



HAL
open science

Caractérisation de l'évolution géomorphologique de la basse vallée de la Romanche en relation avec les instabilités gravitaires de ses versants rocheux

Olivier Le Roux

► **To cite this version:**

Olivier Le Roux. Caractérisation de l'évolution géomorphologique de la basse vallée de la Romanche en relation avec les instabilités gravitaires de ses versants rocheux. Sciences de la Terre. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2009. Français. NNT: . tel-00358791

HAL Id: tel-00358791

<https://theses.hal.science/tel-00358791>

Submitted on 4 Feb 2009

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.

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE

- Equipe Mouvement de Terrain -

THESE

**Caractérisation de l'évolution géomorphologique de
la basse vallée de la Romanche en relation avec les
instabilités gravitaires de ses versants rocheux**
- Contraintes morphologique, géophysique et géochronologique -

présentée par

Olivier LE ROUX

pour obtenir le titre de

Docteur de l'université Joseph Fourier - Grenoble I

Spécialité : Science de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement

Date de soutenance : 16 Janvier 2009

Composition du Jury

Stéphane GUILLOT	DdR. LGCA, Grenoble	<i>Président du jury</i>
Thierry CAMELBEECK	Pr. ORB, Bruxelles	<i>Rapporteur</i>
Michel JABOYEDOFF	Pr. IGAR, Lausanne	<i>Rapporteur</i>
Pierre DESVARREUX	PhD. SAGE, Grenoble	<i>Examineur</i>
Lionel SIAME	MdC. CEREGE, Aix en Provence	<i>Examineur</i>
Denis JONGMANS	Pr. LGIT, Grenoble	<i>Directeur de thèse</i>
Stéphane SCHWARTZ	MdC. LGIT, Grenoble	<i>Directeur de thèse</i>

SOMMAIRE

SOMMAIRE	1
AVANT PROPOS	11
INTRODUCTION GENERALE	15
PREMIERE PARTIE : MORPHOGENESE ET EVOLUTION PARAGLACIAIRE D'UNE VALLEE GLACIAIRE	21
CHAPITRE 1: DESCRIPTION ET ANALYSE	23
1-1 Variations climatiques du Quaternaire	25
<i>1-1.1 Succession de périodes glaciaires et interglaciaires</i>	<i>25</i>
<i>1-1.2 Variabilité climatique de l'Holocène</i>	<i>26</i>
1-2 Morphogenèse d'une vallée glaciaire	28
<i>1-2.1 Introduction</i>	<i>28</i>
<i>1-2.2 L'érosion glaciaire et la morphologie associée</i>	<i>28</i>
<i>1-2.2.1 Les processus d'érosion glaciaire</i>	<i>28</i>
<i>1-2.2.2 Profil en travers</i>	<i>29</i>
<i>1-2.2.3 Profil en long</i>	<i>30</i>
<i>1-2.2.4 Quantification de l'érosion glaciaire</i>	<i>32</i>
<i>1-2.3 Le fonctionnement du système glaciaire en équilibre dynamique</i>	<i>32</i>
<i>1-2.3.1 Le glacier : un système ouvert</i>	<i>32</i>
<i>1-2.3.2 La signification du bilan de masse</i>	<i>33</i>
<i>1-2.3.3 La signification de la ligne d'équilibre glaciaire</i>	<i>34</i>
<i>1-2.3.4 La réponse du glacier en contexte de déglaciation</i>	<i>35</i>
<i>1-2.4 Conclusion</i>	<i>35</i>
1-3 Evolution paraglaciale d'une vallée glaciaire	36
<i>1-3.1 Introduction</i>	<i>36</i>
<i>1-3.2 Libération des eaux de fusion</i>	<i>37</i>
<i>1-3.2.1 Mécanisme</i>	<i>37</i>
<i>1-3.2.2 Incidences morphologiques</i>	<i>38</i>
<i>1-3.2.3 Conclusion</i>	<i>38</i>
<i>1-3.3 Abaissement du niveau de base local</i>	<i>39</i>
<i>1-3.3.1 Mécanisme</i>	<i>39</i>
<i>1-3.3.2 Incidences morphologiques</i>	<i>40</i>
<i>1-3.3.3 Conclusion</i>	<i>41</i>
<i>1-3.4 Modification du champ de pression</i>	<i>42</i>

1-3.4.1 Mécanisme	42
1-3.4.2 Incidences morphologiques	45
1-3.4.3 Conclusion	46
<i>1-3.5 Relation spatio-temporelle entre processus érosif et sédimentaire</i>	<i>46</i>
1-3.5.1 Les relais spatiaux.....	46
1-3.5.2 Les relais temporels	49
1-3.5.3 Conclusion	52
<i>1-3.6 Morphologie paraglaciale.....</i>	<i>53</i>
<i>1-3.7 Couplage érosion – sédimentation fluviale</i>	<i>54</i>
<i>1-3.8 Conclusion</i>	<i>56</i>
1-4 Conclusion.....	58
CHAPITRE 2: METHODES D'INVESTIGATION	61
2-1 Morphologie numérique.....	63
2-1.1 Introduction.....	63
2-1.2 Applications antérieures sur les mouvements de terrain.....	63
2-1.3 Conclusion	66
2-2 Prospection géophysique de sub-surface	67
2-2.1 Introduction.....	67
2-2.2 Applications antérieures aux structures superficielles	68
2-2.2.1 Caractérisation de la localisation de failles.....	68
2-2.2.2 Caractérisation du remplissage sédimentaire de bassin	70
2-2.3 Conclusion	73
2-3 Méthode de datation par cosmonucléides.....	74
2-3.1 Introduction.....	74
2-3.2 Applications antérieures pour la détermination d'âge d'exposition	74
2-3.3 Conclusion	79
<i>DEUXIEME PARTIE : CARACTERISATION MORPHOLOGIQUE, STRUCTURALE ET GEOPHYSIQUE DE LA BASSE VALLEE DE LA ROMANCHE</i>	<i>81</i>
CHAPITRE 3: DESCRIPTION DU MASSIF DE BELLEDONNE	83
3-1 Contexte morphologique	85
3-2 Contexte géologique	86

3-2.1 Formation	86
3-2.2 Géologie et structuration du massif.....	87
3-2.2.1 Collines bordières	87
3-2.2.2 Domaine externe	87
3-2.2.3 Domaine interne.....	87
3-2.3 Géodynamique externe.....	89
3-3 Déformation actuelle.....	90
3-3.1 Données sismo-tectoniques.....	90
3-3.2 Données géodésiques.....	91
3-4 Zone d'étude : la basse vallée de la Romanche	92
3-4.1 Géologie.....	93
3-4.2 Mouvements de terrain	94
3-4.3 Bassin de Séchilienne.....	95
CHAPITRE 4: ANALYSE STEREOGRAPHIQUE DE COUPLES DE PHOTOGRAPHIES AERIENNES	97
4-1 Calculs de MNT à partir de restitution photogrammétrique.....	99
4-1.1 Principe de la photogrammétrie	99
4-1.2 Photogrammétrie numérique	99
4-1.2.1 Définition des repères	99
4-1.2.2 Orientation interne des caméras.....	101
4-1.2.3 Orientation externe des caméras	101
4-1.2.4 Corrélation des images stéréoscopiques	102
4-2 Génération et traitement du MNT	104
4-2.1 Caractéristiques d'acquisition des images	104
4-2.2 Génération du MNT.....	107
4-2.2.1 Calibration des images.....	107
4-2.2.2 Collection des points de contrôle absolus	108
4-2.2.3 Collection de points de contrôle relatifs	108
4-2.2.4 Création des images épipolaires.....	109
4-2.2.5 Extraction du MNT.....	109
4-2.3 Traitement du MNT.....	111
4-2.4 Validation du MNT	113
4-3 Géomorphologie et localisation des mouvements de terrain	119
4-3.1 Caractéristiques géomorphologiques de la zone d'étude	119
4-3.1.1 Statistiques.....	119
4-3.1.2 Calcul des pentes locales	120
4-3.1.3 Représentation en relief	121

4-3.1.4 Orthorectification et représentation 3D.....	123
<i>4-3.2 Caractéristiques géomorphologiques des mouvements de terrain.....</i>	<i>126</i>
4-3.2.1 Mouvement de Montfalcon Ouest (4).....	126
4-3.2.2 Mouvement du Péage de Vizille (6).....	128
4-3.2.3 Mouvement de Vaulnavay le Bas (7).....	130
4-4 Données structurales.....	132
4-5 Conclusion.....	135
CHAPITRE 5: ETUDE GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DU BASSIN DE SECHILIENNE	137
5-1 Investigations géologique et géophysique	139
<i>5-1.1 Introduction.....</i>	<i>140</i>
<i>5-1.2 Analyses structurale et géomorphologique.....</i>	<i>145</i>
<i>5-1.3 Prospection géophysique</i>	<i>150</i>
5-1.3.1 Méthodes	150
5-1.3.2 Position de l'Accident Médian de Belledonne (BMF).....	152
5-1.3.3 Investigation dans le bassin	156
<i>5-1.4 Discussion.....</i>	<i>161</i>
5-1.4.1 Activité d'un pull-apart.....	161
5-1.4.2 Processus érosifs quaternaires.....	162
<i>5-1.5 Conclusion</i>	<i>163</i>
5-2 Comparaison entre mesure et simulation du rapport H/V.....	165
<i>5-2.1 Théorie</i>	<i>165</i>
5-2.1.1 Origine du bruit de fond.....	165
5-2.1.2 Rapports spectraux H/V	165
5-2.1.3 Ellipticité des ondes de Rayleigh.....	166
5-2.1.4 Fonction de transfert	166
5-2.1.5 Signification de la fréquence du pic H/V en 1D	168
5-2.1.6 Résonance 2D	169
5-2.1.7 Rapport de forme critique, transition 1D-2D.....	172
5-2.1.8 Rapport H/V et vallée 2D	173
<i>5-2.2 Description de l'étude.....</i>	<i>174</i>
5-2.2.1 Campagnes expérimentales.....	174
5-2.2.2 Simulation numérique.....	175
<i>5-2.3 Fréquences de résonance et d'ellipticité des ondes de Rayleigh en 1D.....</i>	<i>180</i>
<i>5-2.4 Comparaison des courbes H/V mesurées et simulées.....</i>	<i>181</i>
5-2.4.1 Comparaison des spectres.....	181
5-2.4.2 Profil longitudinal P.....	182
5-2.4.3 Profil transversal T2.....	187
5-2.4.4 Synthèse sur la comparaison des rapports spectraux H/V	190

5-2.5 Mise en évidence du mode de résonance 2D	192
5-2.5.1 Méthode	192
5-2.5.2 Bassin de l'île Falcon.....	192
5-2.5.3 Zone aval du bassin de Séchilienne	194
5-2.5.4 Synthèse sur la différence A/V et P/V pour des vallées 2D.....	196
5-2.6 Structure 3D du bassin de Séchilienne	196
5-2.7 Conclusion	202

TROISIEME PARTIE : LE MOUVEMENT DE TERRAIN DE SECHILIENNE205

CHAPITRE 6: DESCRIPTION DU MOUVEMENT DE TERRAIN DE SECHILIENNE207

6-1 Description du mouvement 209

6-1.1 Localisation..... 209

6-1.2 Historique

6-1.3 Risque et enjeu

6-2 Contexte géologique 214

6-2.1 Géologie..... 214

6-2.2 Géodynamique externe..... 215

6-2.3 Géomorphologie

6-2.4 Données structurales

6-2.5 Données géophysiques..... 219

6-3 Analyse de la déformation..... 221

6-3.1 Moyens

6-3.2 Analyse spatiale

6-3.3 Analyse temporelle..... 224

6-4 Mécanisme de déformation 225

6-4.1 Modèle mécanique

6-4.2 Modèle hydrogéologique

6-5 Perspectives..... 227

CHAPITRE 7: CARACTERISTIQUES GEOMORPHOLOGIQUES ET STRUCTURALES DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE.....229

7-1 Présentation du MNT utilisé..... 231

7-2	Caractéristiques géomorphologiques.....	232
7-3	Caractéristiques structurales.....	235
7-3.1	<i>A l'échelle du mouvement.....</i>	235
7-3.2	<i>A l'échelle de l'affleurement.....</i>	239
7-3.3	<i>Comparaison.....</i>	241
7-4	Conclusion.....	243
CHAPITRE 8: CONTRAINTES CHRONOLOGIQUES PAR COSMONUCLEIDES (¹⁰Be).....		
8-1	Origine de la méthode.....	247
8-1.1	<i>Le rayonnement cosmique.....</i>	247
8-1.2	<i>Les cosmonucléides produits in-situ.....</i>	248
8-2	Protocole expérimental.....	249
8-2.1	<i>Echantillonnage.....</i>	249
8-2.2	<i>Préparation des échantillons.....</i>	250
8-2.2.1	<i>Obtention de quartz purifié.....</i>	250
8-2.2.2	<i>Substitution d'HF par HNO₃.....</i>	252
8-2.2.3	<i>Extraction du ¹⁰Be sous forme de BeO.....</i>	253
8-2.3	<i>Mesure par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS).....</i>	255
8-3	Conversion du rapport isotopique en concentration.....	257
8-3.1	<i>Calcul de la concentration en béryllium 10.....</i>	257
8-3.2	<i>Calcul d'incertitude sur la concentration en béryllium.....</i>	259
8-4	Conversion de la concentration en âge d'exposition.....	260
8-4.1	<i>Détermination du taux de production.....</i>	260
8-4.1.1	<i>Variation spatiale.....</i>	260
8-4.1.2	<i>Variation temporelle.....</i>	261
8-4.1.3	<i>Effet de la profondeur.....</i>	261
8-4.1.4	<i>Effet de la géométrie d'exposition.....</i>	263
8-4.1.5	<i>Autres facteurs affectant le taux de production.....</i>	264
8-4.1.6	<i>Conclusion sur le taux de production.....</i>	265
8-4.2	<i>Détermination de l'âge d'exposition.....</i>	266
8-4.3	<i>Incertitude sur l'âge d'exposition.....</i>	268
8-5	Application sur le mouvement de Séchilienne.....	269
8-5.1	<i>Introduction.....</i>	270
8-5.2	<i>Structure et dynamique du mouvement.....</i>	271
8-5.3	<i>Stratégie d'échantillonnage et méthodologie.....</i>	276

<i>8-5.4 Resultats et interpretation</i>	279
8-5.4.1 Datation de roches poli-glaciaires.....	280
8-5.4.2 Datation le long de l'escarpement sommital.....	281
<i>8-5.5 Discussion</i>	283
<i>8-5.6 Conclusion</i>	287
CONCLUSION GENERALE	289
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	297

AVANT PROPOS

Tout d'abord, je voudrais remercier Denis Jongmans et Stéphane Schwartz pour m'avoir proposé ce sujet de recherche et pour la qualité de leur direction. Je tiens également à y associer Jean-François Gamond pour sa participation active à l'encadrement de cette thèse. Ils ont su me guider en me laissant une grande part d'autonomie et me remotiver dans les moments plus difficiles.

