'intensité égale d'une année sur l'autre. Selon ce schéma, le risque d'initiation de laves torrentielles augmente, dans la mesure où les facteurs de prédisposition permanents et variables prennent des valeurs plus importantes. Des facteurs déclenchants de moindre intensité peuvent donc produire un événement « laves torrentielles » ; ce schéma illustre bien la situation observée sur le torrent du Pousset (Savoie), où on observe une accélération de l'érosion régressive des berges après déstabilisation par augmentation de l'incision verticale et reprise d'érosion ;

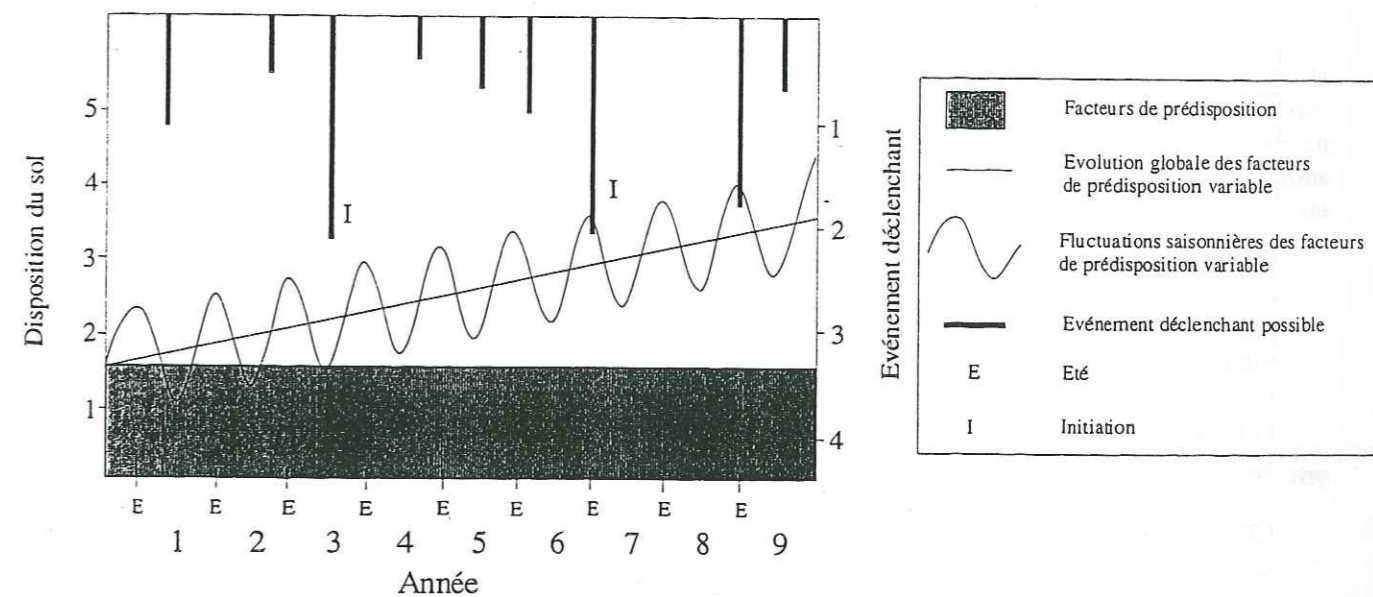


Figure 5-12 : activité érosive croissante suivant des fluctuations saisonnières

- les facteurs de prédisposition variables s'aggravent avec l'augmentation de l'activité érosive, mais cette évolution s'effectue selon des cycles de variations pluriannuelles (figure 5-13). La durée de ces

cycles de variations est variable en fonction des bassins versants considérés (de 10 à 50 ans). Les variations saisonnières ne sont pas occultées pour autant.

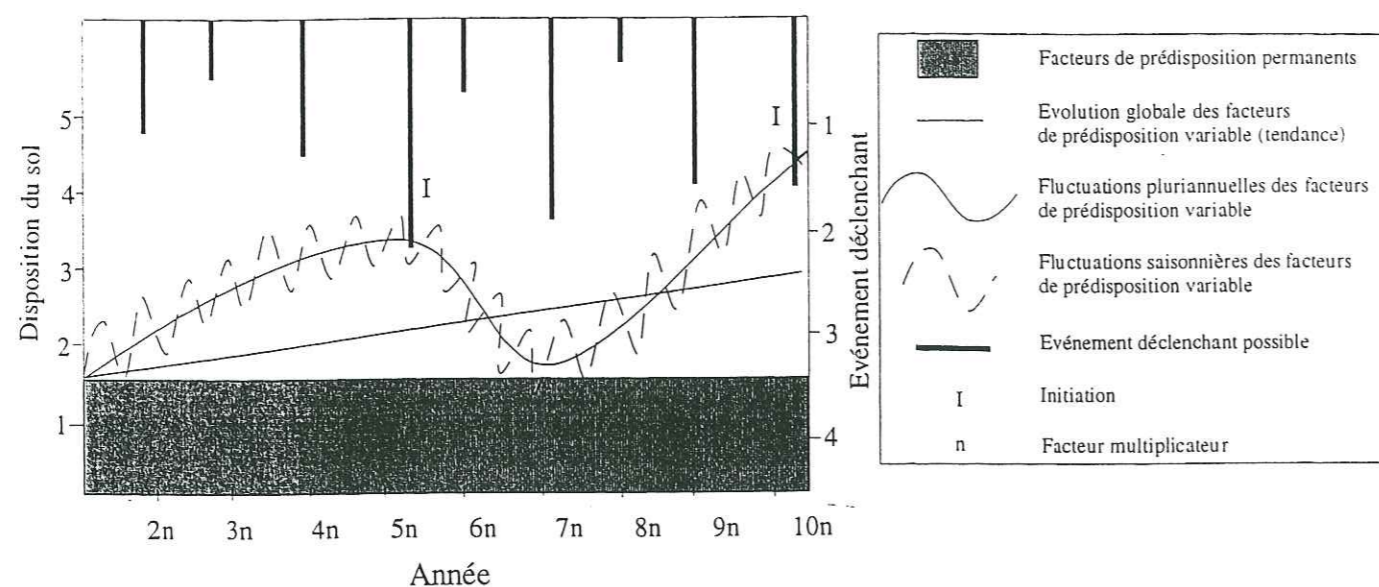


Figure 5-13 : activité érosive croissante selon des cycles pluriannuels

Ce schéma illustre la situation observée sur les torrents du Claret et du Rieu Sec (Savoie), pour lesquels des périodes avec de nombreuses laves torrentielles (intensités maximales des facteurs de prédisposition permanents et variables) alternent avec des périodes de très faible activité (temps considéré pour réapprovisionner suffisamment les nappes d'éboulis et d'altérites).

L'observation de ces deux derniers schémas montre combien il est difficile de prévoir l'occurrence dans le temps de laves torrentielles. Si les facteurs de prédisposition variables sont relativement aisés à identifier sur le terrain, il reste toujours les inconnues liées au facteur déclenchant (instant où il se produit, intensité, durée) et à l'évolution globale du bassin versant.

3.2) Méthodologie de la cartographie de l'aléa « initiation de laves torrentielles »

Les degrés de l'aléa liés aux facteurs de prédisposition variables et permanents sont identifiables et peuvent être cartographiés, afin de localiser les zones à forte potentialité d'initiation des laves torrentielles.

L'évaluation de l'aléa a été basée sur la détermination de cinq indices :

- deux indices liés aux facteurs de prédisposition permanents, qui prennent en compte la lithologie et les pentes du bassin versant ;
- trois indices spécifiques aux laves torrentielles, qui permettent d'évaluer les facteurs de prédisposition variable et concerne l'état de stabilité des pentes, le pourcentage de particules de taille inférieure à $50\mu\text{m}$ ainsi que les volumes de matériaux mobilisables pour le contexte spécifique aux laves torrentielles.

Les indices ont tous été numérotés de 1 à 5, de la situation la plus favorable à la plus défavorable, sans pondération.

Cette méthodologie générale d'évaluation de l'aléa « initiation de laves torrentielles » peut être développée pour tous les bassins versants de l'étude (figure 5-14) ; nous présenterons ici l'application concernant le sous-bassin versant hydrologique du Bragousse.

3.2.1) Indices liés aux facteurs de prédisposition permanents

3.2.1.1) Indice lié à la pente

L'étude de la distribution des valeurs de pente a été concrétisée par l'élaboration de carte des pentes, que nous avons basée sur 5 classes de valeurs (en $^\circ$) : <5 , $[5-10[$, $[10-15[$, $[15-40[$, ≥ 40 (classes définies au chapitre 2, p.53, paragraphe 3.2.3.2a). La valeur de pente minimale pour l'initiation de mouvements de masse ou de laves torrentielles est variable en fonction des propriétés géotechniques des matériaux à mobiliser, mais n'est généralement pas inférieure à 10° , même dans le cas de remobilisation de dépôts torrentiels.

Afin de simuler l'influence de la pente, nous avons défini l'indice de pente I_p comme suit :

- si la pente du versant est supérieure ou égale à 40° $I_p=5$,
- si la pente du versant est comprise entre 15 et 40° $I_p=4$,
- si la pente du versant est comprise entre 10 et 15° $I_p=3$,
- si la pente du versant est comprise entre 5 et 10° $I_p=2$,
- si la pente du versant est inférieure à 5° $I_p=1$.

3.2.1.2) Indice lié aux types de formations géologiques (nommé par la suite, par abréviation, indice lié à la lithologie)

Les cartes géologiques et des formations superficielles réalisées sur les bassins versants permettent de déterminer la répartition des différentes unités lithologiques. Les formations superficielles sont prises en compte en tant qu'unité lithologique lorsque leur épaisseur est suffisamment importante (épaisseur supérieure à 1 m).

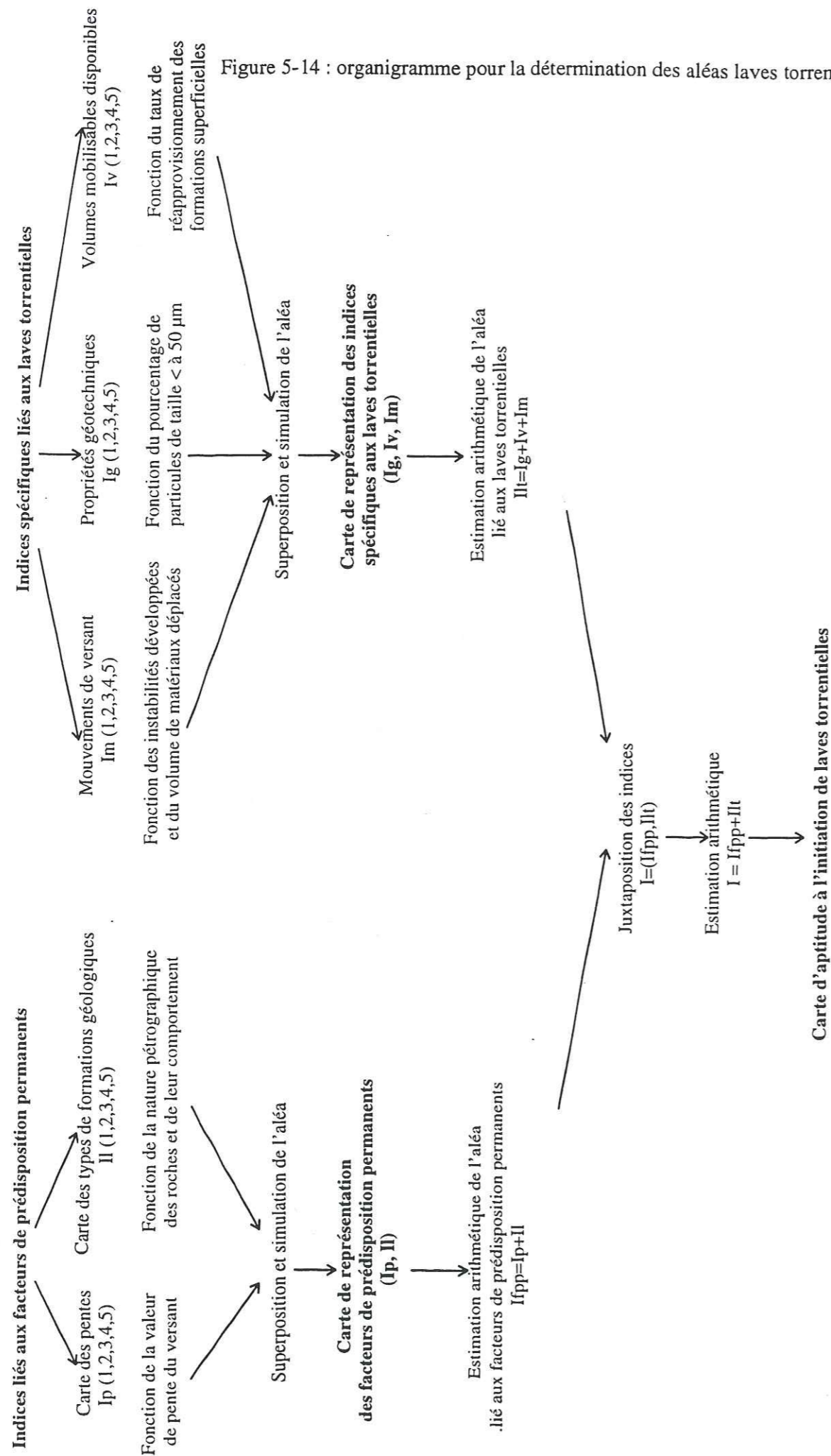
L'indexation de 1 à 5 des différentes unités lithologiques identifiées dépend de deux critères qui sont :

- la nature des roches (plans de stratigraphie, texture, compacité) et leur structure (degré de fragmentation, orientation des joints stratigraphiques par rapport à la pente du versant,...) ;
- les caractéristiques hydrogéologiques qui ont un rôle prédominant dans la détermination de la qualité d'une unité lithologique. Elles tiennent compte de la nature karstique, aquifère ou non aquifère des différentes formations. De plus, la nature granulométrique d'une unité de formations superficielles va influencer sur sa mobilisation en cas d'événements pluviométriques.

L'indexation de cet indice est propre à chaque bassin versant ou sous-bassin versant étudié dans la mesure où il dépend des types de formations géologiques identifiées, et de leurs caractéristiques respectives. A partir de l'observation de la carte géologique détaillée du sous-bassin versant, et en fonction des caractéristiques structurales des roches, de la nature et de l'épaisseur des formations superficielles, ainsi que des caractéristiques hydrogéologiques, nous avons abouti, dans le cas du Bragousse, à la classification suivante :

- Eboulis du pic $I_l=5$,
- Calcschistes, gypse $I_l=4$,
- Cargneules, marnes $I_l=3$,
- Anciens éboulis $I_l=2$,
- Lias, flysch $I_l=1$.

Cette classification, qui peut paraître objective, résulte de notre connaissance du terrain. Pour un autre bassin versant, une autre analyse devrait être conduite.



3.2.1.3) Carte des facteurs de prédisposition permanents

L'influence du contexte environnemental est traduite par le doublet (Ip,Ii) qui est défini par la juxtaposition des indices de pente et lithologique (figure 5-15).

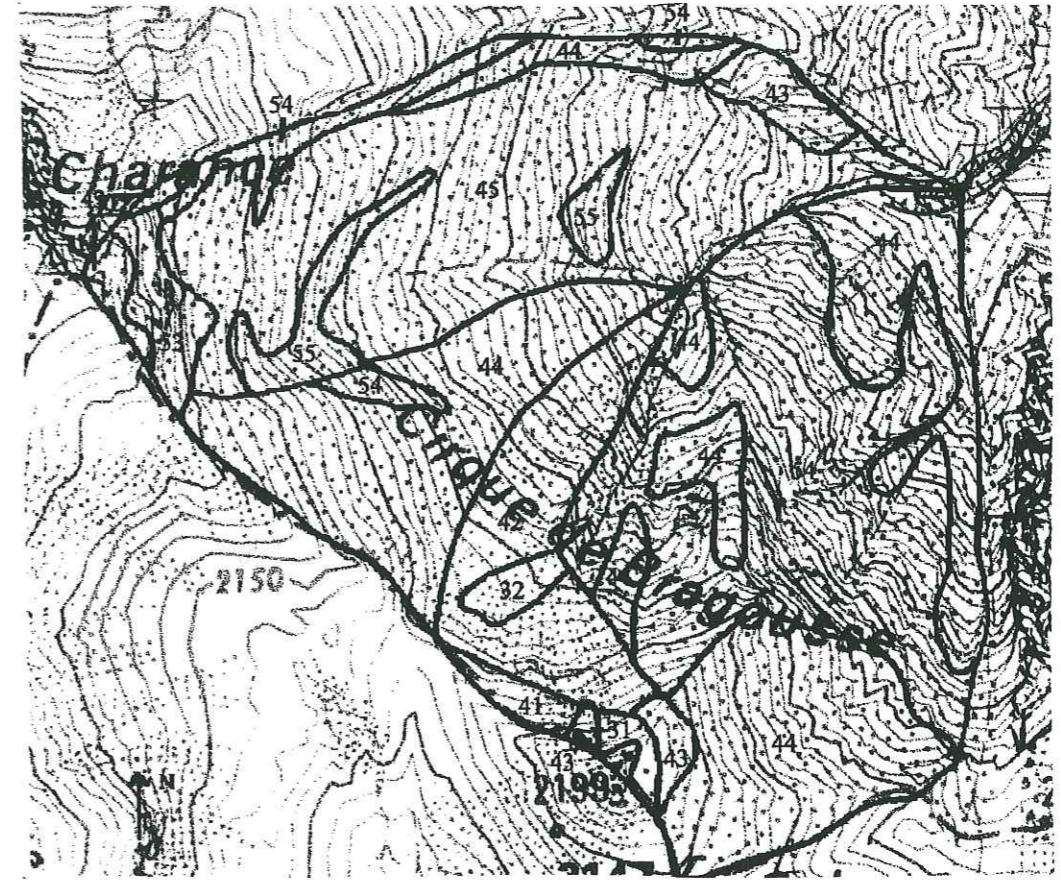


Figure 5-15 : carte de représentation des facteurs de prédisposition permanents (Ip,Ii=45 par exemple)

3.2.2) Indices spécifiques liés aux laves torrentielles

Les indices spécifiques aux laves torrentielles permettent de prendre en compte les facteurs particuliers qui contrôlent directement l'aléa « lave torrentielle » dans les bassins versants. Il s'agit des mouvements de versant, des propriétés géotechniques des matériaux mobilisables, ainsi que des volumes de matériaux mobilisables.

3.2.2.1) Indice lié aux mouvements de versant

Cet indice Im tient compte de la nature et de l'ampleur des instabilités développées ou potentielles ainsi que des masses déplacées. S'il est nécessaire de déterminer les zones potentiellement instables, il est également primordial de noter les versants déjà glissés. En effet, il est fréquent qu'un glissement soit la réactivation d'un glissement ancien provisoirement stabilisé ; les matériaux des versants glissés ou déstabilisés sont alors mécaniquement affaiblis puisque seule la résistance résiduelle est disponible.

L'indice lié aux mouvements de versant est gradué de 1 à 5, et augmente en rapport avec la gravité du mouvement. D'après l'observation de la carte géomorphologique du sous-bassin versant du Bragousse, nous avons associé à chaque indice les mécanismes de déstabilisation et d'érosion constatés :

- secteur à éboulements et glissements de terrain Im=5,
- secteur à solifluxions Im=4,

3.2.3) Simulation de l'aléa global - carte d'aptitude à l'initiation

Pour chaque carte de facteurs, concernant les facteurs de prédisposition permanents et les facteurs spécifiques aux laves torrentielles, nous avons adopté une approche arithmétique. Cette démarche consiste à faire la somme des chiffres constituant le doublet ou le triplet. En fonction des valeurs extrêmes que peut prendre chaque indice, les valeurs obtenues pour les facteurs de prédisposition permanents varient entre 2 et 10, et pour les facteurs spécifiques aux laves torrentielles entre 3 et 15.

L'aléa global sur le bassin versant correspond à la somme arithmétique combinant, pour chaque zone homogène, les valeurs du doublet et du triplet. Les valeurs extrêmes ainsi obtenues sont 5 et 25. Afin d'obtenir une représentation claire de la répartition des valeurs, quatre classes représentant l'aptitude à l'initiation ont été définies qui sont :

- de 5 à 10 aptitude faible ou négligeable,
- de 11 à 15 aptitude moyenne,
- de 16 à 20 aptitude élevée,
- de 21 à 25 aptitude très élevée.

La carte ainsi dessinée, qui représente la carte d'aptitude à l'initiation des laves torrentielles (figure 5-17) ne constitue en aucun cas une carte prévisionnelle temporelle. Ainsi, elle ne prend pas en compte les facteurs déclenchants qui contrôlent l'étape finale de la formation d'une lave torrentielle. Elle permet cependant de bien définir les zones actuelles potentielles d'initiation au vu des pentes, de la lithologie, de l'hydrogéologie, des mouvements de versants et des formations superficielles mobilisables (nature, volumes) du bassin versant.

Ainsi, la carte du sous-bassin versant du Bragousse fait apparaître l'existence de deux zones pour lesquelles la probabilité d'occurrence de laves torrentielles est maximale, qui sont définies par les pentes du versant Est du pic de Charance et par les cônes d'altérites qui sont développés au pied du massif gypseux.

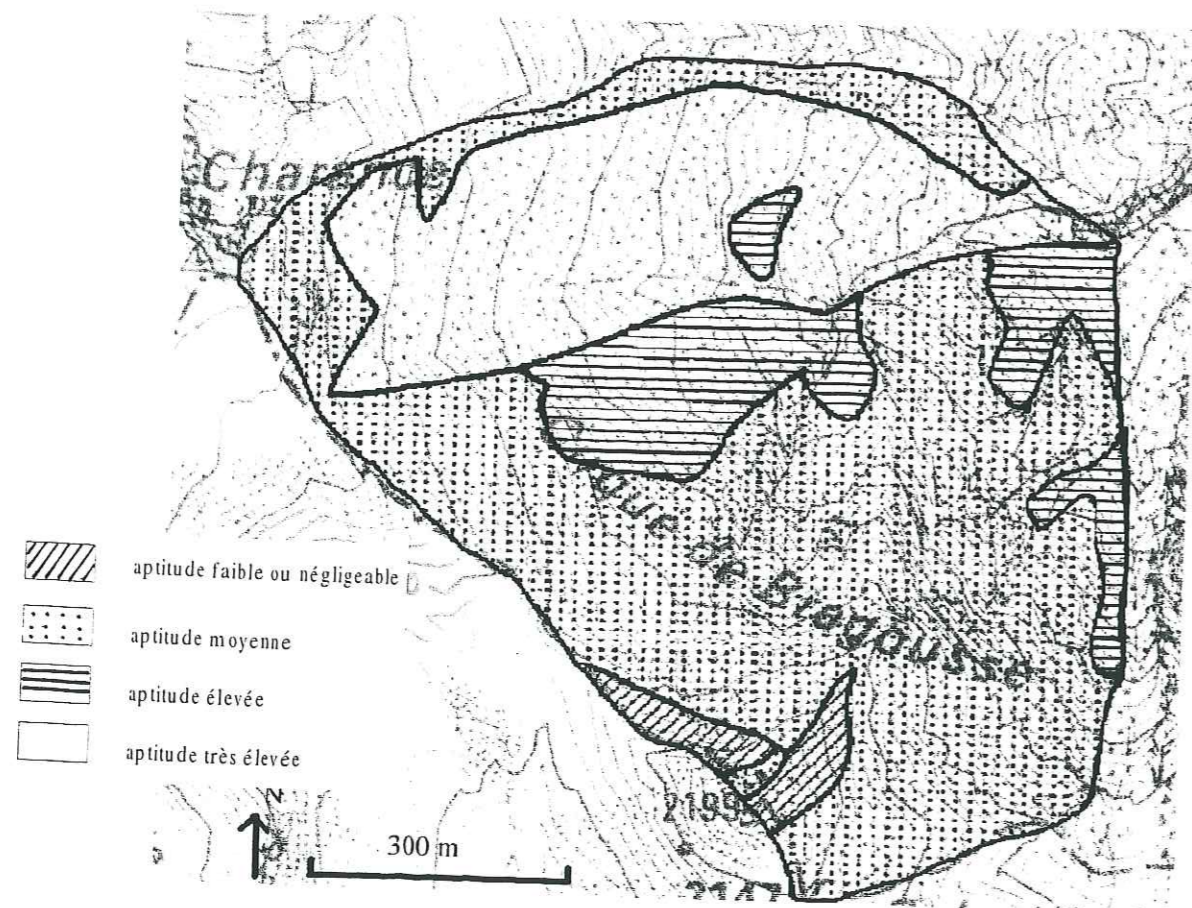


Figure 5-17 : carte d'aptitude à l'initiation des laves torrentielles

4) Analyse des scénarios d'intensité des laves torrentielles et moyens de prévention

L'étude des aléas dans les bassins versants a été complétée par l'élaboration de scénarios potentiels de mobilisation des matériaux, qui tiennent compte des volumes disponibles dans les bassins versants (cf paragraphe 2). Les moyens de prévention, par rapport à ces scénarios, ont été définis dans leurs principes.

4.1) Analyse des scénarios « laves torrentielles »

4.1.1) Définition des scénarios

Nous avons défini trois niveaux de scénarios, modeste, intermédiaire et catastrophique, en fonction des volumes mobilisés par un événement et des dégâts susceptibles d'être causés, qui sont propres à chaque bassin versant. En effet, les trois adjectifs modeste, intermédiaire et catastrophique permettent d'établir une gradation du risque : plus le volume transporté est important, plus le risque de débordement et les dégâts aux infrastructures peuvent être forts (tableau 5-17).

Tableau 5-17 : description des scénarios envisageables

| Scénario | Volumes moyens mis en jeu | Dégâts envisagés |
|----------------|---|---|
| modeste | volume inférieur à 10.000 m ³ | Peu de dégâts |
| intermédiaire | volume compris entre 10 et 50.000 m ³ | Obstruction dans la vallée |
| catastrophique | volume supérieur à 50.000 m ³ , pouvant atteindre 100.000 m ³ | Débordement et dégâts sur le cône de déjection et aux infrastructures |

Toutefois, les volumes mis en jeu pour chaque scénario sont propres à chaque bassin versant. Les scénarios envisageables tiennent compte des situations particulières de chaque bassin versant en fonction de trois critères principaux :

- le(s) mécanisme(s) d'initiation potentiel(s) ainsi que les volumes qu'ils sont susceptibles de générer. Cela concerne les risques de rupture profonde, de déstabilisation en masse et à une autre échelle les volumes de fines mobilisés par ruissellement sur un versant dénudé en cas d'orage ;
- la capacité de drainage en fonction du débit instantané. En effet, même si le volume de matériaux déstabilisés par un mouvement de masse ou des situations climatiques exceptionnelles est très important (de l'ordre du millier, voire du million de m³), le débit du torrent fixe un volume maximum de matériaux potentiellement mobilisables en laves torrentielles. Toutefois, comme il a été observé sur la Ravoire, plusieurs événements successifs, ou plusieurs bouffées d'une même lave torrentielle, finissent par transporter un volume conséquent de matériaux ;
- le volume de matériaux susceptibles d'arriver à l'aval, dont l'estimation est basée sur la longueur du chenal d'écoulement et l'importance des travaux de correction susceptibles de freiner la lave en cours de propagation.