Mes remerciements vont ensuite aux membres du jury pour le temps qu'ils ont consacré à mon travail, Thierry Camelbeeck et Michel Jaboyedoff, rapporteurs et Pierre Desvarreux, Stéphane Guillot et Lionel Siame, examinateurs. Les nombreuses questions et leurs remarques avisées qui ont suivies l'exposé soulignent l'intérêt qu'ils ont porté à ma thèse.

Je remercie également, pour leurs aides scientifiques indispensables, Pascal Allemand (LST, Lyon) pour la génération de MNT par photogrammétrie, Cécile Cornou (LGIT, Grenoble) pour la modélisation du bruit de fond sismique, et Julien Carcaillet (LGCA, Grenoble), Didier Bourlès (CERGE, Aix en Provence) et Régis Braucher (CERGE, Aix en Provence) pour la préparation des échantillons et l'interprétation des résultats des datations par cosmonucléides.

Les résultats obtenus au cours de ces trois ans n'auraient pu être obtenus sans l'aide technique de nombreuses personnes. Tout d'abord, un grand merci aux personnels administratifs et informatiques du LIRIGM au sein duquel j'ai commencé ma thèse puis du LGIT où je l'ai terminé. Je tiens également à remercier vivement toutes les personnes m'ayant accompagné sur le terrain pour les différentes campagnes géophysiques. En particulier, je souhaiterais citer Yves Orenge pour sa très grande disponibilité et compétence mais aussi pour sa bonne humeur. Je n'oublie pas non plus le personnel technique du CEREGE qui m'a permis d'obtenir en urgence les mesures de ^{10}Be .

Lors de ma thèse, j'ai eu la chance de pouvoir enseigner et pour cela je voudrais remercier Stéphane Garambois pour avoir accepté d'être mon tuteur de monitorat et André Giraud, directeur du département géotechnique de Polytech'Grenoble pour m'avoir proposé ces cours.

Ces trois années de thèse m'ont également permis de partager de très bons moments dans et en dehors du labo. Un merci particulier à Camille et Guillaume pour leur amitié.

Enfin, je remercie tout particulièrement mes parents pour leur soutien sans faille durant ces longues années d'études et Céline pour sa présence dans la dernière ligne droite.

INTRODUCTION GENERALE

Les mouvements de terrain constituent un aléa majeur dans les régions montagneuses en raison des dégâts directs qu'ils sont susceptibles de provoquer sur les infrastructures ou les personnes. Ils peuvent également concerner une zone plus vaste. En effet, les matériaux éboulés peuvent obstruer la vallée et provoquer, en cas de rupture brutale du barrage formé, l'inondation de la vallée à l'amont et le déferlement d'une onde de crue à l'aval. Historiquement, deux évènements de cette nature ont eu des conséquences catastrophiques dans la région de Grenoble. Le premier, qui s'est produit dans la nuit de 14 au 15 Septembre 1219, a été causé par la rupture brutale d'un barrage naturel formé par la réunion de deux cônes de déjection torrentiels sur le lit de la Romanche qui a engendré une vague d'eau jusqu'à Grenoble et a causé plusieurs milliers de victimes (Cottes, 1924 ; Bailly-Maître et al., 1997). Le deuxième évènement concerne l'éboulement du mont Granier dans la nuit du 24 au 25 Novembre 1248, dont le volume, estimé à environ 500 millions de m³, a enseveli 5 villages faisant environ un millier de victimes (Antoine and Cruden, 1984 ; Nicoud et al., 1999). Plus récemment, une étude de l'*International Disaster Database* a estimé, pour l'Europe, que les dommages causés par les mouvements de terrain entre 1960 et 2004 se sont élevés à plus de 1.7 milliard de dollars et 16 158 victimes ont été recensées pour 75 évènements. Ceux-ci ont concerné, entre autre, la catastrophe de Vajont (Italie, 1963, environ 2000 victimes (Paolini and Vacis, 1997)), le mouvement rocheux de Valpola (Italie, 1987, 27 victimes, 34 millions de m³ (Azzaoni et al., 1992)) ou l'éboulement de Randa (Suisse, 1991, 30 millions de m³ (Eberhardt et al., 2002 ; Sartori et al., 2003)). En France, les mouvements de terrain concernent 7000 communes, avec des risques réels pour la population pour un tiers d'entre elles (www.prim.net). Depuis 1982, l'Etat doit afficher le risque lié aux mouvements gravitaires (loi 82600 du 13 Juillet 1982), ce qui a conduit à la mise en place de Plans d'Evaluation des Risques (PER) puis de Plans de Préventions des Risques (PPR) (Besson, 2005). Ces plans sont basés sur la notion de risque, qui englobe à la fois l'importance et l'occurrence de l'évènement naturel (aléa) et son impact socio-économique (vulnérabilité).

Les phénomènes paraglaciers, ont été définis il y a plus de trente ans pour mettre en évidence les conséquences d'une déglaciation sur l'évolution des systèmes morphogéniques d'une vallée glaciaire (Ryder, 1971 ; Church and Ryder, 1972). Les études menées depuis une dizaine d'années sur ce thème ont montré que les réajustements paraglaciers étaient associés à la libération massive d'eaux de fusion, au remaniement des stocks sédimentaires délaissés par les glaciers et à l'action de la décohéssion postglaciaire des versants rocheux (Evans and

Clague, 1994 ; Ballantyne, 2002). Après cette identification des mécanismes érosif et sédimentaire liés à la déglaciation, des travaux récents ont indiqué que ces processus se caractérisent par des relations spatio-temporelles, occasionnant la libération de sédiments à partir des marges désenglacées puis leur transfert vers des réservoirs sédimentaires durables avec un rythme de transfert décroissant à mesure que les réservoirs sédimentaires s'épuisent (Jones, 2000 ; Ballantyne, 2002 et 2003). Le retrait des glaciers a donc provoqué une importante crise morphogénique associée à la substitution du système glaciaire par un système d'érosion postglaciaire.

Au cours de ce travail, nous avons cherché à comprendre l'influence de l'évolution morphologique d'une vallée glaciaire sur l'initiation et la localisation des instabilités gravitaires de ses versants rocheux, avec une focalisation sur la basse vallée de la Romanche (massif de Belledonne, France).

La basse vallée de la Romanche incise la partie Sud du massif de Belledonne, un des massifs cristallins externes des Alpes occidentales au Sud-Est de l'agglomération grenobloise. Elle a été soumise à de nombreux cycles de glaciation et déglaciation durant le Quaternaire et ses versants présentent de nombreux indices de déstabilisations gravitaires. Notamment, le mouvement de terrain de Séchilienne, mouvement majeur des Alpes françaises, affecte les pentes de la rive droite de la basse Romanche. C'est pourquoi nous avons choisi d'étudier l'évolution géomorphologique de cette région en relation avec les instabilités gravitaires de ses versants rocheux.

Ce rapport de thèse s'articule en trois parties, elles mêmes subdivisées en plusieurs chapitres. La première partie présente une description et analyse des mécanismes érosifs et sédimentaires à l'origine de la géomorphologie d'une vallée glaciaire (chapitre 1) et des différentes méthodes d'investigation utilisées pour la caractérisation et l'évaluation de ces processus (chapitre 2). Trois principales méthodes ont été appliquées au niveau de la basse vallée de la Romanche et du mouvement de Séchilienne en vue d'étudier les relations existant entre l'évolution de sa morphologie et l'initiation des instabilités gravitaires de ses versants rocheux : la morphologie de surface, la prospection géophysique de sub-surface et la datation par cosmonucléides. La deuxième partie s'articule autour de la description et de l'étude morphologique, structurale et géophysique de la basse vallée de la Romanche. Le massif de Belledonne et la zone d'étude sont, dans un premier temps, décrits (chapitre 3). La génération

et le traitement d'un Modèle Numérique de Terrain haute résolution par photogrammétrie numérique à partir de couples de photographies aériennes ont ensuite permis de localiser et de caractériser les instabilités gravitaires se développant dans les versants rocheux surplombant la basse vallée de la Romanche et de proposer un schéma structural de notre zone d'étude (chapitre 4). Enfin, une prospection géophysique de sub-surface approfondie a été réalisée au niveau de la basse vallée de la Romanche afin d'étudier l'origine de la formation du bassin de Séchilienne (chapitre 5). La troisième partie concerne plus particulièrement le mouvement de terrain de Séchilienne qui affecte les versants rocheux situés en rive droite de la Romanche. Les études et travaux antérieurs réalisés sur ce mouvement majeur des Alpes françaises sont, dans un premier temps, présentés (chapitre 6). Ensuite, une étude de la morphologie de surface et de la structuration de cette instabilité a été réalisée à partir d'un Modèle Numérique de Terrain très haute résolution (chapitre 7). Enfin, les méthodes de datation par cosmonucléides ont été appliquées sur la niche d'arrachement sommitale de ce mouvement de versant de grande ampleur afin de contraindre son initiation et sa dynamique de déstabilisation (chapitre 8). Enfin, dans la conclusion générale, la relation entre ces études réalisées à deux échelles spatiales différentes (celle de la vallée et celle du mouvement) est présentée de manière à répondre à notre problématique.

PREMIERE PARTIE :

**MORPHOGENESE ET EVOLUTION
PARAGLACIAIRE D'UNE VALLEE
GLACIAIRE**

CHAPITRE 1:

DESCRIPTION ET ANALYSE

La morphologie d'une vallée alpine glaciaire dépend des processus de surface (érosion et sédimentation) résultant des glaciations et déglaciations successives de la vallée. La déglaciation, période marquée par la fonte progressive et totale des appareils glaciaires, provoque une véritable rupture d'équilibre au sein des systèmes morphogéniques. Cette crise morphogénique majeure aboutit, par le remaniement des héritages glaciaires, à un nouvel état d'équilibre postglaciaire. Pour étudier les modalités de cette crise et les réajustements qui la caractérisent, il est nécessaire d'intégrer à la fois le rôle du glacier dans la morphogénèse de la vallée alpine et les réajustements paraglaciaux issus de sa déglaciation.

Après avoir présenté les variations climatiques principales du Quaternaire, la morphogenèse d'une vallée alpine lors des périodes glaciaires et l'évolution paraglaciale de sa morphologie depuis la dernière glaciation seront successivement décrites et analysées afin de définir les paramètres importants dans l'initiation et l'évolution des instabilités gravitaires des versants rocheux.

1-1 Variations climatiques du Quaternaire

1-1.1 Succession de périodes glaciaires et interglaciaires

Dés la fin de l'ère Tertiaire et pendant toute la durée du Quaternaire, la Terre a été soumise à une succession de périodes froides au cours desquelles d'immenses glaciers ont, à leur apogée, recouvert plus du quart des terres émergées, à la fois dans l'hémisphère Nord et dans l'hémisphère Sud (Jouzel et al., 2008).

La figure 2-1 présente les variations de la température enregistrées dans les glaces de l'Antarctique depuis 800 000 ans. Cette courbe révèle la présence, avec une certaine cyclicité, de périodes glaciaires (stades isotopiques pairs), caractérisées par des températures moyennes inférieures de 6 à 8°C par rapport à celles actuelles, séparées par des périodes interglaciaires plus courtes (stades isotopiques impairs) (Petit et al., 1999 ; Jouzel et al., 2007) (Fig. 2-1 et Tableau 1-1).

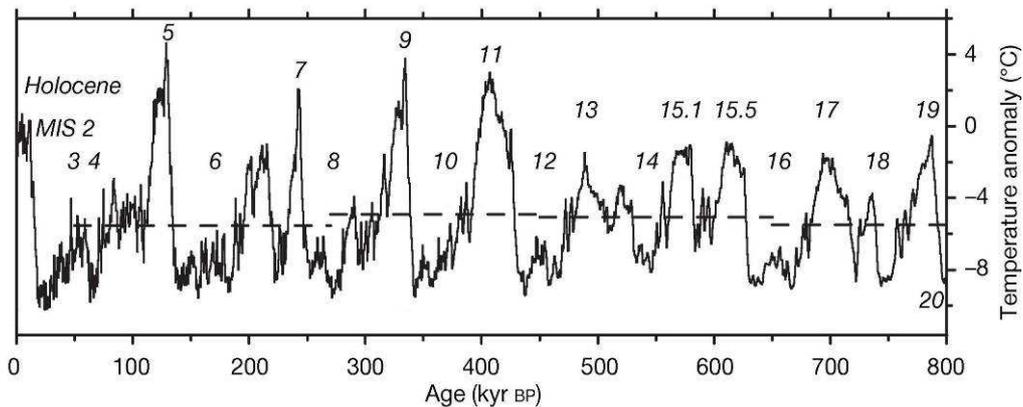


Fig. 1-1: Enregistrement des variations de la température de l'Antarctique durant le Quaternaire dans la glace (forage à Dôme C, EPICA). Les numéros correspondent aux stades isotopiques (Tableau 1-1). Tiré de Jouzel et al., 2007.

Epoque	Stade	Nom	Période	Age BP (ka)
<i>Holocène</i>	1		interglaciaire	0-12
<i>Pléistocène</i>	2, 4	Würm	glaciaire	12-110
	5	Riss - Würm	interglaciaire	110-130
	6	Riss	glaciaire	130-200
	7, 9, 11	Mindel - Riss	interglaciaire	200-240, 320-340, 390-430
	8, 10, 12	Mindel	glaciaire	240-320, 340-390, 430-470
	13, 15	Günz - Mindel	interglaciaire	470-530, 560-630
	14, 16	Günz	glaciaire	530-560, 630-670

Tableau 1-1: Chronologie alpine des périodes glaciaires et interglaciaires durant le Quaternaire. Les âges des différents stades isotopiques sont déterminés à partir des données du carottage de Dôme C en Antarctique (Fig. 1-1).