Nous avons donc étudié au cas par cas quelques-uns des bassins versants torrentiels de l'étude.

4.1.2) la Ravoire de Pontamafrey

Le torrent de la Ravoire est très allongé, les zones d'initiation potentielles étudiées sont situées très à l'amont dans le bassin versant. De plus, de nombreux travaux d'aménagement de correction active et passive ont été installés le long du chenal d'écoulement. Nous n'avons aucune précision sur la part exacte des matériaux mobilisés qui atteignent le cône de déjection, et nous avons supposé dans cette situation que 15% des matériaux mobilisés étaient susceptibles d'atteindre le cône de déjection.

Compte-tenu du volume de la plage de dépôt (10.500 m³), il faudrait un volume de matériaux transportés au moins trois fois supérieur pour subir des dommages à l'aval (tableau 5-18).

Tableau 5-18 : volumes mis en jeu en fonction des scénarios

| Scénario | Volume mis en jeu (m ³) |
|----------------|-------------------------------------|
| Modeste | < 50.000 |
| Intermédiaire | entre 50.000 et 100.000 |
| Catastrophique | > 100.000 |

D'après les calculs de volumes présentés en 2.4, les volumes potentiellement mobilisables dans le bassin versant sont considérables, notamment dans le cas où un mouvement de masse se produirait (tableau 5-19). Toutefois, les matériaux libérés par remobilisation des produits du glissement ou par rupture profonde représentent un volume considérable qui n'est généralement pas totalement mobilisé, même en plusieurs événements « laves torrentielles ». Ainsi, dans le cas de la Ravoire, des études (Sogreah, 1973) citent que le volume des laves torrentielles qui se sont produites entre mai et septembre 1965 représentent près de 15% des matériaux glissés. En raison de l'occurrence de laves jusqu'en 1969, on peut supposer que le volume de matériaux glissés mobilisé est de l'ordre de 30%.

Tableau 5-19 : estimations des volumes mobilisables en fonction des différents mécanismes identifiés dans le bassin versant

| Mécanisme | Volumes (m ³) | Volume mobilisable en lave torrentielle ⁽¹⁾ |
|--|---------------------------|--|
| Erosion hydrique | 700 à 5400 | |
| Incision latérale de berges | 100 à 1000 | |
| Remobilisation des produits du glissement | 190.000 à 1.600.000 | 190.000 à 480.000 |
| Rupture profonde affectant le massif rocheux | 1.600.000 à 7.600.000 | 241.000 à 1.140.000 |

⁽¹⁾ le volume mobilisable en lave torrentielle est le volume total estimé, sauf dans le cas de volumes dépassant le million de m³, et on considère alors que 30% des matériaux glissés peuvent être mobilisés en laves torrentielles.

4.1.2.1) Scénario modeste

Il est basé sur l'hypothèse de l'initiation d'une lave torrentielle « hydrologique », c'est-à-dire en réponse immédiate à un événement climatique exceptionnel. Dans cette situation, le taux d'ablation instantané sur les pentes du bassin de réception soumises à l'érosion aréolaire peut être beaucoup plus important et entraîner la formation d'un écoulement chargé, dont la concentration volumique pourra augmenter avec l'incorporation de matériaux arrachés aux berges le long du chenal d'écoulement (ou de pans de berges déjà écroulés, stockés dans le chenal).

Le volume de la lave ainsi formée est estimé à moins de 10.000 m³, et ne présente pas de risque, notamment en raison de la présence de la plage de dépôt dans le chenal moyen.

Une lave de faible volume est également susceptible de se produire par mobilisation des matériaux libérés par rupture le long de la surface S2 du profil 1 (extension du glissement).

4.1.2.2) Scénario intermédiaire

En considérant que près de 15% des matériaux mobilisés en laves torrentielles atteignent le cône de déjection, ce scénario correspond à la mobilisation de plus de 100.000 m³, soit à l'aval plus de 50.000 m³ de matériaux. De telles laves torrentielles peuvent être générées par la remobilisation des produits du glissement selon les surfaces S1 et S2 du profil 2.

Cette mobilisation peut être instantanée, liée à la rupture de matériaux sursaturés et à teneur en eau suffisamment élevée pour développer dans la pente une lave torrentielle, ou indirecte, par reprise des matériaux déstabilisés par l'écoulement torrentiel dans le chenal.

4.1.2.3) Scénario catastrophique

Les événements de 1965, qui ont transporté près de 500.000 m³ de matériaux, correspondent à ce type de scénario.

Les facteurs de sécurité obtenus pour les surfaces de rupture profonde potentielles sont largement supérieurs à 1, et traduisent la stabilité actuelle du massif rocheux. Toutefois, au vu des volumes potentiellement libérés par de telles ruptures, les laves torrentielles initiées se situeraient dans le cadre d'un scénario catastrophique (volume supérieur à 4 ou 500.000 m³), soit au moins 100.000 m³ à l'aval.

Considérant les volumes libérés par remobilisation des produits du glissement le long des surfaces S3 et S4 du profil 2, les laves torrentielles initiées directement ou indirectement à partir de ces matériaux pourraient représenter des volumes considérables supérieurs à 50.000 m³, qui pourraient envahir le cône de déjection.

4.1.3) le Bragousse

Les risques de débordement du Boscodon sont fortement dommageables à l'aval dans la mesure où ce torrent se jette dans le lac de barrage de Serre-Ponçon, en franchissant la nationale reliant Briançon à Gap. D'un débit moyen important, ce torrent possède une capacité de charriage élevée.

La distance entre les zones d'initiation des laves torrentielles, situées principalement dans le sous-bassin versant du Bragousse, et les sites menacés du cône de déjection du Boscodon est très importante, de l'ordre de 9 km. Le long de ce parcours, le chenal est relativement large (en moyenne 30 mètres) et la pente d'écoulement assez régulière, de l'ordre de 11-12°.

Dans ces conditions et compte-tenu du nombre important de barrages construits dans les chenaux du Bragousse et du Boscodon, nous avons envisagé que 10% des matériaux mobilisés en laves torrentielles peuvent arriver à l'aval. Les événements pouvant créer des dommages sur le cône de déjection concernent des volumes de matériaux transportés considérables (tableau 5-20).

Tableau 5-20 : volumes mis en jeu en fonction des scénarios

| Scénario | Volume mis en jeu (m ³) |
|----------------|-------------------------------------|
| Modeste | < 50.000 |
| Intermédiaire | entre 50.000 et 100.000 |
| Catastrophique | > 100.000 |

Afin de construire les scénarios, nous rappelons dans le tableau 5-21 les volumes de matériaux mobilisables en laves torrentielles dans le sous-bassin versant du Bragousse. De la même manière que pour la Ravoire de Pontamafrey, nous avons considéré dans le cas de volumes disponibles considérables que 30% des matériaux pouvaient être mobilisés en laves torrentielles.

Tableau 5-21 : estimations des volumes libérés en fonction des différents mécanismes identifiés dans le bassin versant

| Mécanisme | Volumes (m ³) | Volume mobilisable en lave torrentielle (m ³) |
|--------------------------------------|---------------------------|---|
| Remobilisation de dépôts torrentiels | jusqu'à 50.000 | |
| Rupture plane indéfinie | 30.000 à 300.000 | |
| Glissement plan | 1.150.000 à 4.530.000 | 345.000 à 1.000.000 |
| Rupture profonde | 3.000.000 à 13.000.000 | > 1.000.000 |

⁽¹⁾ le volume mobilisable en lave torrentielle est le volume total estimé, sauf dans le cas de volumes dépassant le million de m³, et on considère alors que 30% des matériaux glissés peuvent être mobilisés en laves torrentielles.

4.1.3.1) Scénario modeste

Il correspond à l'occurrence d'une crue liquide remaniant partiellement ou totalement les berges de dépôts torrentiels formées dans le chenal. Le volume de la lave ainsi formée, même s'il atteint 50.000 m³, soit environ 5000 m³ sur le cône de déjection n'est pas dommageable.

En cas de crue conjuguée des deux ravines du cirque de réception du Bragousse, la compétence de l'écoulement sera plus importante, d'autant que des gros blocs auront pu être mobilisés par l'écoulement dans la ravine Est de l'éperon gypseux. Toutefois, au vu des sections de ponts, la présence de gros blocs (de taille moyenne 1-2 m³) ne doit pas empêcher la lave de se propager, et ceux-ci seront déposés au niveau des barrages, ou dans des zones élargies et à pente plus faible (8-9°) du chenal d'écoulement.

4.1.3.2) Scénario intermédiaire

Il concerne la mobilisation de volumes non négligeables de produits d'écroulement accumulés sur les pentes du versant Est du pic de Charance. Selon les mécanismes de rupture envisagés (plane indéfinie ou glissement plan dans les éboulis), les volumes mobilisables sont de 300.000 à près d'un million de m³.

En considérant que les matériaux mobilisés dans la pente sont partiellement déposés au débouché des gorges du gypse en berges torrentielles (environ 50.000 m³), et que 10% de la lave rejoint le cône de déjection du torrent, nous aboutissons à un événement de volume compris entre 25.000 et 90.000 m³. Dans ce dernier cas, des débordements en partie aval du cône de déjection sont à craindre.

4.1.3.3) Scénario catastrophique

Il correspond à la déstabilisation profonde du versant, qui affecte le massif rocheux. Les volumes mobilisés sont considérables, quelles que soient la surface et les profondeurs de rupture envisagées (pas moins de 3.000.000 de m³). Même en considérant une remobilisation de 30% des matériaux libérés, cela représente au minimum un million de m³, soit pas moins de 100.000 m³ de matériaux dans la vallée.

4.1.4) le Verdarel

Les descriptions morphologiques (cf chapitre 4) nous ont permis d'identifier un fort niveau de risque concernant les laves torrentielles dans ce bassin versant, en raison de l'importance des formations superficielles et des nombreux indices d'instabilité.

Le torrent du Verdarel a une longueur de 3.6 km, et sachant que les laves torrentielles peuvent être initiées dans le chenal moyen et supérieur, les distances à parcourir sont relativement faibles.

Toutefois, une plage de dépôts et une succession de barrages ont été réalisés à l'apex du cône de déjection, qui ont été complétés par l'endiguement du chenal dans sa traversée du village de Saint Chaffrey.

Le volume de matériaux transportés lors de la lave de 1981, dont les dégâts aux infrastructures ont été importants, est estimé entre 40 et 50.000 m³; cet événement nous a servi de référence pour définir les scénarios (tableau 5-22). Toutefois, les travaux de correction réalisés depuis cette date permettent d'augmenter le volume d'une lave torrentielle catastrophique.

Tableau 5-22 : volumes mis en jeu en fonction des scénarios

| Scénario | Volume mis en jeu (m ³) |
|----------------|-------------------------------------|
| Modeste | < 10.000 |
| Intermédiaire | entre 10.000 et 50.000 |
| Catastrophique | > 50.000 |

Des laves torrentielles peuvent également être initiées dans le Malatra et le Petit Verdarel. Si l'état actuel du chenal du Petit Verdarel traduit l'absence de laves torrentielles (chenal non incisé, lit très étroit, végétation dans le chenal), les dépôts résiduels en bordure du chenal et les archives du torrent rappellent l'activité passée de cet affluent, qu'il ne faut donc pas négliger, d'autant que sa confluence avec le Grand Verdarel se situe à l'aval des plages de dépôts et barrages.

De même, la confluence entre le Malatra et le Grand Verdarel se trouve actuellement fortement végétalisée et ne témoigne pas du passage récent de laves torrentielles. La configuration de la confluence entre ces deux affluents est moins défavorable que celle du Petit Verdarel dans la mesure où elle se produit à l'amont de tous les systèmes de correction torrentielle mis en place.

Nous avons tout de même tenu à intégrer les volumes disponibles dans ces deux sous-bassins versants à ceux du Grand Verdarel (tableau 5-23).

Tableau 5-23 : estimations des volumes libérés en fonction des différents mécanismes identifiés dans le bassin versant

| Mécanisme | Volumes (m ³) |
|------------------------------|---------------------------|
| Incision latérale de berge | 200 à 30.000 |
| Incision verticale du chenal | 10.000 à 30.000 |
| Erosion hydrique | 10 à 50 |
| Mouvements de versant | 120.000 à 2.500.000 |

4.1.4.1) Scénario modeste

Il considère l'occurrence d'une crue liquide, liée à une pluie violente qui permet d'arracher les matériaux dans les dépôts morainiques du bassin de réception. En se propageant, elle serait à même d'emporter des matériaux accumulés dans le torrent ou arrachés aux berges par affouillement latéral (volume de l'ordre de 200 à 1000 m³).

Si les volumes individuels libérés sont faibles, les arrachements concomitants sont susceptibles de fournir un volume de fines suffisant pour former une lave torrentielle.

Une lave torrentielle de faible volume pourrait également se développer lors d'une crue suffisante pour provoquer l'incision verticale des chenaux du Malatra et/ou du Petit Verdarel.

4.1.4.2) Scénario intermédiaire

Il correspond à la reproduction d'un événement du type de celui qui s'est produit en 1981, mobilisant de l'ordre de 40 à 50 000 m³ de matériaux, arrachés conjointement dans le bassin versant supérieur par érosion hydrique et dans les berges le long du chenal d'écoulement. La situation a évolué depuis 1981, dans la mesure où l'incision verticale est désormais réduite dans le chenal moyen.

Si des pans de berges tombés n'ont pas été curés, ou si l'affouillement latéral important lors de crues fortes entraîne la rupture régressive des berges, le volume disponible peut atteindre 2-2500 m³ en un site considéré. Si de telles accumulations jalonnent le chenal d'écoulement, le volume de lave ainsi formé peut dépasser 30.000 m³.

Dans le Petit Verdarel, entre 1720 et 1940 mètres d'altitude, les volumes de moraines mobilisables par incision verticale et latérale dans les dépôts morainiques sont estimés à 30.000 m³. Une évolution très rapide liée à des conditions exceptionnelles, comme ce fut le cas pour le Grand Verdarel en 1981 (qui a occasionné une incision verticale d'une dizaine de mètres), serait susceptible de transporter le volume global de matériau en un seul événement lave torrentielle.

4.1.4.3) Scénario catastrophique

Par suite de conditions climatiques exceptionnelles, qui auraient conduit à d'importantes modifications hydrologiques, nous pouvons envisager l'accélération des mouvements de versant identifiés (coulée du Petit Verdarel, glissements Serina,...). La déstabilisation de ces matériaux, par l'important volume qu'elle est susceptible de libérer, serait à l'origine de laves torrentielles catastrophiques, de volumes très variables en fonction de la zone affectée, mais qui pourraient atteindre 100 à 200.000 m³, soit un volume réduit de moitié sur le cône de déjection.

4.1.5) le Rieu Sec

En raison de la morphologie particulière du bassin versant (chenal court, pentes amont très fortes et absence de correction torrentielle), des volumes de laves torrentielles relativement faibles sont susceptibles d'avoir des conséquences importantes (tableau 5-24). Pour des besoins liés à la réalisation de l'autoroute A43, le chenal a été approfondi à l'aplomb de la RN6 et à l'aval, ce qui explique que la lave torrentielle de 1997, de volume plus élevé que celle de 1987, n'ait pas engravé la RN6. Toutefois, les enjeux sont actuellement très importants en raison de la présence de l'autoroute.

Tableau 5-24 : relation entre volumes des laves et conséquences à l'aval

| Événements recensés | Volume estimé (m ³) | Dégâts constatés |
|---------------------|---------------------------------|---|
| mai 1990 | 4-5000 | engravement sur 1 m du chenal en aval du pont de la RN6 |
| août 1987 | 10.000 | débordement sur le cône et engravement de la RN6 |
| juillet 1997 | 16.500 | engravement du chantier de franchissement du Rieu Sec par l'autoroute |

Nous avons donc défini les volumes limites des scénarios en tenant compte des travaux réalisés et des enjeux menacés (tableau 5-25).

Tableau 5-25 : volumes mis en jeu en fonction des scénarios

| Scénario | Volume mis en jeu (m ³) |
|----------------|-------------------------------------|
| Modeste | < 5.000 |
| Intermédiaire | entre 5.000 et 15.000 |
| Catastrophique | > 15.000 |

Nous rappelons dans le tableau 5-26 les estimations de volumes mobilisables dans le bassin versant.

Tableau 5-26 : volumes mobilisables dans le bassin versant

| Mécanisme | m ³ | m ³ /10 ans |
|-----------------------|--------------------------------|------------------------|
| Erosion hydrique | 325 à 704 (m ³ /an) | 3250-7040 |
| Glissement de terrain | 4400 | - |
| Embâcle | 750-1100 | - |
| Eboulis | 3.4-34 (m ³ /an) | 34-340 |

4.1.5.1) Scénario modeste

- Formation d'une lave torrentielle par incorporation des éboulis accumulés au pied des falaises rocheuses et des particules fines provenant de l'altération des Terres Noires ;
- Déstabilisation en pied de masses d'éboulis dans le bassin supérieur (volume 3-4000 m³) et mobilisation en lave torrentielle ;
- Rupture d'un embâcle dans le chenal, liée à la génération de surpressions interstitielles. Dans le cas de rupture non provoquée par un fluide déjà formé, l'entraînement de matériaux est moins important dans la mesure où le volume intrinsèque de l'embâcle est relativement faible, et les pentes d'écoulement à l'aval également, ce qui limite l'énergie de l'écoulement.

4.1.5.2) Scénario intermédiaire

Même s'il est peu actif, le glissement de terrain situé en berge rive gauche est régulièrement affecté par le passage des laves torrentielles. Celles-ci érodent les matériaux, verticalisent la pente, et créent un déséquilibre du versant instable. Des facteurs hydrologiques vont accroître l'instabilité de ce glissement et permettre la rupture.

Les matériaux libérés peuvent être mobilisés directement en laves torrentielles, ou s'accumuler dans le chenal, formant un embâcle peu résistant et de volume important (environ 5000 m³).

En considérant que des matériaux du chenal sont affectés, la lave initiée dans les deux cas a un volume supérieur à 5000 m³.

4.1.5.3) Scénario catastrophique

Il pourrait se produire par conjugaison d'une crue provoquant un débit de pointe du Rieu Sec ; l'énergie de l'écoulement est alors substantielle et l'incision du chenal marquée (volume supérieur à 10.000 m³). La lave formée a un pouvoir d'incision sur les berges instables (de l'ordre de 1-2000 m³ de matériaux libérés) et éventuellement la force de rompre un embâcle (volume de l'ordre de 1000 m³).

Le fonctionnement des différentes sources de matériaux contribue à mobiliser une lave de volume supérieur à 15.000 m³.

4.1.6) le Pousset

Au regard de la morphologie du torrent et des événements recensés par le passé, nous pouvons estimer que les laves ayant un volume moyen de 10.000 m³ ne causent pas de dégâts et s'épandent sur le cône de déjection. L'obstruction de l'Arc s'observe dans les cas où le volume de la lave est de l'ordre de 20 à 50.000 m³ (tableau 5-27). Les événements de type catastrophique, d'un volume moyen de 80-100.000 m³, sont exceptionnels et ont un temps de retour estimé supérieur à 100 ans. Aucune correction torrentielle n'étant réalisée dans le chenal, qui est relativement court et pentu, le volume de lave qui atteint le cône de déjection correspond globalement au volume transporté.

Tableau 5-27 : volumes mis en jeu en fonction des scénarios

| Scénario | Volume mis en jeu (m ³) |
|----------------|-------------------------------------|
| Modeste | < 10.000 |
| Intermédiaire | entre 10.000 et 50.000 |
| Catastrophique | > 50.000 |

Nous avons déterminé en 2.6 que les volumes mobilisables par rupture de berges chaque année sont de l'ordre de 30 à 40.000 m³.

4.1.6.1) Scénario modeste

- Erosion linéaire intense (incision verticale et affouillement latéral) liée à des crues liquides fortes qui augmentent le débit.
- Chute de pans de berges ; nous avons, à trois occasions, été témoins de la chute de panneaux de berges par beau temps. De volumes certes négligeables (de l'ordre de 5 m³), ces événements ont entraîné immédiatement la formation d'un écoulement chargé qui s'est propagé à l'aval. Il est donc réaliste de considérer des laves torrentielles initiées par la chute de quelques panneaux de berges, combinée à des petites coulées développées dans le matériau déstructuré des berges.

4.1.6.2) Scénario intermédiaire

Les berges instables sont constituées de matériau relativement fin. La fonte des neiges et le dégel des sols modifient les caractéristiques du matériau qui est progressivement déstructuré, saturé. Une rupture peut alors se développer selon des mécanismes plus ou moins profonds. Si le matériau est suffisamment saturé, la formation de la lave torrentielle est directe ; sinon, le matériau déstabilisé peut être remobilisé en masse par l'écoulement torrentiel. Les volumes de matériaux libérés dans le cas de ruptures peu profondes sont de l'ordre de 30.000 m³.

4.1.6.3) Scénario catastrophique

Suite à des conditions climatiques exceptionnelles, le déclenchement des mouvements de grande ampleur décrits précédemment peut libérer subitement un volume considérable de matériaux, qui seront alors déblayés par des bouffées successives de laves torrentielles. En considérant, comme pour la Ravoire et le Bragousse, que 30% des matériaux sont transportés par la lave, cela donne un volume total de laves torrentielles considérable, supérieur à 500.000 m³.

4.1.7) Conclusion

Cette étude met bien en évidence l'importance de la connaissance du contexte géologique, morphologique et climatique, ainsi que des travaux de correction existants pour estimer les risques liés à l'initiation dans les bassins de réception de laves torrentielles.

Les laves torrentielles correspondant à un scénario modeste sont le plus souvent des laves à genèse « hydrologique », reliées à des averses orageuses.

Les scénarios intermédiaires de laves torrentielles sont liés à des ruptures affectant des versants instables, ou des berges. Ils peuvent également résulter du fonctionnement de plusieurs zones d'initiation potentielles contributrices chacune pour de faibles volumes.

Les scénarios catastrophiques, beaucoup plus rares, correspondent à la remobilisation de matériaux libérés par rupture profonde et déstabilisation générale de versant et se produisent à la suite de conditions climatiques exceptionnelles (importante recharge des nappes, fonte des neiges brutale,...) qui fragilisent les versants.

4.2) Moyens de prévention

Dans des vallées fortement urbanisées et présentant d'importantes voies de communication, les risques éventuels liés à des scénarios catastrophiques sont inacceptables. Même s'ils sont rares de par leur période de retour très grande, il est important de prendre en considération de tels risques et de mettre au point des méthodes susceptibles de limiter les effets dévastateurs de telles laves torrentielles, en agissant dès l'amont du bassin versant, à la source même du phénomène.

4.2.1) Présentation des méthodes d'atténuation

4.2.1.1) Diminution du volume des laves en propagation

Cette méthode passe par la réalisation de plages de retenue des matériaux, qui vont totalement stopper la lave en propagation, ou largement diminuer son volume. Certains barrages, de construction particulière, (photo I-2-2, annexe I) permettent également de séparer les phases de la lave, mais leur efficacité se limite aux laves torrentielles à matrice granulaire. En effet, dans le cas de laves torrentielles à matrice cohésive, la liaison entre les particules de toute taille formant le corps de lave est telle que la lave semble s'écouler comme un corps relativement rigide qui ne sera pas ou peu affecté par ce barrage.

Sans diminuer le volume des laves, un moyen de limiter leurs dégâts à l'aval est de faciliter leur écoulement sous les ponts, qui sont fréquemment à l'origine des débordements. Pour ce faire, il est nécessaire d'augmenter la section d'écoulement par curage régulier des dépôts qui s'accumulent ou de surcreuser le lit en fonction de l'ampleur des volumes de matériaux régulièrement transportés.

4.2.1.2) Diminution du volume de matériaux disponibles

Cette démarche vise à limiter l'érosion et la production de fines et particules susceptibles d'être emportées par l'écoulement, et peut être abordée de diverses manières. Elle vise notamment à protéger les berges contre l'affouillement et l'incision.

La réalisation de barrages dans les chenaux d'écoulement y participe dans la mesure où la régularisation des profils qui en découle et les plages d'atterrissement constituent de bonnes protections contre l'érosion des berges et des versants instables.

Une autre solution consiste en la construction de séries de gabions, banquettes et seuils pour retenir chutes de pierres et éboulis dans les ravines secondaires.

Depuis le début des activités du Service de Restauration des Terrains en Montagne, le drainage a été largement développé dans les versants en glissement généralisé, par réalisation de drains ouverts ou de perrés couverts. Au vu de l'évolution hydrologique de ces versants (évolution des zones humides, des mares), l'effet de ces systèmes a été globalement positif tant qu'ils ont été entretenus.

De même, la forestation a été longtemps largement développée dans la mesure où elle limite l'érosion aréolaire et le ruissellement. De plus, en interceptant une partie des eaux de pluie, elle diminue le débit de pointe du torrent en cas d'événements pluvieux très intenses. Toutefois, la végétalisation de certaines zones est à considérer avec précaution dans la mesure où celles-ci, d'assez faible volume, sont déjà mécaniquement instables. Dans ces conditions, l'implantation de végétation ne peut être qu'un facteur défavorable, en raison de la surcharge pondérale qu'elle entraîne.

4.2.2) Moyens d'atténuation des effets des laves torrentielles

4.2.2.1) Bilan de l'effet de la correction torrentielle

La plupart des bassins versants de l'étude bénéficient de correction torrentielle, qu'elle soit active ou passive. Dans bien des cas, l'efficacité de ces ouvrages a été mise en évidence.

Ainsi, après les événements exceptionnels qui se sont produits de 1965 à 1969 sur la Ravoire de Pontamafrey, de nombreux travaux d'aménagements ont été réalisés tout au long du chenal, notamment une plage de dépôts, située à 1330 mètres d'altitude, qui ont permis une diminution substantielle du risque de débordement d'une lave torrentielle dans le village de Pontamafrey.

Plus récemment, nous avons pu observer l'efficacité des plages de dépôt lors de la lave du 18/07/1997 dans le torrent du Claret. Malgré sa capacité de retenue (volume de 22.300 m³), celle-ci s'est retrouvée comblée, si bien que des dépôts, de volume certes négligeables, ont été observés jusqu'à la confluence avec l'Arc.

Malgré l'efficacité maintes fois prouvée de ces ouvrages, ce dernier exemple illustre bien les limites de ces méthodes de correction, particulièrement dans le cas de scénarios intermédiaires et catastrophiques, ou en cas de « mauvais fonctionnement » des ouvrages (comblement d'une plage de dépôt avec obstruction de pertuis, débordement latéral et rupture d'un barrage).

4.2.2.2) Solutions proposées

Les moyens proposés pour limiter les risques dans les bassins de réception restent somme toute assez classiques, et reprennent des méthodes bien connues et utilisées depuis fort longtemps dans le domaine de la stabilisation des versants (tableau 5-28).

A l'heure actuelle, la majorité des sites propices à l'installation de barrages ont été utilisés. Pourtant, en raison de l'importance de la couverture superficielle, certains bassins versants, comme le Rieu Sec et le Pousset (Savoie) sont encore dépourvus de toute correction torrentielle et notamment de barrages. Dans ces deux bassins versants, les barrages qui avaient été implantés au début du siècle ont été partiellement détruits et rendus inopérants en raison de l'affouillement latéral et vertical, et de l'absence de substratum pour maintenir la structure.