1-1.2 Variabilité climatique de l'Holocène

L'Holocène, qui a débuté il y a environ 12 000 ans BP est une période interglaciaire qui suit la dernière période glaciaire du Pléistocène, le Würm (Fig. 1-1 et Tableau 1-1).

La figure 1-2 présente l'évolution de trois proxies permettant de suivre l'évolution des caractéristiques paléo-climatiques au cours de l'Holocène. Ainsi, l'évolution de la température moyenne en Europe a été reconstruite à partir de données quantitatives de pollen sur plus de 500 sites (Fig.1-2a) (Davis et al., 2003). Les caractéristiques hydrologiques de l'Holocène ont été extrapolées à partir de la distribution des dates du niveau haut de 26 lacs situés dans les montagnes du Jura, les pré-Alpes françaises et le plateau Suisse (histogramme gris, Fig. 1-2b) (Magny, 2004 et 2007). Enfin, le développement du couvert forestier dans les Alpes du Sud a été estimé à partir de l'évolution du taux de pollen (courbe noire, Fig. 1-2b) (de Beaulieu, 1977).

A partir de ces données, l'Holocène peut être subdivisé en cinq phases climatiques différentes, qui suivent la dernière phase climatique de la dernière glaciation du Würm (le Dryas) (Berger et al., 1992) (Fig. 1-2). La phase de transition du Préboréal (12 000 – 10 000 ans BP) est caractérisée par un climat sec et une augmentation des températures. Ce réchauffement va s'accroître durant le Boréal (10 000 – 9 000 ans BP). Cette phase est suivie par une période caractéristique de l'Holocène, l'optimum climatique (9 000 – 5 000 ans BP) (zone grise, Fig. 1-2). Dans les Alpes de l'Ouest, cette période est caractérisée par une augmentation de la température moyenne de 1 à 2 °C (Davis et al., 2003) (Fig. 1-2a), un développement du couvert forestier (de Beaulieu, 1977) (Fig. 1-2b) et une augmentation des niveaux dans les lacs causée par des fortes précipitations annuelles (Magny, 2004 et 2007) (Fig. 1-2b). La combinaison de ces différentes caractéristiques climatiques fait de l'optimum climatique une période relativement chaude et très humide de l'Holocène. S'en suit une baisse des températures durant le Subboréal (5 000 – 2 500 ans BP) se poursuivant durant le Subatlantique (2 500 – 0 ans BP).

L'Holocène ne correspond donc pas à une période stable mais présente des fluctuations climatiques qui ont influencé les fluctuations (avancée et recul) des glaciers dans les vallées alpines (Denton and Karlen, 1973).

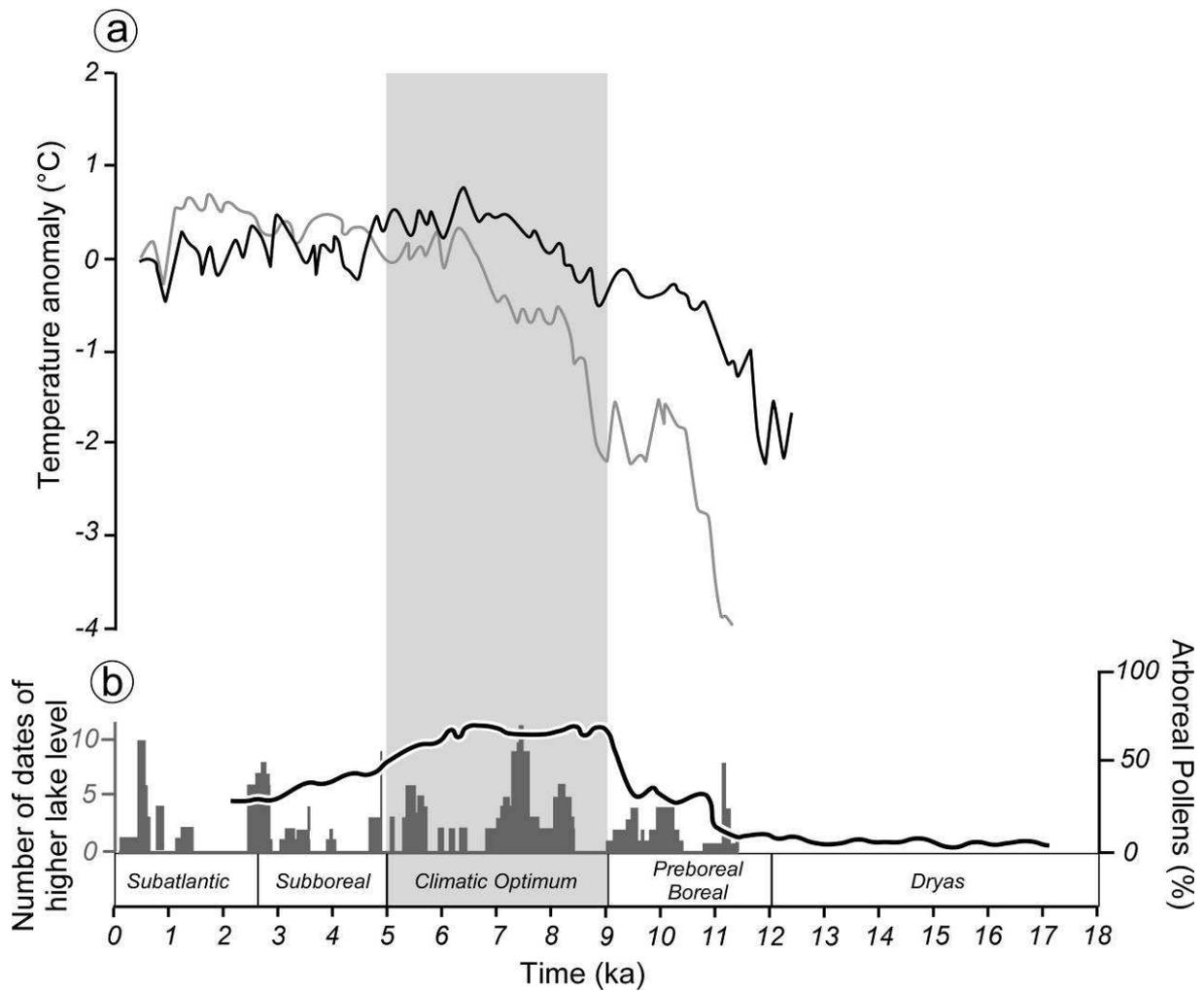


Fig. 1-2: Variabilité de trois paramètres liés au climat durant l'Holocène. (a) Evolution de la température en Europe reconstruite à partir de données de pollen en hiver (courbe grise) et en été (courbe noire), d'après Davis et al (2003). (b) Distribution des dates du niveau haut des lacs dans les montagnes du Jura, les pré-Alpes françaises et le plateau Suisse (histogramme gris), d'après Magny (2004 et 2007) et évolution du taux de pollen dans les Alpes du Sud (courbe noire), d'après de Beaulieu (1977).

1-2 Morphogenèse d'une vallée glaciaire

1-2.1 Introduction

Durant les périodes glaciaires, les glaciers ont recouvert les grandes vallées alpines préexistantes. Ils ont alors marqué profondément les paysages en façonnant ces vallées de manière caractéristique tant par leurs actions érosives résultant du travail d'écoulement en bloc des glaciers que par les sédiments qu'ils ont déposés. Le travail des glaciers, en érodant par surcreusement le fond des vallées a ainsi élargi les vallées, aiguisé les arêtes et affiné la forme des montagnes.

Au cours de ce paragraphe, les processus d'érosion glaciaires et la morphologie résultante seront d'abord décrits. Le fonctionnement dynamique du système glaciaire sera ensuite présenté de manière à comprendre l'influence des changements climatiques sur l'évolution de la morphologie des vallées.

1-2.2 L'érosion glaciaire et la morphologie associée

1-2.2.1 Les processus d'érosion glaciaire

Dans le cas d'un glacier tempéré, deux processus d'érosion glaciaire peuvent être distingués, l'érosion par la glace elle-même et l'érosion par les eaux glaciaires (Hambrey and Alean, 2004).

La glace qui compose le glacier peut agir de trois manières, par poussée, par abrasion et par polissage (Hambrey and Alean, 2004). La poussée entraîne la fracturation et l'arrachement des reliefs en saillie sur le lit, donnant ainsi naissance à des abrupts d'arrachement. L'abrasion s'exerce sur le fond et les parois de la vallée, donnant souvent naissance à des roches moutonnées. Finalement le polissage engendre des roches à surfaces arrondies présentant des stries glaciaires (roches polies glaciaires). Dans les effets d'abrasion et de polissage, ce sont, plus que la glace elle-même, les débris rocheux qu'elle renferme qui constituent l'agent d'érosion.

Les eaux glaciaires sont constituées par l'ensemble de différents flux : les eaux de fonte de surface, les plus importantes, les eaux des versants (sources, fonte des glaciers affluents non coalescents, fonte des névés), les eaux météoriques (pluie et neige) et les eaux de fonte dues au mouvement du glacier et au flux géothermique.

Le pouvoir érosif de ces eaux glaciaires est très important et elles agissent suivant quatre modes d'autant plus efficaces qu'ils travaillent en synergie (Hambrey and Alean, 2004) :

- (1) par érosion mécanique grâce aux éléments solides qu'elles transportent ;
- (2) par érosion hydraulique (en particulier la cavitation) avec une efficacité d'autant plus importante que la vitesse d'écoulement est grande ;
- (3) par pression différentielle, pression qui tend à ouvrir les fissures des rochers, contribuant ainsi à la création d'abrupts d'arrachement ;
- (4) par érosion chimique, ces eaux froides étant acides (du fait du dioxyde de carbone dissous) et agressives vis-à-vis des roches sédimentaires mais également cristallines.

L'action de ces différents processus d'érosion glaciaire a façonné la morphologie des vallées alpines préexistantes pour former des profils en travers et en long typiques (Harbor et al., 1988).

1-2.2.2 Profil en travers

La figure 1-3 montre l'évolution typique de la morphologie d'une vallée par l'action du glacier. Avant la glaciation, la surface de la vallée préexistante, présente une forme en V, caractéristique de l'érosion fluviale. L'érosion glaciaire, durant la glaciation, va alors, par les différents processus d'érosion (paragraphe 1-2.2.1), surcreuser la vallée en incisant le substratum pour former une auge en U (Harbor, 1992). Une autre caractéristique des vallées glaciaires est la présence de rebords d'auges et d'épaulements. En effet, les flancs d'une vallée glaciaire s'élèvent souvent jusqu'à une rupture de pente, le rebord d'auge, au-dessus de laquelle les pentes diminuent et forment des épaulements (Harbor, 1992).

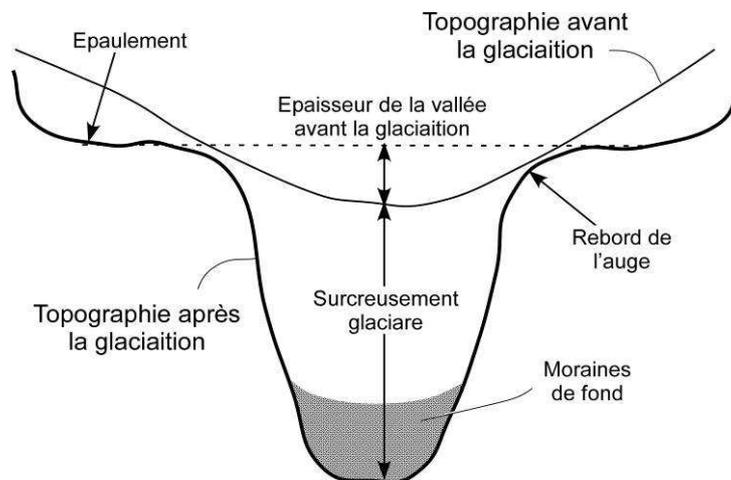


Fig. 1-3: Profil en travers caractéristique d'une vallée glaciaire montrant la topographie de la vallée avant et après la glaciation ainsi que les épaulements glaciaires.

Cependant, d'après l'examen de profils transversaux de plusieurs vallées glaciaires, Montjuvent (1978) en conclut que l'aspect schématique et théorique en U d'une vallée glaciaire, en opposition au V d'une vallée fluviale, n'est pas si fréquent. Ainsi, si les vallées glaciaires présentent parfois une section en U, avec une auge à fond plat, les flancs de l'auge sont quelquefois inclinés (le fond de l'auge manquant alors) et la vallée prend alors une forme en V. Les facteurs lithologiques et structuraux jouent un rôle important dans la forme du profil en travers de la vallée, l'aspect en U ne provenant principalement que du contraste entre un fond constitué de roches tendres (ou fracturées) et des versants formés par des affleurements de roches plus dures (ou moins disloquées) (Montjuvent, 1978).

1-2.2.3 Profil en long

La pente longitudinale d'une vallée glaciaire n'est pas constante et présente des irrégularités fréquentes et caractéristiques. Son profil en long montre en effet des formes de surcreusement correspondant topographiquement à des cuvettes lacustres, des petits bassins, voire des petites plaines alluviales (*ombilics*), limitées à l'aval par une bosse, une contre-pente ou un simple resserrement de la vallée (*verrou*) (MacGregor et al., 2000). Montjuvent (1978) a étudié la formation des ombilics et des verrous. Il a montré que la position des ombilics et des verrous est liée à la lithologie ou à la structuration de la vallée et qu'il existait une relation entre la position des ombilics (sections élargies et approfondies) et des verrous (sections rétrécies). En effet, il n'existe pas de verrous en roche tendre mais dans des roches relativement plus dures que les roches encaissantes où la vallée s'élargit et s'approfondit. Corrélativement, tous les ombilics sont excavés soit en roches tendres, soit dans des conditions structurales favorables (zones de faiblesse tectonique). La formation des ombilics et des glaciers repose donc sur l'hypothèse d'une érosion différentielle et est présenté à la figure 1-4 (Montjuvent, 1978). Le glacier, envahissant le réseau hydrographique préexistant ne présentant probablement pas de contre-pentes mais des sections variables (sections élargies dans les roches tendres et sections rétrécies dans les roches dures) (Fig. 1-4a et b), n'a aucune raison de surcreuser tant qu'il s'écoule dans la section élargie de la vallée sur laquelle il glisse à vitesse constante. En revanche, lorsqu'il arrive au niveau de la section rétrécie, pour assurer un débit constant, sa vitesse d'écoulement augmente. La pression dynamique (P_{dyn}) s'exerçant sur les parois et sur le fond au niveau de cette section rétrécie diminue alors (car elle est fonction de l'inverse du carré de la vitesse) (Fig. 1-4c). Le glacier travaillant par abrasion et/ou par arrachement, la pression qu'il exerce sur les matériaux à éroder est fondamentale pour son efficacité.