Le drainage semble être, à différentes échelles, la clé de la stabilisation de ces pentes, et répond bien notamment à la diminution du risque lié à la rupture de versants par génération de surpressions interstitielles, et donc devrait limiter le risque de voir se produire des scénarios catastrophiques. Toutefois, il pose le problème du comportement des drains dans des versants à évolution lente et irrégulière telle que la solifluxion. Dans ces situations, il semble qu'un système de collecteurs d'eau de pluie et de déviation de l'écoulement à l'aval des zones instables soit plus approprié. De plus, le retour de ce débit d'eau supplémentaire pourrait avoir comme effet bénéfique de diluer une lave éventuelle qui se propagerait vers le cône de déjection.

Pour les pentes dénudées et soumises à l'érosion hydrique, l'engazonnement artificiel pourrait constituer une solution pour diminuer le risque de ravinement et de transport de fines, et donc de formation de courants de densité dans les bassins de réception.

4.2.2.3) Problèmes liés aux corrections à la source

Les méthodes citées précédemment, en s'attaquant au problème à la source, nécessitent à la base des travaux parfois peu coûteux, mais pour la réalisation desquels les conditions d'accès et de transport du matériel sont délicates. En raison de ces contextes, il reste parfois difficile d'envisager un plan de correction pour certains bassins versants (tableau 5-28).

Par exemple, pour le torrent du Claret (Savoie), la forestation et le drainage semblent irréalisables. La quasi-continuité du tablier d'éboulis sous les falaises rocheuses dans le bassin de réception est un site très délicat à traiter, pour lequel nous n'avons actuellement pas de solution. De même, l'assainissement des pentes d'éboulis de quartzites dans le bassin de réception du Sainte Elisabeth (Hautes-Alpes) est un problème délicat. En effet, le drainage ne semble pas la solution appropriée dans la mesure où ces pentes sableuses réagissent directement aux pluies par la formation d'un

écoulement à travers les éboulis. De même, la « grossièreté » du matériau compromet les résultats d'un engazonnement artificiel.

Tableau 5-28 : étude cas par cas des méthodes potentielles d'atténuation des causes des laves torrentielles

| Torrent | Zones à « guérir » | Moyens à mettre en oeuvre |
|------------------|---|--|
| Ravoire | Produits du glissement | Drainage des pentes aval pour limiter les risques de rupture superficielle. Engazonnement des pentes soumises à l'érosion aréolaire. |
| Claret | Tablier d'altérites de la Combe Mouillée Pentes d'éboulis du bassin de réception du Claret | Les pentes très fortes et difficiles d'accès limitent les moyens d'action. Drainage? |
| Rieu Sec | Chenal | Limitation de l'incision verticale et latérale pour stabiliser le profil en long. Curage du chenal pour minage des gros blocs pour éviter le risque de formation d'embâcles. Création d'une petite plage de dépôt. |
| Pousset | Chenal | Protection des berges contre l'érosion et fixer le profil en long. Drainage des pentes végétalisées humides et canalisation des flots d'écoulement. Drainage du corps de glissement situé entre 1650 et 2050 mètres. |
| Verdarel | Chenal supérieur et bassin de réception | Réseau de drainage généralisé des versants instables. Coupe des arbres sur des zones instables et curage de la végétation morte |
| Sainte Elisabeth | Pentes d'éboulis et masse de gypse | Les pentes très instables et difficiles d'accès du bassin de réception limitent les moyens d'action. |
| Bragousse | Pentes d'éboulis sous pic de Charance | Curage des dépôts torrentiels accumulés au débouché des gorges du gypse. Drainage profond pour limiter les risques d'écroulement majeur. |
| Tuebi | Versant rive gauche en glissement-solifluxion | Curage du chenal 2-300 mètres à l'amont du pont de Peone. Drainage des zones en solifluxion et drain collecteur des eaux de pluie à l'amont du versant. Protection des berges contre l'érosion. |
| Real | Rive gauche et rive droite du chenal | Reconstruction et généralisation des gabions dans les ravines. Drainage des versants glissés rive droite et rive gauche. |
| Salso Moreno | Zone en glissement-solifluxion du ravin de la Tour. Chenal inférieur et éboulement de migmatites | Evacuation du hameau. Drainage de la zone solifluée. Protection contre l'érosion du pied de l'éboulement de migmatites. |
| Maiola | Ravine latérale rive gauche | Banquettes dans les zones resserrées à affleurement de substratum. Drainage des éboulis glissés. |

5) Conclusion

La détermination de l'aléa « initiation de laves torrentielles » est difficile à mener dans la mesure où le facteur déclenchant reste un élément primordial de l'initiation qu'il est difficile d'identifier et de prédire dans le temps. Nous avons cependant tenté de mener cette étude de l'aléa et des risques de différentes manières :

- Afin de maîtriser le paramètre matériau meuble, qui est essentiel dans l'initiation des laves torrentielles, nous avons estimé des volumes de matériaux disponibles dans les bassins versants (volumes fixés par l'héritage géomorphologique ou par production actuelle d'éboulis). De plus, en nous aidant des études de terrain, nous avons repris les différents mécanismes d'initiation possibles afin de connaître les volumes de matériaux qu'ils sont susceptibles de fournir.

- En identifiant les différents niveaux de facteurs qui influent sur l'initiation des laves torrentielles, nous avons défini des schémas-type d'évolution de certains bassins versants torrentiels. Ces schémas montrent à quel point il est difficile de prévoir l'évolution dans le temps de la production de laves torrentielles dans un bassin versant.

Nous avons établi une méthodologie de cartographie des aléas basée sur l'identification des facteurs de prédisposition, et qui définit « l'aptitude à l'initiation », sans tenir compte de l'événement déclenchant. Elle est basée sur la détermination de cinq indices, les deux premiers liés au contexte environnemental (lithologie, pente), les trois derniers spécifiques aux laves torrentielles, prenant en compte les conditions nécessaires et les processus élémentaires de l'initiation (mouvements de versant, nature granulométrique et volumes des matériaux). Nous avons appliqué cette méthode sur le sous-bassin versant du Bragousse.

- Nous avons défini trois scénarios (modeste, intermédiaire et catastrophique) dont la gradation est fonction des risques liés aux événements « laves torrentielles ». Ainsi, les volumes limites de laves définissant les scénarios dépendent de la géométrie du chenal (longueur d'écoulement, pente moyenne, courbures) et des ouvrages de correction implantés dans le torrent. Nous avons illustré chaque scénario en tenant compte des volumes disponibles et mobilisables dans le bassin versant par les différents mécanismes identifiés.

- La prévision des laves torrentielles dans le temps étant encore difficile, la solution actuelle est de chercher à atténuer les effets de ces laves torrentielles catastrophiques sur les cônes de déjection. Nous avons donc défini, pour chaque bassin versant, les moyens préconisés pour atténuer l'aléa « initiation de lave torrentielle » dans les bassins versants.

Toutefois, même si de nombreux travaux (drainage, reforestation, ouvrages de correction) sont réalisés dans les bassins versants, il ne faut jamais sous-estimer le risque à l'aval, notamment lors de la réalisation de grands projets, telles que les autoroutes et les voies ferrées.

Conclusion générale

Le nombre relativement élevé d'événements « laves torrentielles » qui se sont produits sur les bassins versants torrentiels de l'étude, ou dans des bassins versants situés à proximité, durant les 4 étés où nous avons été présents sur le terrain, témoigne de l'importance que revêt le phénomène lave torrentielle dans les vallées alpines, et l'intérêt des recherches visant à mieux les caractériser et comprendre leur initiation.

Les facteurs déclenchants de ces événements « laves torrentielles » étaient le plus fréquemment des orages accompagnés de pluies fortes (laves torrentielles du Claret du 17/07/1997 et du Nant Blanc du 13/08/1997), et parfois même de grêle (lave torrentielle du Bez, 24/07/1995). Pourtant, ces épisodes climatiques ne sont pas forcément d'une intensité remarquable au vu des normales pluviométriques et ne constituent pas nécessairement l'orage le plus violent de l'été en cours.

Ainsi, les orages et journées pluvieuses sont beaucoup plus fréquentes que les laves torrentielles sur un bassin versant, ce qui montre l'influence prépondérante des facteurs de préparation des terrains et de la disposition du bassin versant à l'instant de l'événement climatique.

La relation entre laves torrentielles et orages est également marquée par l'augmentation de la fréquence des événements « laves torrentielles » en relation avec le nombre de jours orageux ; ainsi, les laves torrentielles ont une fréquence très élevée des mois de juin à septembre (torrents de Savoie et des Hautes-Alpes), voire octobre (torrents des Alpes Maritimes).

En considérant l'historique d'un bassin versant, il est fréquent d'observer, à côté de ces laves torrentielles liées directement aux événements climatiques, l'occurrence de laves torrentielles très rapprochées ; elles constituent des périodes de crise durant lesquelles la fréquence d'événements augmente très fortement jusqu'à enregistrer plusieurs laves torrentielles dans la même année, et ce parfois plusieurs années de suite. Cette situation est notamment remarquable dans les bassins versants de la Ravoire de Pontamafrey (Savoie) et du Boscodon (Hautes-Alpes).

Ces événements « laves torrentielles » sont à mettre en relation avec le développement dans le bassin versant d'un mouvement de masse de grande ampleur ayant libéré un volume de matériaux immédiatement mobilisables considérable. Celui-ci est tellement important que les produits ne peuvent être déblayés rapidement, et la période de production à fréquence élevée de laves torrentielles correspond au temps nécessaire pour que les matériaux résiduels dans la pente retrouvent un état d'équilibre. Une fois ce stade atteint, le rythme de laves torrentielles est de nouveau soumis à la conjonction des différents facteurs, notamment les processus hydrologiques, influant à plus ou moins long terme sur la préparation des terrains.

Les dépôts de laves torrentielles, distingués des autres dépôts torrentiels sur le terrain par des caractéristiques morphologiques, et étudiés sur 11 bassins versants, présentent des caractéristiques particulières, qui ont permis de définir deux familles, les laves à matrice granulaire et les laves à matrice cohésive. La distinction entre ces deux types de laves est basée sur 5 critères granulométriques discriminants, du fuseau 20 à 200µm, ainsi que sur différents critères texturaux et morphométriques. Sachant que le matériau étudié est écrêté à 20 mm, les valeurs des critères granulométriques discriminants sont les suivantes :

| Laves à matrice granulaire | Laves à matrice cohésive |
|----------------------------|--------------------------|
| - de 16% d' < 20 µm | + de 16% d' < 20 µm |
| - de 18% d' < 40 µm | + de 18% d' < 40 µm |
| - de 20% d' < 50 µm | + de 20% d' < 50 µm |
| - de 24% d' < 100 µm | + de 24% d' < 100 µm |
| - de 30% d' < 200 µm | + de 30% d' < 200 µm |

Cette distinction est confirmée par l'étude de la matrice fine (inférieure à 2 mm) ; les deux familles de laves torrentielles présentent une matrice fine de nature différenciée, le domaine des laves à matrice

granulaire représentant des matrices relativement pauvres en limons en comparaison des matrices de laves à matrice cohésive. Par contre, le pourcentage d'argiles (inférieur à $2\mu\text{m}$) ne semble pas être un critère discriminant.

Des caractéristiques géotechniques complémentaires peuvent être un outil de caractérisation secondaire. Cependant, ces autres critères (limites d'Atterberg, essais au bleu, teneurs en carbonates et en matière organique) ne sont pas identifiés comme des critères aussi discriminants. Le comportement des laves pourrait être influencé par les caractéristiques de la fraction argileuse, en particulier la nature minéralogique de cette fraction. Ainsi, certaines laves à matrice granulaire présentent des valeurs de bleu élevées, reliées à des valeurs d'activité des argiles de la fraction fine très importante ou à des argiles gonflantes, qui « compensent » le faible pourcentage de particules inférieures à $2\mu\text{m}$ dans le mélange.

Les matériaux des zones sources, ou zones d'initiation, ont de même été échantillonnés en différents sites sur les bassins versants. Les sols écrêtés à 20 mm présentent généralement des courbes granulométriques étalées et continues, qui caractérisent un matériau peu trié. Ils comprennent pour la plupart moins de 30% de particules de taille inférieure à $50\mu\text{m}$. Le fuseau granulométrique des échantillons des zones d'initiation véritables englobe celui des laves torrentielles. De plus, lorsqu'on établit des comparaisons au cas par cas, par bassin versant, la similitude des courbes granulométriques entre laves torrentielles et zones d'initiation véritables est souvent frappante. La représentation triangulaire de la matrice fine (inférieure à 2 mm) montre également que le domaine défini par les zones d'initiation potentielles recouvre les deux domaines distincts des deux familles de laves torrentielles. Les sols correspondent principalement à des limons argileux ou sableux et à des limons moyen sableux.

Les essais géotechniques ont permis d'appuyer les correspondances observées ; en effet, les échantillons des zones d'initiation et les laves torrentielles se retrouvent dans la même zone du diagramme de Casagrande et représentent des limons peu plastiques. Les valeurs de bleu entre échantillons de différentes natures d'un même bassin versant se corrélaient également très bien.

Ceci conduit à mettre l'accent sur l'importance du facteur granulométrique comme condition nécessaire à l'initiation d'une lave torrentielle. Une zone de versant instable dans des sols argileux pourra ainsi très difficilement générer une lave torrentielle. On peut dire que dans les zones sources le matériau doit par avance présenter des caractéristiques de lave torrentielle qui lui permettra d'être mobilisé et de s'écouler avec le comportement rhéologique spécifique des laves torrentielles.

Il est possible que la minéralisation de l'eau interstitielle (eaux séléniteuses dans des zones de gypse) joue un rôle dans le processus de floculation des argiles et le comportement mécanique des matériaux dans les zones source.

Les mécanismes d'initiation ; nous avons, en parallèle à cette étude des matériaux, mené différentes études de cas afin d'identifier le contexte géologique, géomorphologique, et les processus hydrogéologiques conduisant à l'initiation d'une lave torrentielle. Différents mécanismes d'initiation ont été étudiés, qui ont été bien identifiés dans les bassins versants torrentiels, et des tableaux synoptiques de chaque mécanisme présenté ont été réalisés. Ces mécanismes correspondent à des initiations par glissement de terrain, déstabilisation d'éboulis, remobilisation de dépôts torrentiels, rupture d'embâcles naturels, incision et rupture de berge, déstabilisation générale de versants, rupture d'entonnoirs de dissolution.

Les études du matériau des zones d'initiation et l'observation des mécanismes et des contextes d'occurrence semblent indiquer que la formation d'une lave torrentielle est le plus souvent liée à l'imbibition du matériau prêt dans la pente, puis à la propagation « en masse » du même matériau fluidifié, sans qu'il y ait de modifications profondes de sa composition. Dans certains cas toutefois, il arrive d'observer des zones d'initiation dont les matériaux sont relativement plastiques et correspondent à des zones instables (coulées boueuses, glissements superficiels). Ces sites, même s'ils peuvent, en raison de leur situation morphologique, fournir de la charge solide à l'écoulement torrentiel, constituent rarement la zone d'initiation principale de ces bassins versants. Leur contribution est importante lorsqu'il y a une déstabilisation du système et une accélération de l'instabilité, ce qui se produit à une fréquence relativement faible. Parmi les zones d'initiation potentielles, ce sont des zones instables, qui s'opposent aux zones d'initiation véritables.

L'observation des différentes situations et des facteurs de l'initiation, en relation avec les volumes mis en jeu, nous a permis de définir deux situations types de l'initiation :

- une initiation locale concernant des laves torrentielles « mineures » causées par rupture de berges, remobilisations de dépôts torrentiels ; la relation de ces événements avec les précipitations dépend de la granularité des matériaux et des processus hydrologiques prépondérants dans leur déstabilisation ;
- une initiation de masse, liée à la libération brutale d'une masse considérable de matériaux, qui peut conduire à la production d'une ou plusieurs laves catastrophiques.

L'aptitude à l'initiation des laves torrentielles ; le risque encouru à l'aval des bassins de réception où sont initiées les laves torrentielles est donc en partie lié aux processus de formation de l'événement. Afin de déterminer le risque, il est nécessaire de réaliser une étude ciblée de l'aléa « initiation des laves torrentielles ». La cartographie des aléas a été réalisée en définissant cinq indices, les deux premiers liés aux facteurs de prédisposition (topographie, type de formations géologiques), les trois derniers facteurs spécifiques aux laves torrentielles prenant en compte les mouvements de versant, le pourcentage de particules de taille inférieure à $50\mu\text{m}$, le volume de matériaux mobilisables chaque année. Ces cartes permettent de reconnaître sur les bassins versants les zones les plus « aptes » à l'initiation des laves torrentielles, et ainsi d'établir des cartes d'aptitude à l'initiation des laves torrentielles.

Les scénarios d'événements laves torrentielles ; enfin, nous avons tenté de définir des scénarios de laves torrentielles, basés sur un risque potentiel croissant sur le cône de déjection en relation avec les volumes mobilisés par un événement. Les volumes limites définissant chaque scénario sont propres au contexte de chaque bassin versant (pente moyenne, variations de direction du chenal, longueur,...). Les différentes hypothèses ont été appuyées sur des estimations de volumes disponibles dans les zones d'initiation.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALER J. (1994) : analyse de la fracturation à l'explosif de massifs rocheux en vue de l'optimisation de l'abattage en sites miniers. Thèse de l'Ecole des Mines de Paris, 215 p.
- ANCHIERRI L. : les crues du torrent de Pontamafrey en 1965. Revue de Géographie Alpine t.54, n°1, pp.15-42.
- ANTOINE P. et PACHOUD (1976) : enseignements tirés de 2 essais de cartographie systématique des glissements de terrain. Bull. de Liaison des P et Ch, n° spécial, mars 1976, pp.31-55.
- ANTOINE P. (1992) : les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur - Aspects géologiques. Bull. of the Int. Ass. of Eng. Geol., n°45, pp.9-24.
- ARGUDEN A.T. and RODOLFO K.S. (1990) : sedimentologic and dynamic differences between hot and cold laharic debris flows of Mayon Volcano, Philippines. Geol. Soc. of Am. Bull., v.102, pp.865-876.
- ASCENSIO E. (1983) : aspects climatologiques des départements de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur. Série monographies, n°2, direction de la météorologie, 88 p.
- AUDIGUIER M., GAUDON P. et PELLERIN F.M. (1985) : recueil des modes opératoires des essais d'identification les plus courants en Géologie de l'Ingénieur. Rapport interne ENSMP-CGI. 79 p.
- AZIMI A., DESVARREUX P., MALATRAIT (1972) : étude des risques de coulées boueuses dans le torrent de la Ravoire, affluent rive droite de l'Arc (Savoie). Rapport de l'Association pour le Développement des Recherches sur les Glissements de Terrain et Rupture de Matériaux Analogues. 21 p. + annexes.
- AZIMI A. and DESVARREUX P. (1974) : a study of one special type of mudflow in the French Alps. Q.Jl Engng Geol., vol n°7, pp.329-338.
- AZIMI A., DESVARREUX P. et BIAREZ M. (1984) : barrage de Bon Attrait, étude de la stabilité rive droite. Rapport de l'Association pour le Développement des Recherches sur les Glissements de Terrain et Rupture de Matériaux Analogues, 14 p. + annexes.
- AZIMI A., DESVARREUX P. (1986) : étude et prévision des mouvements de terrain. Rev. Ass. Franç. de Topographie, n°28, pp.8-14.
- BARBIER R. (1948) : les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, 291 p + annexes.
- BENDA L.E. (1990) : the influence of debris flows on channels and valley floors in the Oregon Coast Range, USA. Earth Surf. Processes Landforms, v.15, n°5, pp.457-466.
- BIENIAWSKI (1989) : engineering rock mass classifications. A complete manual for engineers and geologists, in Mining, Civil and Petroleum Engineering. Wiley and Sons, 250 p.
- BJERRUM L. (1967) : progressive failure in slopes of overconsolidated plastic clay and clay shales. Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division, ASCE, Vol.93, N°SM5, pp.3-49.
- BLIJENBERG H.M. (1993) : modelling of debris flow, in « temporal occurrence and forecasting of landslides in the European community », final report, volume II, pp.161-190.

- BOVIS M.J. and DAGG B.R. (1987) : mechanisms of debris supply to steep channels along Howe Sound, southwest British Columbia. In: Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim. (Proceedings of the Corvallis Symposium, august 1987), pp.191-200, IAHS publications 165.
- BRAVARD Y. (1988) : la catastrophe du Grand Bornand. Revue de Géographie Alpine, t.LXXVI, 1988-2, pp.219-222.
- BRGM (1975) : notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique au 1/50000, 240p. Service géologique national.
- CAMPBELL R.H. (1974) : debris flows originating from soil slips during rainstorms in Southern California. Q.Jl Engng Geol, vol 7, pp.339-349.
- CAMPBELL R.H. (1975) : soil slips, debris flows and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, Southern California. US Geol. Survey, Prof. Paper 851, 51 p.
- CAMPY M. et MACAIRE J.J. (1989) : géologie des formations superficielles - géodynamique, faciès, utilisation. Ed Masson, 433 p.
- CANCELLI A. and NOVA R. (1985) : landslides in soil debris cover triggered by rainstorms in Valtellina (Central Alps - Italy). Proc. 4th International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo, pp.267-272.
- CANUTI P., FOCATI P. et GARZONIO C.A. (1985) : correlation between rainfall and landslides. Bull. of the Int. Ass. for Eng. Geol., n°32, pp.49-54.
- CAPECCHI F. et FOCARDI P. (1988) : rainfall and landslides : research into a critical coefficient in an area of Italy. Vth International Symposium on Landslides, Lausanne, pp.1131-1136.
- CARENCO E. (1982) : hydrologie et hydrogéologie du bassin versant de la Guisane (Hautes-Alpes). Thèse de 3e cycle de l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 190 p.
- CASALE R., FANTECHI R. Et FLAGEOLLET J.C. (1993) : temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community. Final report, vol 1 et 2, 935 p. European Community Science and Research development.
- Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement (1982) : étude géologique sur le PZE de Saint-Chaffrey. Laboratoire régional d'Aix en Provence, 17 p.+ profils.
- COJEAN R. (1981) : éléments pour la cartographie des formations superficielles. Rapport interne de l'Ecole des Mines de Paris, 8p. + annexes.
- COJEAN R. (1993) : les mouvements de versant et la stabilité des talus- analyse, modélisation, prévention. Ecole des Mines de Paris, CGI, 106 p.
- COJEAN R. (1994) : roles of water as a triggering factor for landslides and debris flows. International Workshop on Floods and Inundations related to Large Earth Movements, Trent, Italy, October 4-7, 1994, pp.A-13-1, A-13-9.
- COJEAN R. et STAUB I. (1995) : first twelve month progress report, contribution to the reduction of debris flow damage, with the analysis of triggering factors, initiation, propagation and deposition phenomena, in the Alpine region. Contract n°EV5V-CT94-0453.
- COLAS G. (1987) : la crue torrentielle du Verdarel (Htes Alpes), 9 juillet 1981. Bull.de liaison des P. et Ch., pp.150-151.
- COLAS G. et LOCAT J. (1993) : glissement et coulée de la Valette dans les Alpes de Haute-Provence. Bull. de liaison P et Ch, n°187, pp.19-28.

CONTRACT n°EV5V-CT94-0453 : contribution to the reduction of debris flow damage, with the analysis of triggering factors, initiation, propagation and deposition phenomena, in the Alpine region. Final report. Part I : synthesis report, Armines-CGI. Part II : scientific and technical description of the research project, Armines-CGI, ONF-RTM, Universität Bern, Geo 7, CNR-IRPI, CEMAGREF, Università degli studi di Trento.

COQUE R. (1977) : géomorphologie. Librairie Armand Colin, 452 p.

COSTET J. et SANGLERAT G. (1981) : cours pratique de mécanique des sols. Tome 1 : plasticité et calcul des tassements. Dunod, 3e édition, 283 p.

COTECCHIA V. (1978) : systematic reconnaissance mapping and registration of slope movements. Bull. Assoc. Int. Eng. Geol., n°17, pp.5-37.

COUSSOT P. (1993) : rhéologie des boues et laves torrentielles. Etude de dispersions et suspensions concentrées. Série montagne n°5, études du CEMAGREF, 413 p.

COUSSOT P. et PIAU (1993) : l'écoulement des boues. La recherche, Oct. 1993, n°258, pp.1084-1091.

COUSSOT P., LAIGLE D. and al (1995) : direct determination of rheological characteristics of a debris flow. Under press. 20 p+figures.

CROSTA G., MARCHETTI M.(1990) : morphological classification of debris-flow processes in South-Central Alps (Italy). 6th Int. IAEG Congress, Rotterdam, pp.1565-1572.

CROZIER M.J. and EYLES R.J. (1980) : assessing the probability of rapid mass movements. N.Z. Inst. Eng. Proc. Tech. Groups, 6, 1 (G), pp.247-251.

CURRY R.R. (1966) : observation of alpine mudflows in the Tenmile Range, Central Colorado. Geol. Soc. of Am. Bull., v.77, pp.771-776.

CURTIL S. (1996) : stabilité de talus rocheux en structure compressive avec zones de cisaillement - mine de chrysotile de Cana Brava (Brésil). Thèse de l'Ecole des Mines de Paris, 253 p.

DEMONTZEY P. (1878) : études sur les travaux de reboisement et de gazonnement des montagnes. Impr. Nat. Paris.

DEMONTZEY P. (1894) : l'extinction des torrents en France par le reboisement. Impr. Nat. Paris, 2 vol, 1054 p.

DERRUAU M. (1990) : les formes du relief terrestre, notions de géomorphologie. Editions Masson, 5e édition, 115 p.

DESCROIX L. (1989) : la mesure de l'érosion actuelle dans les Terres Noires des Préalpes du Sud : recherches sur petites parcelles expérimentales. Bull.Labo.Rhod. de Géom. n°23-24, pp.11-30.

DEYMIER C. (1990) : les outils de génie civil dans la lutte contre l'érosion torrentielle. Géologie alpine, Mém. h.s. n°15, pp.93-104.

DOLLFUS O. (1960) : étude d'un bassin torrentiel dans la vallée du Rimac (Alpes centrales péruviennes). Revue de Géomorphologie Dynamique, n°XI, 10-11-12, pp.159-163.

DOORNKAMP J.C. and CUCHLAINE A.M.K. (1971) : Numerical analysis in geomorphology, an introduction. Edward Arnold publishers, 372 p.

DUCHAUFOR P. (1965) : précis de pédologie. Masson Ed. 504 p.