L'érosion glaciaire est alors inférieure, ce qui provoque la mise en relief de l'obstacle et la formation d'une contre-pente en amont (Fig. 1-4d). Le phénomène de surcreusement amorcé par une érosion plus faible sur la section rétrécie (dégagement du verrou) est alors amplifié (rétroaction positive) par l'augmentation de la pression dû au poids du glacier (P_{poids} , fonction de l'épaisseur de glace, respectivement h au niveau de la section rétrécie et H au niveau de la section élargie avec $H > h$) accroissant l'érosion au niveau du futur ombilic (Fig. 1-4d). Le glacier étant apte à franchir cette contre-pente, il l'est également à ramener d'amont en aval et donc à évacuer, par-dessus cette contre-pente, les matériaux érodés lors du surcreusement de l'ombilic. Enfin, la préservation du verrou formé résulte de la plus grande résistance des roches à l'érosion glaciaire et fluviatile.

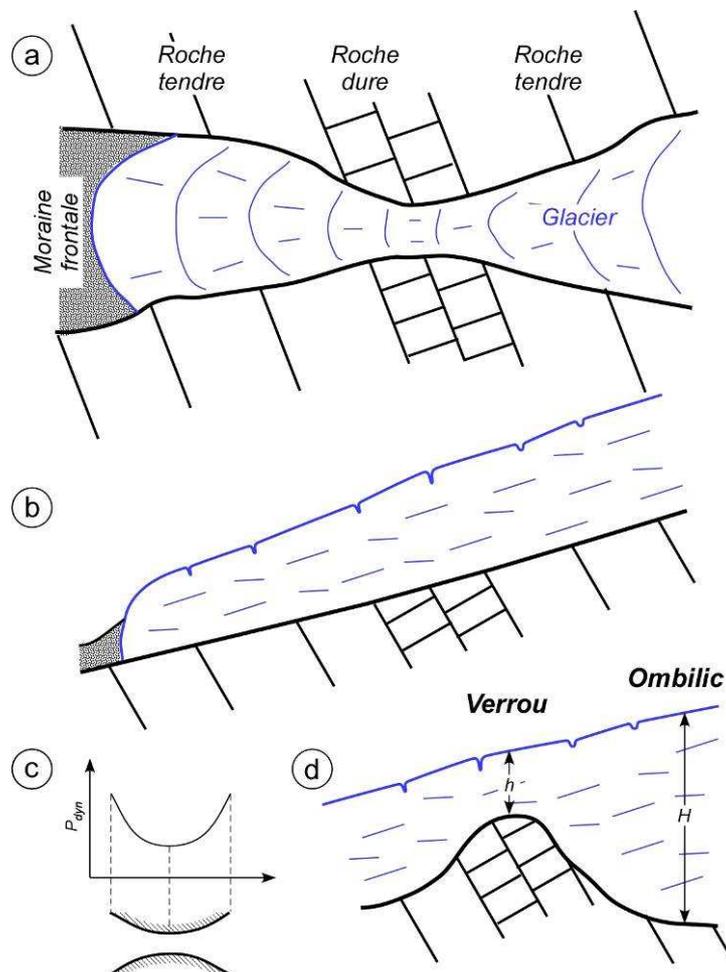


Fig. 1-4: Schéma théorique de la formation d'un couple verrou-ombilic (d'après Montjuvent (1978)). (a) Vue de dessus du profil en long préglaciaire de la vallée avec la présence d'un étranglement de la vallée au niveau d'une zone de roches plus résistantes. (b) Vue en coupe du profil en long préglaciaire de la vallée. (c) Courbe de pression dynamique (P_{dyn}) dans un conduit à section variable. (d) Glacier dégagant un verrou où la pression dû à son poids est fonction de la hauteur de glace qui est plus faible sur le fond du verrou (h) que sur le fond de l'ombilic (H).

1-2.2.4 Quantification de l'érosion glaciaire

Quelques études ont tenté de quantifier l'érosion glaciaire à partir de cas concrets (entre 0.5 et 1.5 mm/an pour des glaciers tempérés) (Hallet et al., 1996 ; Swift et al., 2005) et de comprendre l'impact des glaciers sur le relief sur la base de formulations analytiques (Anderson et al., 2006) ou de modélisations numériques (MacGregor et al., 2000). Ces études ont montré l'importance de l'érosion glaciaire dans la signature morphologique des profils en travers et en long de vallée glaciaire. Ces travaux ne couvrent néanmoins généralement qu'une échelle locale (vallée glaciaire). van der Beek and Bourbon (2008) ont alors quantifié le surcreusement glaciaire des grandes vallées glaciaires de plusieurs massifs des Alpes occidentales. L'érosion glaciaire moyenne de ces vallées est ainsi estimée entre 250 et 500 mètres, ce qui démontre le rôle prédominant de l'action des glaciers dans le développement des vallées glaciaires (van der Beek and Bourbon, 2008).

1-2.3 Le fonctionnement du système glaciaire en équilibre dynamique

1-2.3.1 Le glacier : un système ouvert

Le glacier est un système ouvert en équilibre dynamique, en proie à d'incessants ajustements. Son évolution (Fig. 1-5) est fonction du bilan entre les entrées qui l'alimentent et les sorties qui occasionnent des pertes de volume (Cossart, 2005). Ces entrées et sorties peuvent être appréhendées selon trois bilans principaux, un bilan en neige au premier ordre, un bilan sédimentaire au deuxième ordre et des bilans énergétiques au troisième ordre (Cossart, 2005). Au premier ordre, les entrées sont conditionnées par les avalanches ou les précipitations neigeuses tandis que les pertes le sont par la fusion, la sublimation ou des événements particuliers comme des chutes de séracs (Fig. 1-5). Au deuxième ordre, dans la partie amont du glacier, les apports de matériel s'effectuent depuis le domaine supraglaciale (éboulis, avalanches rocheuses, apports éoliens, ...) ou sousglaciale (abrasion, délogement, ...). Ces sédiments sont alors pris en charge par le glacier puis stockés sous forme de moraines ou exportés par le torrent proglaciaire vers l'aval (Fig. 1-5). Au troisième ordre, un bilan entre les forces gravitaires d'une part et les forces de frottements et les forces dissipées par le fluage de la glace d'autre part conditionne les modalités d'écoulement du glacier (vitesse, renouvellement des matériaux) et un bilan entre les flux de chaleur (sensible, latente, géothermique) conditionne les pertes de volume de glace par fusion ou sublimation (Fig. 1-5).

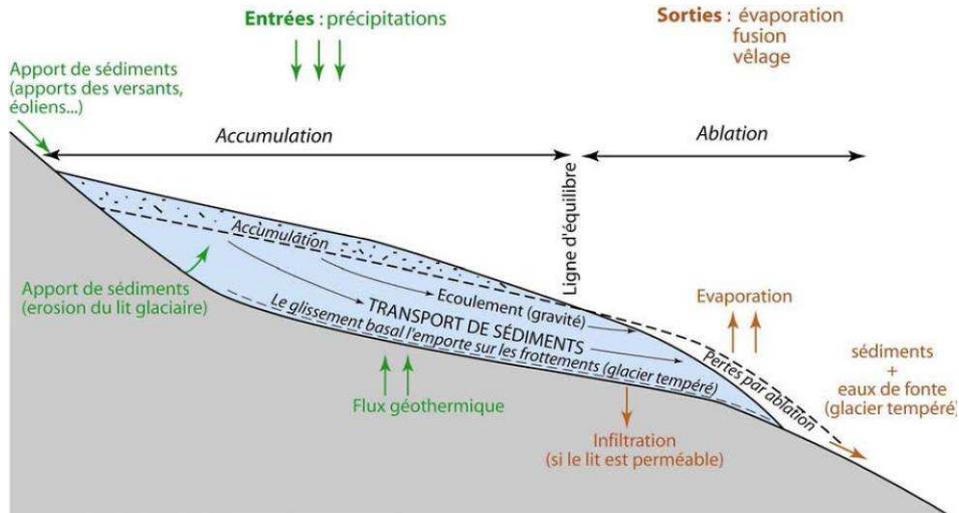


Fig. 1-5: Coupe schématique en long d'un glacier tempéré avec les différents flux d'eau, de sédiment et d'énergie à travers le système (représenté par des flèches, vertes pour les entrées et rouges pour les sorties). Tiré de Cossart (2005).

Ces flux de matière et d'énergie caractérisant le fonctionnement du système ouvert entraînent un ajustement du glacier aux conditions environnementales. Celui-ci s'exprime par des variations géométriques (longueur, superficie, volume) et des conséquences d'ordre sédimentologiques (dépôts de moraines, ...). Le suivi de ces variations glaciaires est effectué par l'utilisation de deux paramètres, le bilan de masse et la variation de la ligne d'équilibre glaciaire (*LEG*) (Cossart, 2005).

1-2.3.2 La signification du bilan de masse

Le bilan de masse est défini par la différence entre le volume accumulé et le volume perdu par ablation rapporté à la superficie du glacier sur une année (Nesje and Dahl, 2000). Il permet donc de déterminer les variations volumétriques d'un glacier.

La figure 1-6 présente l'influence du bilan de masse sur l'importance du flux glaciaire (Sugden and John, 1976). Ainsi, plus le gradient altitudinal du bilan de masse est grand (glacier B > glacier A, Fig. 1-6), plus les matières (glace et débris) sont rapidement transférées vers la partie aval. En effet, la vitesse d'écoulement du glacier et donc le renouvellement des matériaux dépendent du volume de neige et de glace accumulé dans la partie amont du glacier. Le calcul du bilan de masse permet donc également de comprendre la dynamique glaciaire et d'estimer les vitesses de transfert des sédiments de l'amont vers l'aval (Sugden and John, 1976). De plus, ces conséquences rejaillissent sur le potentiel érosif du glacier, qui est proportionnel à la vitesse d'écoulement (Eyles, 1983). L'activité morphogénique du glacier B est donc potentiellement plus importante que celle du glacier A.

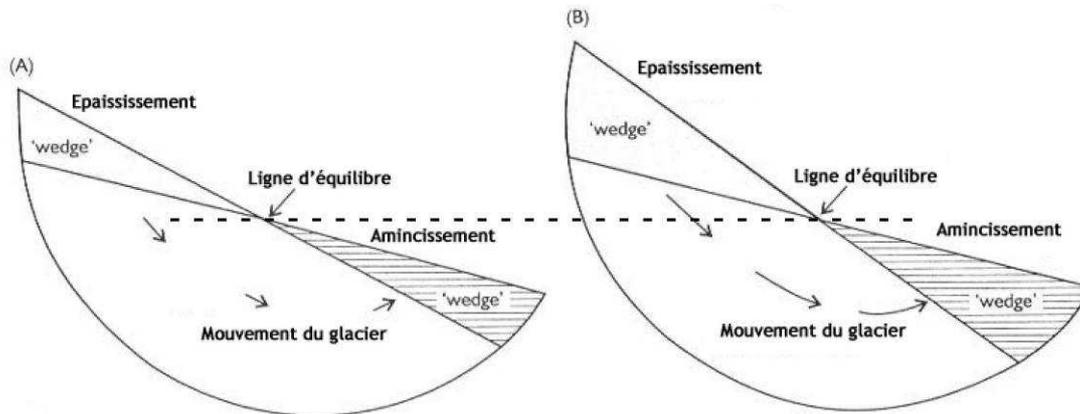


Fig. 1-6: Modélisation du flux glaciaire en fonction de l'importance du gradient altitudinal du bilan de masse ($A < B$) pour une ligne d'équilibre glaciaire située à la même altitude. Tiré de Sugden and John (1976).

Le bilan de masse influence donc le comportement du glacier sur (i) l'ampleur des transferts de matériels (eau, glace et sédiments) à travers le système, (ii) la quantité d'eau libérée et fournie aux émissaires proglaciaires et (iii) la capacité du glacier à éroder le substratum et donc à fournir du matériel sédimentaire.

1-2.3.3 La signification de la ligne d'équilibre glaciaire

La ligne d'équilibre glaciaire (*LEG*) représente la ligne théorique d'un glacier où le bilan de masse est nul, elle sépare donc la zone d'accumulation de la zone d'ablation du glacier (Sugden and John, 1976 ; Meierding, 1982) (Fig. 1-7).

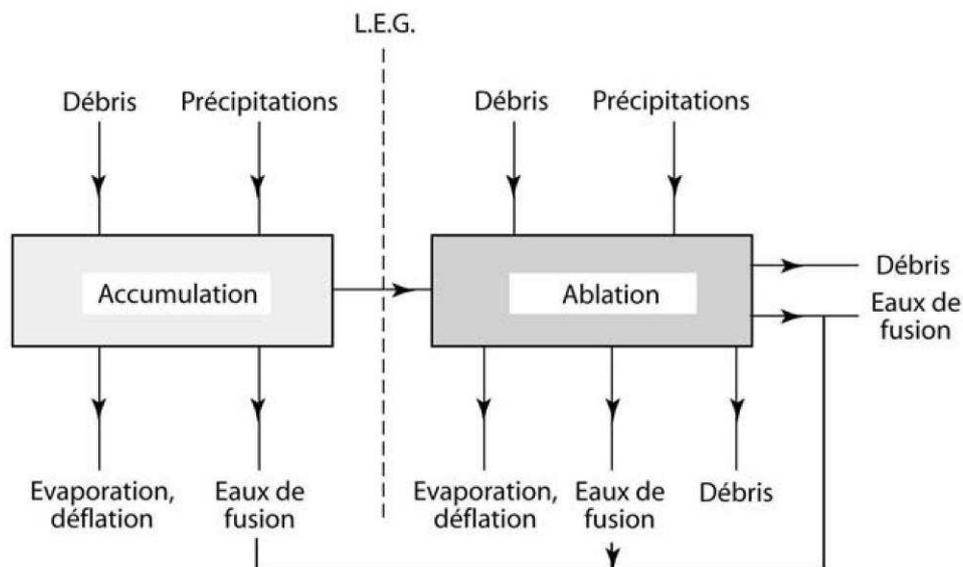


Fig. 1-7 Définition et signification de la ligne d'équilibre glaciaire (*LEG*). Tiré de Sugden and John (1976).