- EISBACHER G.H. (1982) : Mountain torrent and debris flow. Episodes 4, pp.12-17.
- FARES A., ROLLET M. et BROQUET P. (1994) : méthodologie de la cartographie des risques naturels liés aux mouvements de terrain - région de Taounate, Rif, Nord du Maroc. Revue française de géotechnique, n°69.
- FARMER I.W., KEMENY J.M. and MCDONIEL C. (1991) : analysis of rock fragmentation in bench blasting using digital image processing. Int. Congress on Rock Mechanics, Proc., vol 2, Arachen, Germany, pp.1037-1042.
- FLAGEOLLET J.C. (1989) : les mouvements de terrain et leur prévention. Collection géographie, Masson Ed, 224 p.
- FLOTTE J.P. (1975) : étude géotechnique de la région Vence-Cagnes. Aptitude à l'aménagement régional. Thèse de l'Université de Nice (Sophia-Antipolis), 191 p.
- FRANCOU B. (1988) : l'éboulement en haute montagne, Andes et Alpes. Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université Paris VII (1987), 696 p.
- FRANCOU B. et HETU B. (1989) : éboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. Notes et compte-rendus de travail « Régionalisation du périglaciaire », fasc XIV, pp.11-69.
- FRANCOU B. (1993) : Hautes Montagnes - Passion d'exploration. Série pratique de la géographie. Ed Masson. 202 p.
- GARCIA-RUIZ J. and Al (1988) : debris flows subsequent to a forest fire in the Najerilla river valley (Iberian system, Spain). Pirineos, 131, pp.3-27.
- GAUDON P. (1981) : technique et interprétation de la diffractométrie de rayons X. Rapport de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, CGI, 35 p. + annexes.
- GAUTIER P. (1983) : cartographie des glissements et affaissements miniers dans la région de Decazeville (Aveyron). Thèse de l'Ecole des Mines de Paris, 168 p.
- GERVREAU E. (1991) : étude et prévision de l'évolution des versants naturels en mouvement : prévoir, alerter. Thèse de Doctorat de l'Ecole Centrale de Paris, 244 p.
- GEX F. (1924) : la lave de Pontamafrey (Maurienne), 2 juillet 1924. Revue de Géographie Alpine, t.XII, pp.469-478.
- GIRARDIN P. (1906) : la débâcle du Charmaix, aux Fourneaux dit « éboulement de Modane ». La Géographie, tome XIV, pp.143-152.
- GOGUEL J. (1965) : rapport préliminaire sur l'origine des coulées de boue de Pontamafrey, 9 p.
- GOGUEL J. (1968) : les enseignements du glissement de Pontamafrey. Doc BRGM (2) II-3, pp.55-63.
- GOVI M. (1976) : laboratorio di ricerca per la protezione idrogeologica nel bacino padano, Torino, Attivita Scientifica svolta nel 1975, CNR, Roma.
- HAEBERLI W., RICKENMANN D.Z. ET ZIMMERMANN M. (1990) : investigation of 1987 debris flows in the Swiss Alps : general concept and geophysical soundings. Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990. IAHS Publ, n°194, pp 303-310.
- HERMELIN M. (1992) : erosional and depositional features proceed by a convulsive event, San Carlos, Colombia, September 21, 1990. Bull. Int. Assoc. Eng. Geol., n°45, pp.89-95.
- HOEK E. et BRAY J.W. (1981) : rock slope engineering. Revised 3rd edition. The institution of Mining and Metallurgy, London, 358 p.
- HOEK E. (1989) : strength of rock and rock masses. News Journal of the International Society for rock mechanics, vol 2 n°2, pp.4-16.
- HUNGR et Al (1984) : quantitative analysis of debris torrent hazards for design and remedial measures. Can Geotechnical JI, 21, pp.663-677.
- HUTCHINSON J.N. (·) : general report : morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology. pp.3-35.
- INSTITUTE OF HIGHWAY SURVEY AND DESIGN (1978) : the mud-rock flows along the Szechuan-Tibet highway and their prevention and control. Bull. of the Assoc. of Eng. Geol., n°17, pp.58-60.
- ISHIHARA K. (1989) : liquefaction-induced landslide and debris flow in Tajikistan, USSR. Landslide news, n°3, pp.6-7.
- IVERSON R.M. et MAJOR J.J (1986) : groundwater seepage vectors and potential for hillslope failure and debris flow mobilization. Water resource research, vol 22, n°11, pp.1543-1548.
- JAMAGNE M. (1967) : bases et techniques d'une cartographie des sols. Annales agronomiques, vol 18, hors série, 142 p.
- JOHNSON A.M. and RODINE (1984) : debris flow. Chapter 8 in "Slope instability", pp.257-361. Ed Wiley and sons.
- JOUANNE F., MENARD (1995) : present day vertical displacement in the NW Alps. Tectonics 14, n°3, pp.606-616.
- KERT C. (1996) : la prévision reste un mystère, la prévention une nécessité. Revue responsabilité et environnement, série trimestrielle annales des Mines, janvier 1996, pp.45-52.
- KIENHOLZ H. et MANI (1996) : final report, contribution to the reduction of debris flow damage, with the analysis of triggering factors, initiation, propagation and deposition phenomena, in the Alpine region. Contract n°EV5V-CT94-0453.
- KING J., LOVEDAY I. and SCHUSTER R.L. (1989) : the 1985 Bairaman landslide dam and resulting debris flow, Papua New Guinea. Quaterly JI. of Eng. Geol., vol 22, pp.257-270.
- KNAFOU R. (1994) : les Alpes. Collection que sais-je. PUF, 127 p.
- LAHOUSSE P. (1994) : recherches géomorphologiques et cartographie des aléas naturels dans la vallée de la Guisane (Hautes-Alpes, Briançonnais). Thèse de l'Université des Sciences et Technologies de Lille I. 422 p.
- LARRAY J. (1981) : recherche d'une méthode de dosage quantitatif des kaolinites et des illites par diffraction X. Thèse de Docteur Ingénieur à l'ENSMP-Université Paris VI, 111 p.
- LUMB P. (1975) : slope failure in Hong Kong. Q. JI. Eng. Geol., Vol 8, pp.31-65.
- MAGNAN J.P. et YOUSSEFIAN G. (1989) : essai au bleu de méthylène et classification géotechnique des sols. Bull. liaison Labo. P. et Ch., n°159, pp.93-104.
- MALATRAIT (1977) : essai de cartographie systématique des mouvements de terrain dans les Alpes. Bull. of Int. Ass. of Eng. Geol., n°16, pp.39-46.

MARTIN-COCHER J. (1984) : étude géologique de la stabilité des versants de la rive droite de l'Arc entre Saint-Michel de Maurienne et la Praz (Savoie). Thèse de 3e cycle de l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 264 p. +annexes.

MATHYS N., BROCHOT S., MEUNIER M. (1996) : l'érosion des Terres Noires dans les Alpes du Sud : contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins versants expérimentaux de Draix, Alpes-de-Haute-Provence, France). Revue de géographie alpine, n°2, pp.17-27.

MEARS A.I. (1981) : design criteria for avalanche control structures in the runout zone. United States, Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, General Technic report RM84.

MEUNIER M. (1991) : éléments d'hydraulique torrentielle. Série montagne n°1, études du CEMAGREF, 278 p.

MEUNIER M. (1994) : les progrès de la connaissance et les méthodes d'études des phénomènes torrentiels. Cemagref, article proposé à la Houille Blanche, 1994.

MOUGIN P. (1914) : les torrents de la Savoie, Grenoble. Grand établissement de l'imprimerie générale, société d'histoire naturelle de Savoie, 1251 p. + atlas.

MOUGIN J.P. (1931) : la restauration des terrains en montagne. Ministère de l'Agriculture de France, Paris, 582 p.

NICOD J. (1976) : karsts des gypses et des évaporites associées. Annales de géographie, LXXV, 471, pp.513-554.

Normalisation Française n° NFX 11-632, septembre 1990, expression des résultats expérimentaux d'analyse granulométrique, afnor, Paris, 10 p.

Normalisation Française n° NFX 11-634, décembre 1988 : caractérisation de la taille et de la forme des éléments d'une population granulaire, afnor, Paris, 19 p.

Normalisation Française n°X 11-696, décembre 1989, granulométrie par analyse d'images, afnor, Paris, 32 p.

Normalisation Française n° NFP 94-055, décembre 1993, détermination de la teneur pondérale en matière organique d'un sol- Méthode chimique. Groupe Sols : reconnaissance et essais, afnor, Paris, 7 p.

Normalisation Française n° P 18-592, décembre 1990, essai au bleu de méthylène- Méthode à la tâche. Groupe granulats, afnor, Paris, 5 p.

Normalisation Française n° 94-051, mars 1993, détermination des limites d'Atterberg- Limite de liquidité à la coupelle- Limite de plasticité au rouleau. Groupe Sols : reconnaissance et essais, afnor, Paris, 15 p.

Normalisation Française n° P 94-071-1, août 1994, essai de cisaillement à la boîte- Partie 1 : cisaillement direct. Groupe Sols : reconnaissance et essais, afnor, Paris, 16 p.

OKA S. and KATSURAJIMA S. (1966) : topographic investigations for debris flows occurred by the heavy rain in Ashiwada-mura district. Bull. Geol. Surv. Japan, vol.22, pp.179-220. In Japanese.

PERDREAU N. et DAVID M. (1973) : étude sur modèle réduit de l'amélioration des conditions hydrauliques du confluent de la Ravoire et de l'Arc à Pontamafrey. Sogreah, 40 p + planches annexes.

PERINET F. (1982) : stations de sport d'hiver. Réflexions à propos d'un accident. Revue For. Franç., vol XXXIV, n°5.

PIERSON T.C. (1986) : flow behavior of channelized debris flows, Mount St Helens, Washington, in Abrahams, A.D., Editor, Hillslope processes : Boston, Allen and Uwin, pp.269-296.

PONCET A. () : spécificité des processus d'érosion-sédimentation en montagne - conséquences bénéfiques et nuisibles. Thème 3, pp.285-295.

PROCERISQ (1989) : procédures et réglementations applicables aux risques technologiques et naturels. Secrétariat d'Etat chargé de l'Environnement et de la Prévention des Risques technologiques et naturels majeurs, 112 p.

QUELENNEC R.E et ROUIRE J. (1981) : étude des problèmes d'érosion dans les bassins du Real et du Tuebi (en amont de Peone- Alpes Maritimes). Service géologique régional Provence-Alpes-Côte d'Azur. 91 p + cartes et annexes.

RISSER V. (1979) : étude fréquentielle de l'enneigement et analyse des derniers stades de l'évolution du manteau neigeux dans des stations témoins des Alpes françaises. Thèse de 3e cycle de l'Université de Grenoble, 186 p.

RODRIGUEZ S. (1983) : cartographie géologique et géotechnique des formations superficielles et des mouvements de terrain (feuille de Rieupeyroux, 1/50000). Thèse 3e cycle, Géologie de l'Ingénieur, 237 p.

ROLANDO M.C., GERARDO S.B. (1990) : Itiquis landslide/debris flow, Alajuela, Costa Rica. Landslide news, n°4, pp.20.

ROVERA G. (1990) : géomorphologie dynamique et aménagement des versants en moyenne Tarentaise. Une contribution à l'étude de l'érosion naturelle et anthropique dans les Alpes. Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, 460 p.

SAUNDERS I. and YOUNG A. (1983) : rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation. Earth surface processes and landforms, vol 8, pp.473-501.

SAURET B. et COLAS G. (1985) : coulées de boue. Laves torrentielles. Etude bibliographique. CETE Aix-en-Provence, 124 p.

SAURET B. (1987) : coulées boueuses et laves torrentielles. Bull de liaison des P et Ch, n°150-151, pp.65-77.

SCHLOSSER F. (1988) : éléments de mécanique des sols. Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées. 276 p.

SCHNEEGANS D. (1938) : la géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais. Mémoires pour l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Imprimerie Nationale, 334 p.

Société Française pour le Droit de l'Environnement (1993) : la prévention des risques naturels, échec ou réussite des Plans d'Exposition aux Risques? Centre de Recherche en Droit Economique, Sophia Antipolis, 207 p.

Société Hydrotechnique de France (1992) : crues et laves torrentielles, prévention et gestion - actes du colloque des 24, 25 et 26 juin 1992. Ministère de l'Intérieur, ministère de l'Environnement.