Ces deux sous-systèmes glaciaires (zone d'accumulation à l'amont et zone d'ablation à l'aval) ainsi délimités par la ligne d'équilibre glaciaire correspondent à des lieux d'action de processus d'érosion et de transits de sédiments différents (Sugden and John, 1976 ; Benn and Evans, 1998). Ainsi, dans la zone d'accumulation du glacier, les flux de glace exerçant une force de cisaillement sur le substratum, un phénomène d'érosion du lit rocheux est observé (Fig. 1-5). En revanche, dans la zone d'ablation, ces flux s'orientant vers la surface du glacier, une accumulation des sédiments érodés est formée au contact entre le glacier et le lit rocheux (Fig. 1-5). La LEG permet donc de distinguer les zones où l'action érosive domine (zone d'ablation), des zones où la sédimentation est dominante (zone d'accumulation). De plus, elle permet également d'identifier les secteurs où agissent principalement les eaux de fusion. En effet, même si des écoulements sont possibles dans la zone d'accumulation, l'augmentation des taux d'ablation vers l'aval du glacier exacerbe l'activité morphogénique des eaux de fusion (Vivian, 1975 ; Sugden and John, 1976) (Fig. 1-7).

1-2.3.4 La réponse du glacier en contexte de déglaciation

La déglaciation s'accompagne d'une diminution du bilan de masse et d'une hausse de la ligne d'équilibre glaciaire provoquant, par le recul de la zone d'ablation vers l'amont et par une modification du régime érosif du glacier (Cossart, 2005) :

- (1) une libération massive des eaux de fusion ;
- (2) un abaissement du niveau de base atteint par le glacier ;
- (3) une exposition à la surface des versants rocheux précédemment englacés.

Ces perturbations modifient alors le fonctionnement du système glaciaire.

1-2.4 Conclusion

Les glaciers apparaissent comme l'outil le plus efficace et le plus puissant de l'érosion différentielle, en exploitant toutes les différences lithologiques, les faiblesses structurales ou les contrastes topographiques qu'ils trouvent sur leur passage. La morphologie des vallées alpines est donc fortement influencée par les glaciations quaternaires successives, mais aussi par leur évolution paraglaciale depuis la dernière glaciation qui est décrite dans le paragraphe suivant (paragraphe 1-3). En effet, le retrait glaciaire permet la mobilisation et le transit des sédiments d'origines glaciaires et expose à la surface les versants rocheux précédemment englacés.

1-3 Evolution paraglaciale d'une vallée glaciaire

1-3.1 Introduction

En contexte de déglaciation, les terrains de la vallée exposés à la surface sont susceptibles de subir des modifications géomorphologiques. Le terme d'évolution paraglaciale est défini comme l'étude des processus de surface, des sédiments, des formes et des paysages directement influencés par une glaciation et déglaciation (Ballantyne, 2002). Ballantyne (2002) différencie trois sous-systèmes paraglaciaux en fonction des sources sédimentaires affectées, (i) les parois rocheuses, (ii) les dépôts glaciaires recouvrant les versants et (iii) les sédiments glaciaires remplissant le fond de la vallée. En contexte alpin, le bilan de masse déficitaire et l'élévation de la ligne d'équilibre glaciaire observés en contexte de déglaciation affectent le fonctionnement de l'ensemble du système glaciaire. Trois principales perturbations apparaissent alors en conséquence au retrait du glacier et affectent les trois sous-systèmes paraglaciaux (Cossart, 2005), (i) une recrudescence de la libération des eaux de fusion en début de déglaciation, (ii) un abaissement des niveaux de base locaux et (iii) un phénomène de décohésion des parois rocheuses. Cependant, ces mécanismes à l'origine de la réponse paraglaciale agissent avec une inertie variable (début ou fin de déglaciation) sur des sources sédimentaires différentes (moraines, parois rocheuses, ...). Il en résulte une relation spatio-temporelle de processus érosifs et sédimentaires affectant le système paraglaciale (Ballantyne, 2002 ; Cossart, 2005).

Les trois perturbations seront dans un premier temps analysées en termes de mécanisme mis en jeu et des conséquences sur la morphologie des sous-systèmes paraglaciaux qui en résultent. Ensuite, elles seront replacées dans le système global en étudiant les relais spatiaux et temporels des mécanismes paraglaciaux. Enfin, le rôle des rivières et le remodelage fluvial par érosion et sédimentation des précédents dépôts seront soulignés de manière à présenter la morphologie générale actuelle d'une vallée glaciaire.

1-3.2 Libération des eaux de fusion

1-3.2.1 Mécanisme

Les glaciers constituent une réserve importante d'eau à l'état solide dont la fusion en contexte de déglaciation influence directement le débit des émissaires proglaciaires. Deux paramètres essentiels influencent la quantité d'eau écoulée à l'aval du glacier, la valeur du bilan de masse du glacier et le coefficient de ruissellement associé aux surfaces englacées et non englacées (Hastenrath and Ames, 1995). Lors d'une perturbation déficitaire du bilan de masse du glacier (*mass-balance*, Fig. 1-8a), l'écoulement proglaciaire (*run-off*, Fig.1-8c) augmente progressivement avant d'être limité par la diminution du volume glaciaire (*glacier volume*, Fig. 1-8b). En conséquence, plus le bilan de masse est négatif, plus l'apport en eau est abondant (Jansson et al., 2003). Par ailleurs, le coefficient de ruissellement étant inférieur pour les surfaces non englacées par rapport aux surfaces glacées (où il est proche de 1), les eaux précipitées sur les premières sont en partie stockées (Hastenrath and Ames, 1995). Ainsi, dans un contexte de déglaciation, la diminution des stocks de glace et de la superficie englacée engendre une augmentation maximale des débits proglaciaires au début de la déglaciation.

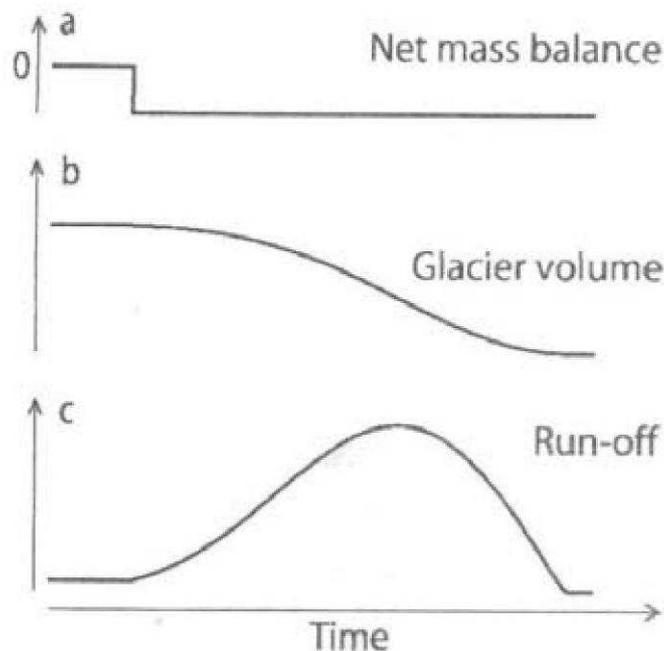


Fig. 1-8: Relation schématique entre (a) le bilan de masse du glacier, (b) le volume glaciaire et (c) le débit des écoulements proglaciaires. Tiré de Jansson et al., 2003).

Cependant, cette tendance générale doit être nuancée en fonction des mécanismes qui provoquent la fusion car ils interviennent à différents pas de temps (Jansson et al., 2003). La figure 1-9 indique l'échelle temporelle de déstockage de l'eau contenue dans le glacier en fonction des mécanismes. Ainsi, un déstockage brutal (vidange de lac glaciaire) s'effectue à une échelle de temps événementielle alors qu'un déstockage progressif (variation du volume glaciaire) s'effectue sur le long terme à une échelle annuelle à séculaire (Jansson et al., 2003).

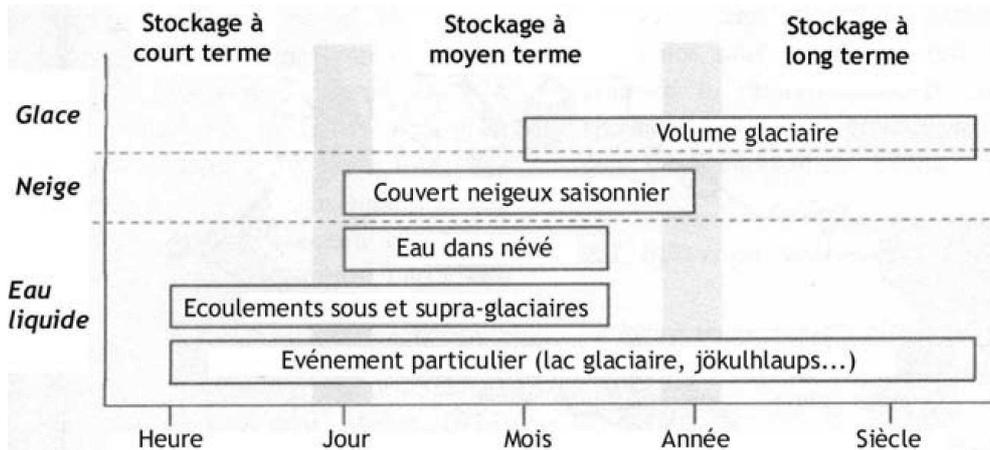


Fig. 1-9: Déstockage de l'eau contenue dans un glacier et échelles temporelles. Tiré de Jansson et al., 2003).

1-3.2.2 Incidences morphologiques

Les conséquences morphogéniques de la libération des eaux de fusion dépendent de la magnitude de l'événement. Un déstockage brutal engendre ainsi un événement de forte magnitude avec des flux hydriques importants qui peuvent entraîner un volume sédimentaire considérable. Le transport et le dépôt de ces matériaux accumulés peuvent avoir des conséquences catastrophiques (Evans and Clague, 1994). Par contre, un déstockage progressif peut avoir des conséquences morphologiques à la fois sur le style fluvial (substitution d'un style fluvial à chenal unique à un style fluvial en tresse) et sur la géométrie du réseau hydrographique (substitution d'un style fluvial à chenal unique à un style fluvial en tresse) (Peiry, 1988).

1-3.2.3 Conclusion

L'activité morphogénique des cours d'eau en contexte de déglaciation dépend donc à la fois du volume de glace disponible et de la magnitude de l'événement provoquant la libération d'eau liquide. Généralement, elle tend à être maximale au début de la déglaciation.

1-3.3 Abaissement du niveau de base local

1-3.3.1 Mécanisme

La surface du glacier constitue un niveau de base local, à partir duquel s'organise une partie des flux liquides et solides. L'abaissement progressif de la surface du glacier engendre alors une déstabilisation de ces flux et par conséquent une modification de la mobilisation et du transit des sédiments sur les marges latérales et sur la marge frontale du glacier. Ainsi, le retrait des glaciers expose à la surface les bords de la vallée recouverts par les moraines latérales déposées par le glacier (Ballantyne and Benn, 1996). Au niveau des pentes les plus fortes, ces dépôts sont susceptibles d'être érodés par des instabilités gravitaires, des laves torrentielles, des coulées boueuses, des avalanches neigeuses. De tels processus peuvent complètement éroder les sédiments recouvrant les versants en quelques décennies ou siècles après la déglaciation de la vallée. La figure 1-10 présente l'évolution de ces moraines latérales en fonction du niveau de base du glacier. En période glaciaire, ce matériel sédimentaire, transporté par avalanches ou par éboulis depuis le domaine supraglaciale, est bloqué par le glacier sur ses marges latérales et est déposé sur la surface du glacier ou au contact entre le glacier et le versant (Fig. 1-10a, b et c) (Eyles, 1983). Lorsque le glacier s'amincit (Fig. 1-10d), ces moraines sont déstabilisées par différents processus érosifs (ruissellement, ravinement, coulées de débris) (Ballantyne, 2002). La dépression formée entre la moraine en équilibre et la moraine héritée par le retrait du glacier est progressivement colmatée par les apports de ses matériaux issus du remaniement des héritages glaciaires et transportés par les écoulements (Fig. 1-10d) (Eyles, 1983). Des agencements complexes de formations morainiques, fluviatiles et lacustres peuvent ainsi se succéder sur plusieurs niveaux suite au retrait glaciaire (Fig. 1-10e) (Eyles, 1983 ; de Graaf, 1996).