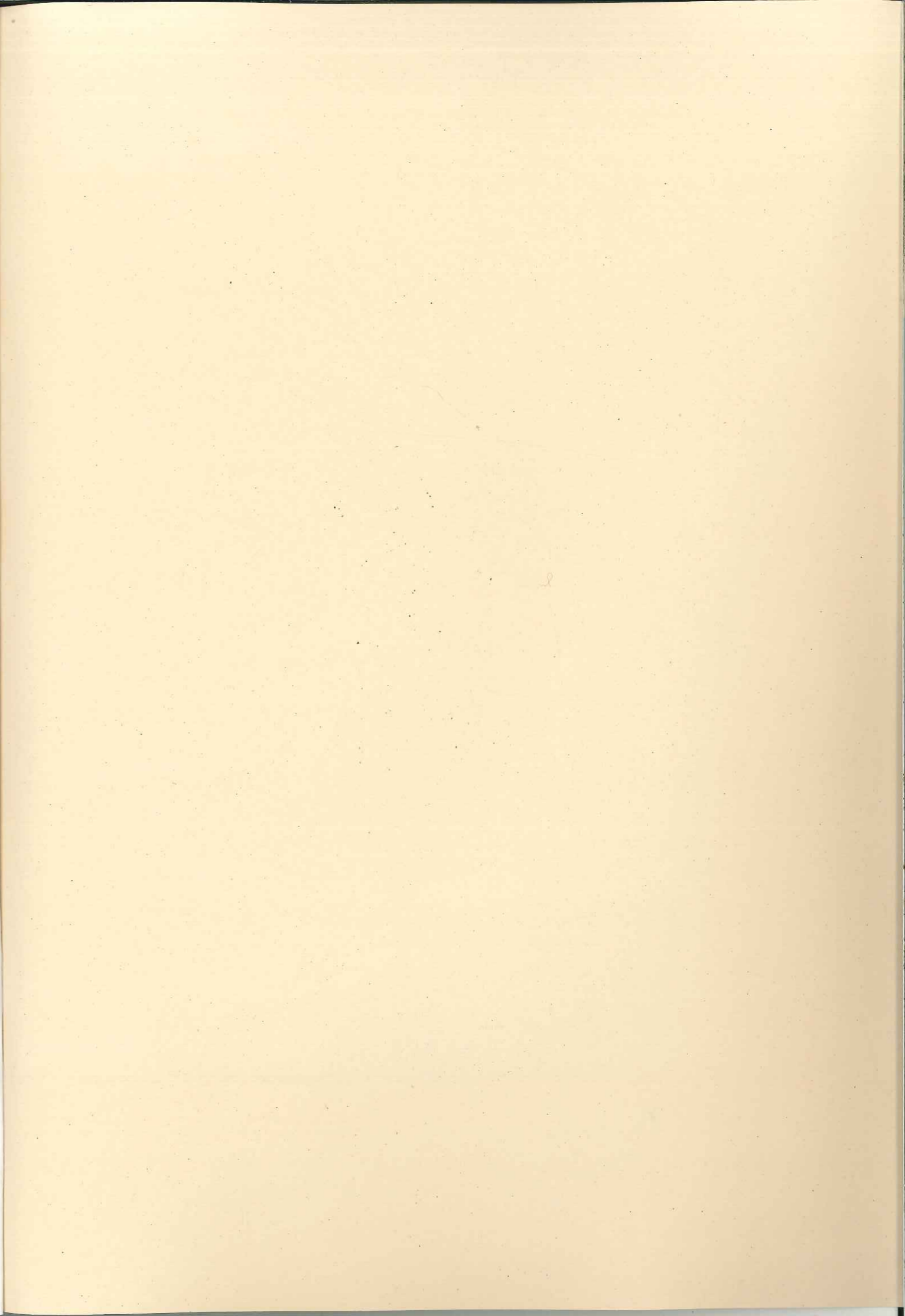
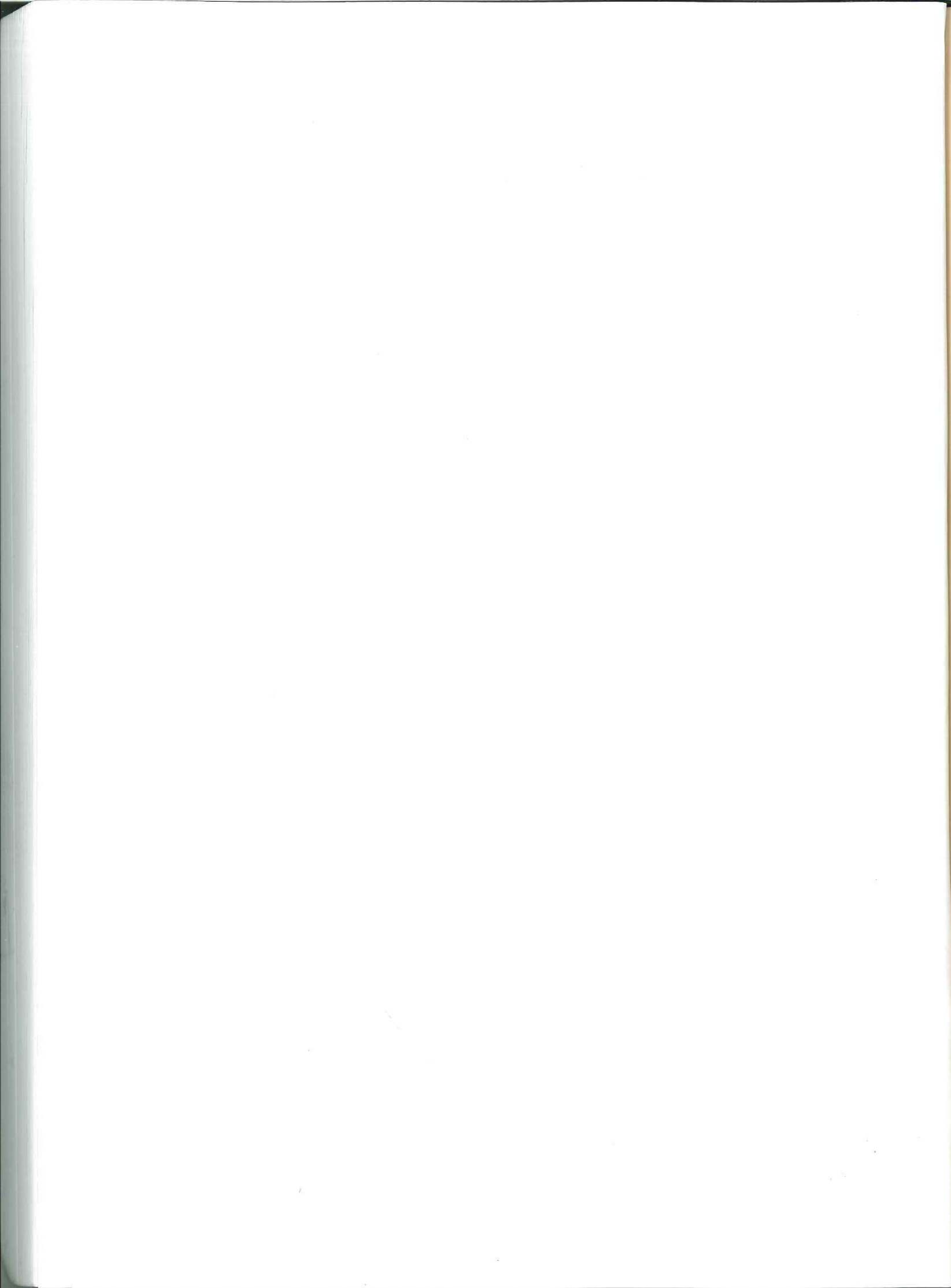
SONG W.K. (1996) : modélisation de la rupture progressive de pentes instables contrôlée par infiltration d'eau - application au glissement de Vadoncello (Italie). Thèse de l'Ecole des Mines de Paris, 177 p.

STAUB I. (1994) : contribution à l'étude des laves torrentielles dans les Alpes françaises. Premiers résultats. Rapport de la Section d'Etudes Géologiques et Minières, 47 p. + cartes.

- STAUB I. (1995) : contribution à l'étude des laves torrentielles dans les Alpes françaises par l'analyse des critères géomorphologiques, hydrogéologiques et climatiques. Rapport interne ENSMP-CGI, 42 p.annexes.
- STRAHLER A.N. (1952) : dynamic basis of geomorphology. Bull. Geol. Soc. Am., 63, pp.923-938.
- SUWA H. and OKUDA S. (1985) : topographical change caused by debris flow in Kamikamihori valley, northern Japan Alps. Transact., Jap. Geomorph. Un. 2-2, pp.323-352.
- TAKAHASHI T. (1981) : estimation of potential debris flow and their hazardous zones : soft countermeasures for a disaster. J. Natural Disaster Sci 3(1), pp.57-89.
- TOURENQ C. et TRAN NGOC LAN (1989) : mise en évidence des argiles par l'essai au bleu de méthylène, application aux sols, roches et granulats. Bull. liaison Labo. P. et Ch., n°159, pp.79-92.
- TRAN NGOC LAN (1980) : l'essai au bleu de méthylène. Un progrès dans la mesure et le contrôle de la propreté des granulats. Bull. liaison des P. et Ch, n°107, pp.130-135.
- TRICART J. (1965) : principes et méthodes de la géomorphologie. Masson et Cie éditeurs, Paris, 469 p.
- VACHER J.P. (1971) : contribution à l'étude hydrologique du bassin versant de l'Isère. Thèse de 3e cycle, université de Bordeaux I, 2 vol, 101 p + annexes.
- VANDINE D.F. (1985) : debris flow and debris torrents in the Southern Canadian cordillera. Can. Geotech. JI n°22, p.44-68.
- VAN STEIJN H. (1988) : étude de « debris flow » à partir de quelques exemples pris dans les Alpes françaises. Trav. Inst. Géogr. Reims, n°69-72, pp.55-67.
- VIBERT C. (1987) : apport de l'auscultation des versants instables à l'analyse de leur comportement - les glissements de Laix-le Roustit (Aveyron) et Saint-Etienne de Tinée (Alpes Maritimes). Thèse de l'Ecole des Mines de Paris, 206 p.
- VILLAIN J. (1981) : Sur le rôle des structures géologiques dans les glissements de terrain. Bull. liaison des P et Ch, Spécial X, janv 1981, pp.119-125.
- WATTERS R.J. (1983) : a landslide induced water flood - debris flow. Bull. Int. Assoc. of Eng. Geol., n°28, pp. 178-182.
- WIECZOREK G.F. and SARMIENTO J. (1988) : rainfall, piezometric levels and debris flows near La Honda, California, in storms between 1975 and 1983 in Landslides, floods and marine effects of the storm of January 3-5, 1982, in the San Francisco Bay Region, California. US Geol. Survey Prof. Paper 1434.
- WIECZOREK G.F. and AI (1989) : debris flows and hyperconcentrated floods along the Wasatch Front, Utah, 1983 and 1984. Bull. of the Assoc. of Eng. Geol., vol XXVI, n°2, pp.191-208.
- WOHL E.E. and PEARTHREE P.P. (1991) : debris flows as geomorphic agents in the Huachuca Mountains of southeastern Arizona. Geomorphology, 4, pp.273-292.
- YONG R.N. et WARKENTIN B.P. (1975) : soil properties and behaviour. Developments in Geotechnical Engineering, 5. Elsevier scientific publishing company, 449 pp.
- ZARUBA Q. and MENCL V. (1969) : landslides and their control. Elsevier-Academia Prague, 214 p.
- ZIMMERMANN M. (1990) : debris flows in 1987 in Switzerland : geomorphological and meteorological aspects, in Hydrology in mountainous regions, Part II, IAHS Publ. n°194, pp.387-393.

- Cartes géologiques de la France (BRGM) :
- n°774 : Saint-Jean de Maurienne, échelle 1/50000
 - n°775 : Modane, échelle 1/50000
 - n°870 : Chorges, échelle 1/50000
 - n°871 : Embrun, échelle 1/50000
 - n°896 : Larche, échelle 1/50000
 - n°946 : Puget-Thénières, échelle 1/50000
 - n°920 : Saint Etienne de Tinée, échelle 1/50000
 - n°189 : Briançon, échelle 1/80000

- Cartes topographiques (IGN) : séries bleues (1/25000)
- n° 3433 est : bassin versant de la Ravoire de Pontamafrey.
 - n° 3435 est : bassins versants du Rieu Sec, du Claret et du Pousset.
 - n° 3534 ouest : bassin versant du Pousset.
 - n° 3438 est : bassin versant du Boscodon.
 - n° 3536 ouest : bassins versants du Verdarel et du Sainte Elisabeth.
 - n° 3639 ouest : bassin versant du Salso Moreno.
 - n° 3640 ouest : bassins versants du Tuebi et du Réal
 - n° 3641 ouest : bassin versant de la Maiola.



Résumé : Ce travail concerne le phénomène « lave torrentielle » en recherchant les conditions de l'initiation et en étudiant les mécanismes dans plusieurs bassins torrentiels des Alpes françaises.

L'occurrence des laves torrentielles résulte de la conjonction de multiples facteurs de prédisposition, en rapport avec la climatologie, la géologie, la géomorphologie et l'hydrogéologie, le facteur déclenchant étant le plus souvent l'eau apportée par de violents orages.

L'étude de nombreux dépôts de laves torrentielles de provenance variée a permis de déterminer l'existence de deux familles de laves torrentielles, les laves granulaires et les laves cohésives, dont la distinction est basée sur plusieurs critères granulométriques définis sur le sol écrêté à 20 mm. Les caractéristiques granulométriques et géotechniques des matériaux prélevés dans les zones d'initiation sont semblables à celles des dépôts de laves torrentielles, ce qui signifie que le tri granulométrique entre les zones sources et les zones de dépôts est très faible.

Les mécanismes d'initiation ont alors été identifiés et décrits en tenant compte du contexte environnemental. Ils sont multiples et nous en avons établi une typologie. La connaissance de ces mécanismes et l'identification de critères géotechniques propres aux matériaux des zones d'initiation des laves torrentielles a servi de base à l'élaboration de cartes « d'aptitude à l'initiation des laves torrentielles ». En fonction des mécanismes d'initiation et des volumes disponibles dans ces zones d'initiation potentielle, nous avons défini différents scénarios d'événements « laves torrentielles », tenant compte des dégâts susceptibles d'être causés sur les cônes de déjection.

Mots clés : Laves torrentielles, Paramètres pétrophysiques et géotechniques, Facteurs déclenchants, Mécanismes d'initiation, Cartographie d'aléas, Risque naturel.

Abstract : This research is related to the « debris flow » phenomenon with the aim of identifying necessary conditions for initiation and studying its mechanisms, in several torrential catchments in the French Alps.

Debris flow occurrence results from a conjunction of several predisposition factors related to climatology, geology, geomorphology and hydrogeology. The triggering factor is most often water provided by violent rainstorms.

The study of numerous debris flow deposits, sampled in different catchments, allow to determine two types of debris flows, granular debris flows and cohesive debris flows. Their distinction is based upon several granulometric criteria defined on the fraction of soil inferior to 20 mm. The granulometric and geotechnical characteristics of initiation zone samples are similar to those of debris flow deposits, which implies that the granulometric sorting between source areas and deposit areas is very low.

The initiation mechanisms have been identified and described considering the environmental context. They are numerous, and we established their typology. The knowledge of the initiation mechanisms and the identification of geotechnical criteria for initiation zone materials has been used to elaborate maps of « aptitude for debris flow initiation ». Regarding the initiation mechanisms and the volumes of available materials in the potential initiation zones, we have defined different debris flow scenarios, taking into account the potential damage caused on torrential fans.

Keywords : Debris flows, Petrophysical and geotechnical parameters, Triggering factors, Initiation mechanisms, Hazard mapping, Natural risk.