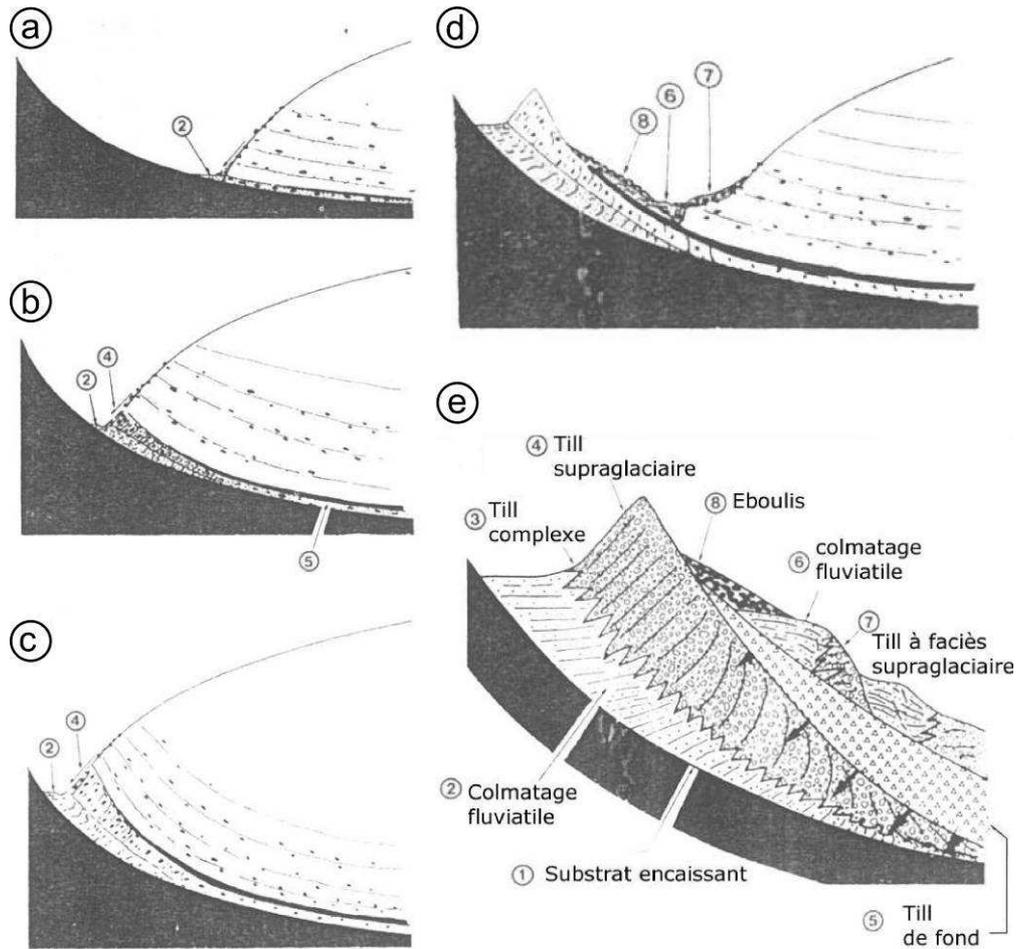


Fig. 1-10: Modèle d'évolution de moraines latérales en fonction du niveau de base du glacier. (a), (b) et (c) Etapes de formations de la moraine en période glaciaire. (d) Evolution de la moraine en période de déglaciation. (e) Faciès sédimentologique des différents dépôts après le retrait du glacier. Tiré de Eyles (1983).

1-3.3.2 Incidences morphologiques

Ce remodelage lié à l'érosion des zones couvertes par les moraines latérales génère un paysage paraglacière caractérisé par du ravinement sur les versants, l'accumulation de cônes de déjection en pied de versant et le dépôt de débris dans la vallée (Fig. 1-11) (Ballantyne and Benn, 1996). La figure 1-11 présente l'évolution du paysage d'une vallée glaciaire par les modifications paraglaciaires des sédiments recouvrant les versants au cours du temps. Les pentes initiales exposées après le retrait du glacier (Fig. 1-11a) montrent la présence de moraines latérales et l'initiation de leurs incisions par du ravinement. Plus le glacier se retire (Fig. 1-11b), plus le ravinement se développe avec le dépôt de cônes de déjection en pied de versant. Après la déglaciation totale de la vallée (Fig. 1-11c), les versants présentent un système de ravins stabilisés et végétalisés à la base desquels se sont formés des cônes de déjection.

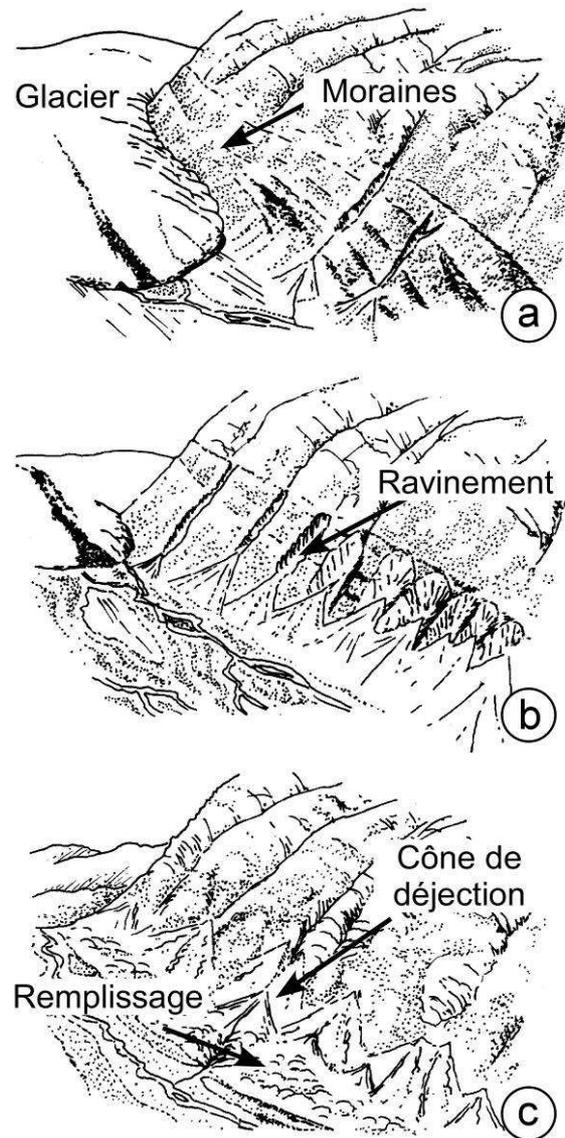


Fig. 1-11: Paysage d'une vallée glaciaire associée à trois étapes successives de la modification paraglaciale des sédiments recouvrant les versants. (a) Pentés initiales, immédiatement après le retrait du glacier. (b) Pentés en cours d'évolution lorsque le glacier se retire. (c) Substratum exposé et stabilisé à la fin de la déglaciation. Tiré de Ballantyne and Benn (1996).

1-3.3.3 Conclusion

Les variations géométriques en trois dimensions du glacier dans un contexte de déglaciation entraînent un remaniement des moraines et un transit de sédiments. Tout d'abord, l'abaissement de la surface du glacier amène une nouvelle source sédimentaire susceptible d'être mobilisée par des processus postglaciaires. Ensuite, se développe une accumulation de sédiments sur les marges glaciaires latérales. Enfin, le transfert du matériel sédimentaire vers le drain principal s'initie après le retrait du glacier. Ce transfert peut être retardé par des phénomènes de piégeages sédimentaires.

1-3.4 Modification du champ de pression

1-3.4.1 Mécanisme

La glaciation et la déglaciation des vallées glaciaires conditionnent directement la stabilité des massifs rocheux de deux manières (Augustinus, 1995a), par érosion glaciaire du fond de la vallée (« *oversteepening* ») en période glaciaire et par le retrait de la glace lors des périodes de débâcles glaciaires associé au relâchement des contraintes (« *debutressing* ») qui en résulte (Cossart, 2005).

Premièrement, les contraintes de cisaillement s'exerçant dans la masse rocheuse peuvent être augmentées par (i) le raidissement de la pente des versants rocheux et (ii) l'approfondissement du pied des versants (« *oversteepening* ») accentuant la hauteur et les pentes du massif. Ces deux effets conjoints sont causés par l'érosion des glaciers lors des périodes glaciaires (Fig. 1-12a et b) et peuvent générer des contraintes de tension au sommet des versants (Augustinus, 1995b), favorisant alors la rupture des versants rocheux le long de fractures préexistantes ou autres plans de faiblesses durant ou après le retrait glaciaire (Fig. 1-12c et d).

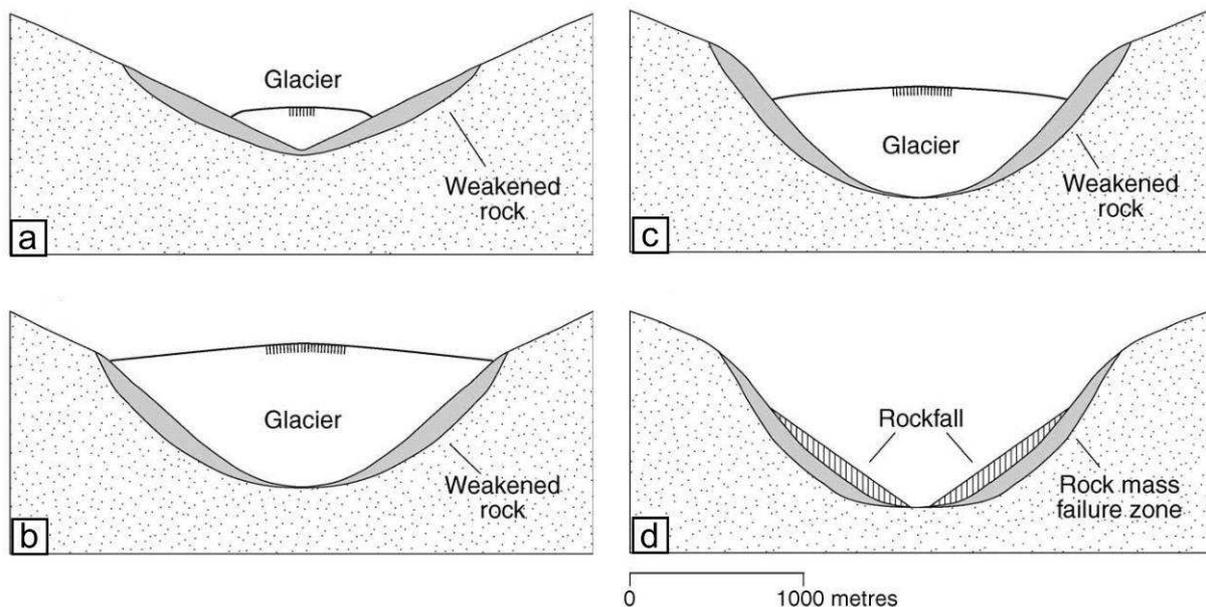


Fig. 1-12: Modèle de l'évolution d'une vallée glaciaire (vue en coupe) durant un cycle de glaciation et de déglaciation. (a) Début de la glaciation, vallée préexistante en V. (b) Maximum de la glaciation, vallée remodelée par l'érosion glaciaire : vallée en U avec raidissement des pentes et approfondissement de la vallée. (c) Début de la déglaciation. (d) Après la déglaciation, initiation de la rupture des versants rocheux au sein des zones rocheuses altérées. D'après Augustinus (1995b).

Deuxièmement, le retrait de la glace lors des périodes de débâcles glaciaires et le relâchement des contraintes (« *debutressing* ») qui en résulte peuvent également affecter la stabilité du massif rocheux. En effet, le poids propre de la glace a augmenté le niveau des contraintes à la fois en fond de vallée et sur les versants rocheux. Dans la plupart des roches, la déformation du massif résultant de ce chargement est élastique et est conservée dans la roche tant que le glacier est présent (Wyrwoll, 1977). L'énergie correspondante est alors libérée lors du retrait du glacier et de la relaxation des contraintes qu'il exerçait sur le massif (Cossart, 2005). La figure 1-5 présente ce principe d'action – réaction où le massif réagit à la compression du glacier en lui opposant une force de même valeur, mais de sens contraire, qui ne se dissipe qu'avec une certaine inertie après la fonte du glacier (Cossart et al., 2008). Si ces contraintes induites par le chargement glaciaire dans le massif sont élevées, la distribution des contraintes dans le versant peut alors être très différente de celle liée au poids propre du massif lui-même. Il se développe alors une région de contraintes de tension à l'arrière du massif dont le relâchement (rebond), dépendant de l'énergie des contraintes emmagasinées et du module d'élasticité de la roche, se traduit généralement par l'ouverture du réseau de fractures internes associée à une perte de cohésion le long de ces plans de faiblesse (Augustinus, 1995b). Cette relaxation des contraintes internes peut engendrer une rupture, intervenant immédiatement après la déglaciation ou de manière différée, du massif rocheux (Wyrwoll, 1977).

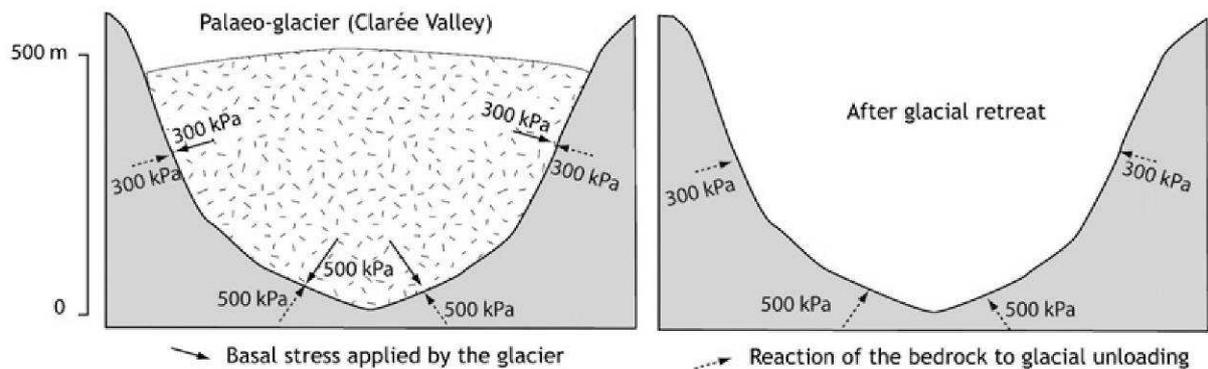


Fig. 1-13: Principe d'apparition de la force de décompression liée à la disparition d'un glacier. Exemple du paléo-glacier de la Clarée au dernier maximum glaciaire. Tiré de Cossart et al. (2008).

La réponse des massifs rocheux à la redistribution des contraintes est néanmoins fortement conditionnée par la lithologie et la fracturation, et plus particulièrement par la densité, l'orientation et l'inclinaison du système de fractures et des plans de faiblesses préexistantes (Augustinus, 1995a).

Des facteurs externes peuvent également jouer un rôle additionnel dans la réduction de la stabilité du massif rocheux pendant ou après la déglaciation de la vallée. Si la vallée est soumise à un régime tectonique compressif, une redistribution additionnelle des contraintes dans le massif rocheux peut entraîner des zones de rupture en tension parallèle à la face libre (Augustinus, 1995b). La propagation d'eau et son éventuel gel dans le réseau de fractures peuvent augmenter les pressions internes et ainsi faciliter la rupture (Desvarreux, 1970 ; Tullen, 2002). L'altération chimique des fractures peut aussi diminuer sur le long terme la cohésion et la résistance de friction de ces plans de ruptures potentiels (Tullen, 2002). Enfin, dans les régions tectoniquement actives, les chocs sismiques peuvent déclencher l'instabilité des versants rocheux dont les caractéristiques mécaniques ont été préalablement altérées par un ou plusieurs processus décrits précédemment (Keefer, 1984).

Ce phénomène de décohésion des parois rocheuses peut cependant intervenir avec une certaine inertie. Cruden and Hu (1993) et Cruden (1997) ont proposé que le temps de réponse de l'ajustement paraglaciale des versants à la déglaciation de la vallée suit une loi exponentielle :

$$n = n_0 e^{-\lambda t} \quad (I-1)$$

où n est le nombre de sites où il n'y a pas encore eu de rupture, n_0 le nombre de sites initiales de rupture potentielle, t le temps depuis la dernière déglaciation et λ le taux de rupture correspondant à la probabilité de rupture d'un site dans un intervalle de temps donné.

Ce modèle est un outil pour la conceptualisation de la diminution progressive de la fréquence de rupture des versants paraglaciales depuis la dernière déglaciation. Cependant, la calibration du modèle nécessite l'obtention de datations chronologiques de plusieurs sites de rupture dans une zone donnée.

Des études de datation par cosmonucléides entreprises dans la haute vallée de la Durance (Cossart et al., 2008) et sur le glissement rocheux de la Clapière (Bigot-Cormier et al., 2005) indiquent des résultats variables avec des instabilités gravitaires se déclenchant immédiatement (Cossart et al., 2008) ou nettement (Bigot-Cormier et al., 2005) après le retrait glaciaire. Dans cette dernière étude, des facteurs externes climatiques sont supposés être le phénomène déclenchant de l'instabilité. La présentation, plus en détail, de ces deux études sera faite dans le chapitre 2 (paragraphe 2-3.2).

1-3.4.2 Incidences morphologiques

Trois types de réponse à la modification du champ de pression du substratum rocheux après le retrait glaciaire ont été identifiés (Ballantyne, 2002) :

- (1) un ajustement rapide des pentes par des éboulements rocheux fréquents ;
- (2) des glissements rocheux catastrophiques de grande ampleur ;
- (3) des déformations lentes à grande échelle de la masse rocheuse ou *Deep Seated Gravitational Slope Deformations* (DSGSD) pouvant se transformer en glissements rocheux catastrophiques (2).

Ces déformations gravitaires lentes ou *Deep Seated Gravitational Slope Deformations* (DSGSD) se reconnaissent par des caractéristiques morphologiques particulières (Agliardi et al., 2001) :

- (1) des morphostructures (contrepententes, doubles crêtes, escarpements, crevasses, ...) (Fig. 1-14) ;
- (2) une extension d'échelle comparable au versant ;
- (3) de faibles vitesses de déplacement ;
- (4) la présence de glissements de terrain secondaires dans la masse déformée.

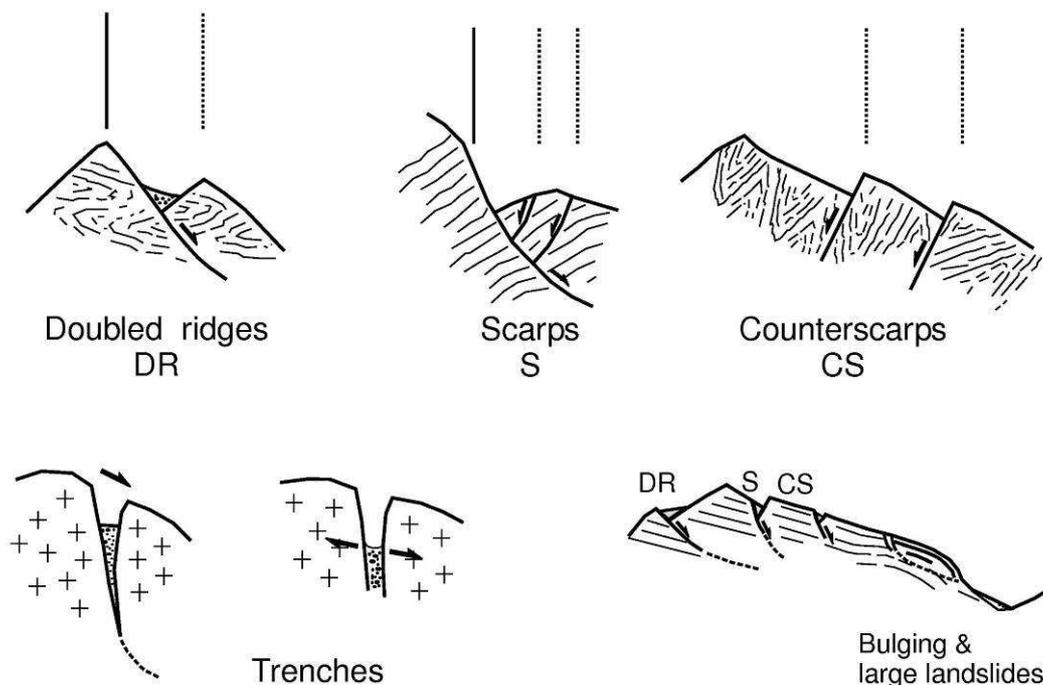


Fig. 1-14: Morphostructures des *Deep Seated Gravitational Slope Deformations* (DSGSD).
Tiré de Agliardi et al. (2001).

Ces morphostructures particulières des DSGSD sont, par exemple, observées dans la haute vallée de la Tinée où se développe le glissement rocheux de la Clapière (Jomard, 2006). La morphologie particulière de la basse vallée de la Romanche et du mouvement de Séchilienne suggère également une déformation du massif à grande échelle.

1-3.4.3 Conclusion

Le cycle glaciation – déglaciation amène des variations de contraintes dans les massifs rocheux associées à la fois au surcreusement glaciaire (« *oversteepening* ») et à la relaxation des contraintes qui suit le déchargement glaciaire (« *debutressing* »). L'ajustement paraglaciale des pentes rocheuses reflète l'interaction entre ce changement de l'état de contraintes dans le massif et la résistance de la masse rocheuse, contrôlée par sa lithologie et son système de fracturation. A ces facteurs internes, peuvent s'ajouter des facteurs externes (solicitations sismiques ou climatiques). De telles interactions entraînent une réponse morphologique des versants rocheux à la déglaciation de la vallée, qui est complexe et variable dans le temps. Cette décohésion postglaciale des versants peut générer la production d'un volume de sédiments très important à partir des parois rocheuses désenglacées.

1-3.5 Relation spatio-temporelle entre processus érosif et sédimentaire

Les trois mécanismes érosifs et sédimentaires, perturbant le fonctionnement du système glaciaire en contexte de déglaciation (libération des eaux de fusion (paragraphe 1-2.2), abaissement du niveau de base local (paragraphe 1-2.3) et décohésion des parois rocheuses (paragraphe 1-2.4)), agissent sur des sources sédimentaires différentes avec une inertie variable. La réponse morphologique spécifique de la vallée à sa déglaciation est donc engendrée par des relais spatiaux et temporels entre érosion et sédimentation.

1-3.5.1 Les relais spatiaux

Les figures 1-15 et 1-16 présentent les relations spatiales entre érosion et sédimentation à partir des sources sédimentaires principales, (i) les versants rocheux, (ii) les sédiments recouvrant les versants et (iii) ceux remplissant le fond des vallées (Ballantyne, 2002). Différents mécanismes érosifs entraînent la mobilisation de ces sédiments qui s'accumulent dans des stocks sédimentaires primaires. Ainsi, les versants rocheux désenglacés sont soumis à des écroulements, à des éboulements rocheux, provoquant la formation en pied de versant de dépôts d'écroulements, de cônes d'éboulis. Les moraines déposées par les glaciers sur les

versants rocheux sont quand à elles affectées par des coulées de débris, des avalanches, du ravinement, entraînant la formation en pied de versant de cônes de déjection. Enfin, les sédiments glaciaires déposés en fond de vallée subissent une érosion fluviale qui permet leur transfert de l'amont vers l'aval et le remblaiement du fond de la vallée. Ces sédiments accumulés sont ensuite transportés et exportés vers une zone de stockage durable par le biais de remobilisation et d'érosion fluviale (Jones, 2000) pour former des remblaiements alluviaux ou des dépôts lacustres. Ces stocks sédimentaires secondaires peuvent enfin être évacués, toujours par érosion fluviale vers l'exutoire du bassin versant. Ces différents processus interagissent donc entre eux par la libération progressive ou massive des sédiments depuis les sources paraglaciales (Jones, 2000). Le volume de sédiments exportés dépend alors de la combinaison entre les dynamiques transversales (écroulements, coulées de débris, ravinement, ...) et les dynamiques longitudinales (activité fluviale) (Jones, 2000). Ainsi, la mobilisation de sédiments depuis les sources sédimentaires paraglaciales, par décohesion ou par ravinement des moraines, favorise l'alimentation en matériel du cours d'eau de fond de vallée (Jackson et al., 1982). En revanche, dans des cas catastrophiques, les écroulements en masse de matériaux peuvent bloquer les écoulements en fond de vallée et créer ainsi de vastes lacs de barrage dont la persistance est variable (Fort et al., 1989 ; Hewitt, 2002).

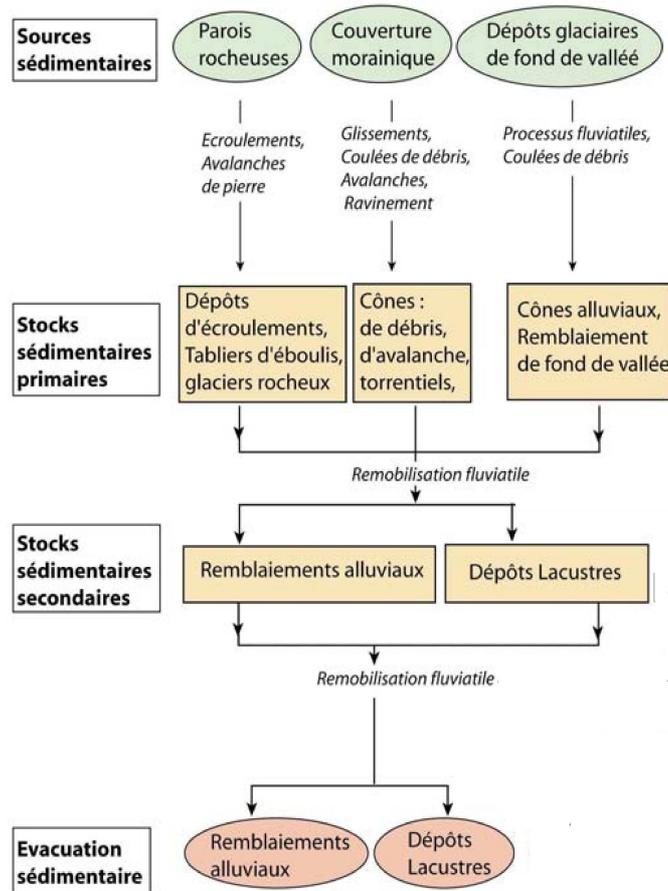


Fig. 1-15: Schéma simplifié de la cascade des processus de sédimentation et d'érosion paraglacières. Tiré de Ballantyne (2002).

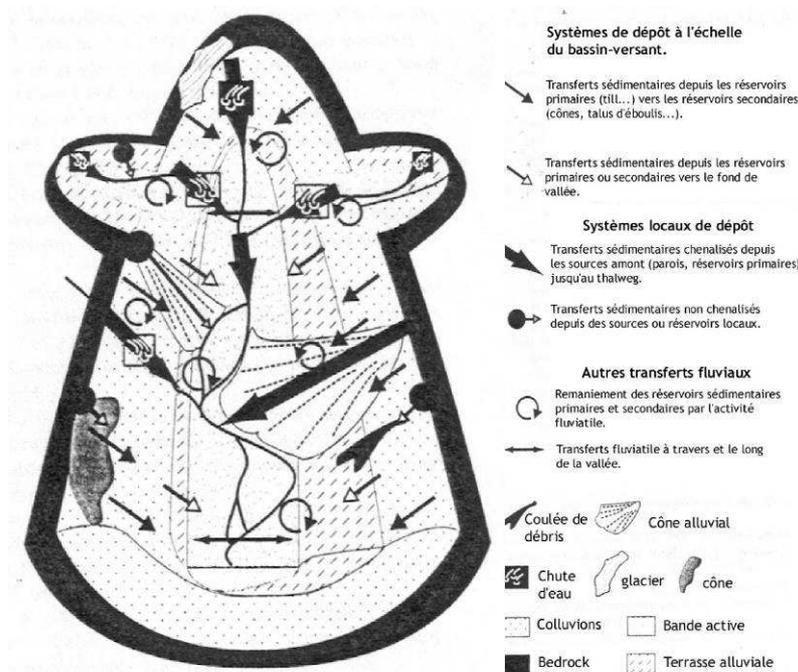


Fig. 1-16: Modélisation des combinaisons de processus et de leur rôle dans le transfert et le stockage des sédiments en contexte paraglacière. Tiré de Jones (2000).

1-3.5.2 Les relais temporels

La combinaison spatiale de ces processus d'érosion et de sédimentation permet l'exportation de grandes quantités de matériel. La dimension temporelle doit cependant être prise en compte à cause de l'inertie variable des différents mécanismes liés au retrait glaciaire. De plus, la définition de période paraglacière renvoie à une notion de durée et notamment aux événements qui marquent son initiation et son achèvement (Church and Ryder, 1972 ; Ballantyne, 2002).

Le moteur du réajustement paraglacière est la disparition progressive du glacier constituant un signal perturbateur auquel réagit une gamme de processus (érosif et sédimentaire), le signal de réponse, dont l'amplitude peut se mesurer à partir du volume de sédiments exportés. La comparaison des signaux réponse et perturbateur (Fig. 1-17) permet d'évaluer la résilience, le temps de réponse et le temps de relaxation de manière à identifier la période où l'activité paraglacière culmine (Cossart, 2005). La résilience est la capacité d'un système à résister au changement, elle correspond donc à l'investissement nécessaire pour rompre un équilibre. Dans notre cas, la résilience correspond à l'ampleur de la perturbation (l'ampleur de la fonte) nécessaire au déclenchement des différents processus paraglaciers. Le temps de réponse est la durée qui s'écoule entre le début de la perturbation (fonte du glacier) et le début de la réponse (initiation du processus paraglacière) (Fig. 1-17). Le temps de relaxation est la période nécessaire au système pour retrouver un état d'équilibre à partir du moment où il a commencé à réagir (Fig. 1-17).

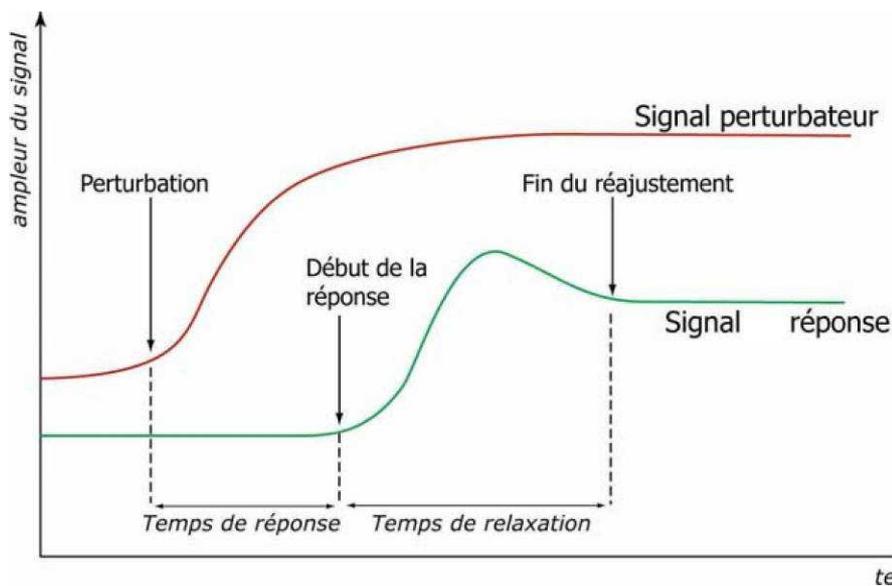


Fig. 1-17: Schéma de la terminologie utilisée pour la comparaison des signaux perturbateur (rouge) et réponse (vert). Tiré de Cossart (2005).

L'évolution temporelle de l'activité paraglaciale est donc fonction (Cossart, 2005) (i) du rythme de la mobilisation de sédiments à partir des trois sources sédimentaires différentes et (ii) des modalités des transferts sédimentaires.

Un schéma de mobilisation des sédiments a été proposé par Church and Ryder (1972) et confirmé depuis (Ballantyne and Benn, 1996 ; Curry, 1999). Il est présenté à la figure 1-18 et indique que le taux de dénudation et la charge sédimentaire sont maximaux au début de la déglaciation et diminuent ensuite progressivement pour tendre vers un équilibre.

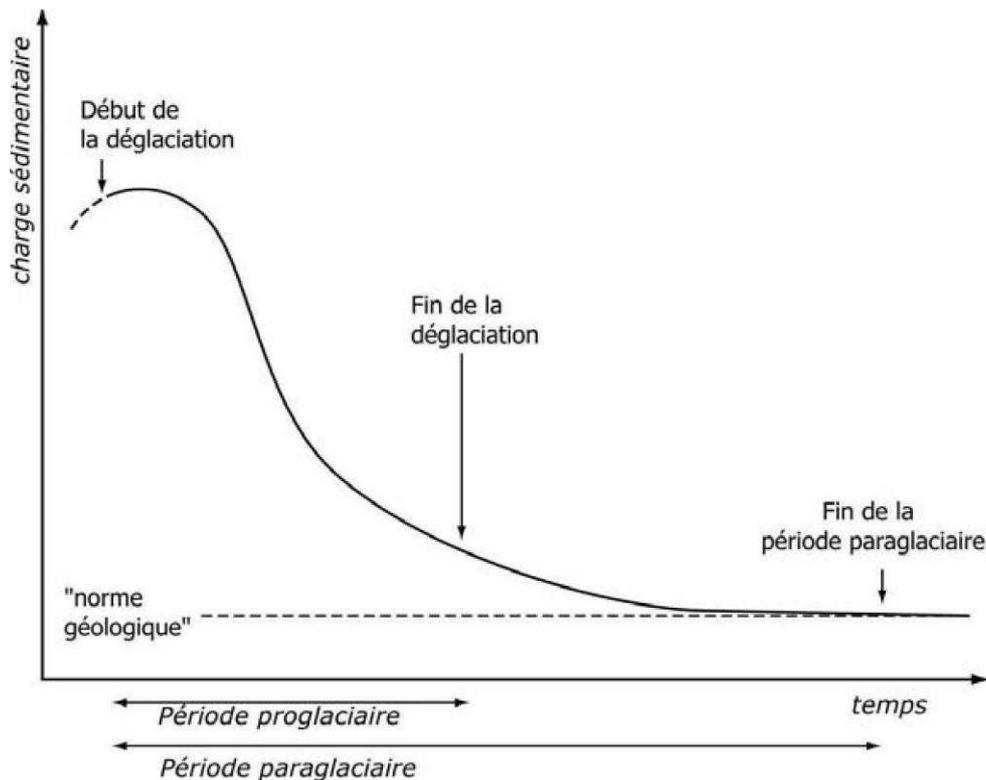


Fig. 1-18: Modalité du réajustement paraglaciale (évolution de la charge sédimentaire en fonction du temps depuis le début de la déglaciation. Tiré de Church and Ryder (1972).

Ballantyne (2002 et 2003) a alors proposé un modèle de tarissement en modélisant l'évolution de la charge sédimentaire (S) au cours du temps (t) par une loi exponentielle :

$$S_t = S_0 e^{-\lambda t} \quad (1-2)$$

où S_0 et S_t sont la quantité de sédiments disponible respectivement initialement ($t = 0$, au début de la déglaciation) et à la date t et λ est le taux de perte des sédiments disponibles.

Plusieurs auteurs ont ainsi estimé, sur la base de ce modèle, le taux de perte des sédiments disponibles (λ), la demi-vie et la durée d'action du remaniement de plusieurs processus paraglaciales. Une synthèse de ces résultats est présentée au tableau 1-2.

Processus	Sources	Taux de perte des sédiments (λ) (année ⁻¹)	Demi-vie (années)	Durée d'action (année)
<i>Décompression rocheuse</i>	Cruden and Hu (1993)	$1.8 \cdot 10^{-4}$	3850	25000
<i>Ravinement des manteaux morainiques</i>	Ballantyne and Benn (1994)	$2.3 \text{ à } 9.2 \cdot 10^{-2}$	8 à 30	50 à 200
<i>Ablation des moraines</i>	Welch (1970) Sharp (1984)	$2.3 \text{ à } 4.6 \cdot 10^{-1}$	1 à 3	10 à 20
<i>Formation et stabilisation des cônes alluviaux</i>	Ryder (1971)	$< 1.9 \cdot 10^{-3}$	> 365	> 2400
	Beaudoin and King (1994)	$> 7.7 \cdot 10^{-4}$	< 900	< 6000

Tableau 1-2: Caractérisation de la durée de réajustement de différents processus paraglaciaux. D'après Ballantyne (2002).

Si l'on considère que la déglaciation a débuté il y a environ 12 000 ans (début de l'Holocène, paragraphe 1-1), la plupart des processus paraglaciaux sont aujourd'hui terminés. Le seul dont la durée d'action est supérieure au temps écoulé depuis le début de la déglaciation concerne la décompression des versants rocheux susceptible d'engendrer des mouvements de terrain. La figure 1-19 présente la décroissance exponentielle (Eq. 1-1) de l'ajustement paraglaciale des versants rocheux suite à la déglaciation de la vallée (Cruden and Hu, 1993 ; Cruden, 1997) en considérant la valeur de λ de $1.8 \cdot 10^{-4}$ année⁻¹ déterminé par Cruden and Hu (1993) à partir d'une étude sur la distribution temporelle de glissements rocheux affectant les montagnes rocheuses canadiennes (Tableau 1-2). Elle indique qu'avec ces hypothèses, il resterait environ 12 % de mouvements de terrain à se déclencher aujourd'hui (12 000 ans après la déglaciation) suite à la décompression des versants rocheux (Fig. 1-19).

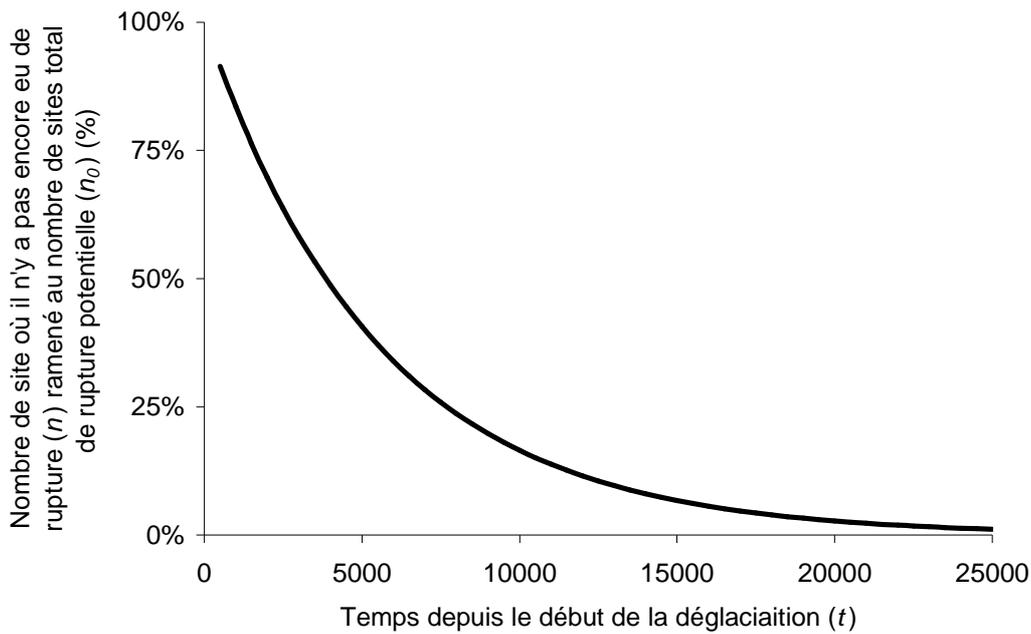


Fig. 1-19: Evolution exponentielle de l'ajustement paraglaciale des versants rocheux suite à la déglaciation de la vallée en considérant un λ de $1.8 \cdot 10^{-4}$ année⁻¹. D'après Cruden and Hu (1993).

1-3.5.3 Conclusion

La figure 1-20 synthétise les relations spatio-temporelles des processus d'érosion et de sédimentation, et a été obtenue à partir d'une étude sur l'évolution géomorphologique du haut bassin durancien depuis la dernière glaciation (Cossart, 2005). Dès lors que la déglaciation s'amorce, la libération des eaux de fusion glaciaire entraîne, dans un premier temps, l'érosion fluviale des sédiments glaciaires déposés en fond de vallée. Ensuite, lors d'une seconde phase, l'abaissement du niveau de base constitué par la surface du glacier provoque l'exportation des sédiments glaciaires déposés sur les versants par du ravinement ou des coulées de débris vers la vallée. Ces deux premiers mécanismes peuvent fonctionner conjointement pour démanteler les édifices morainiques latéraux et frontaux lors des décennies qui suivent le début de la déglaciation. Il y a alors un couplage efficace entre les dynamiques d'érosions transversales et longitudinales permettant l'alimentation en sédiments du drain principal. Enfin, dans une troisième phase, la décompression postglaciaire des versants rocheux intervient avec davantage d'inertie et peut apporter de grandes quantités de matériels vers le fond de la vallée par des écroulements ou des éboulements rocheux. L'accumulation soudaine d'un volume important de sédiments peut provoquer l'obturation durable de la vallée et ainsi une fragmentation du système fluvial.

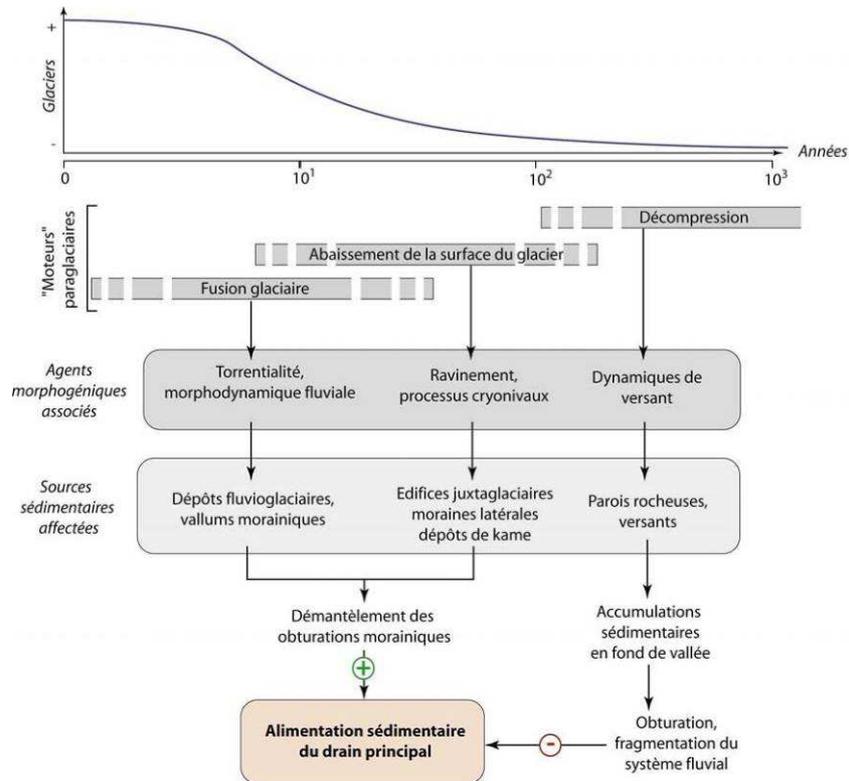


Fig. 1-20: Synthèse des relations spatio-temporelles entre processus érosif et sédimentaire des trois principaux moteurs de l'activité paraglaciale. Tiré de Cossart (2005).

1-3.6 Morphologie paraglaciale

La figure 1-21 schématise le paysage d'une vallée issu du remodelage paraglaciale. Ce paysage présente des cônes de déjection et alluviaux en pied des versants liés à l'érosion des versants et un remplissage du surcreusement glaciaire de la vallée par l'érosion des précédents dépôts puis leur sédimentation dans la vallée (Ballantyne, 2002). Les cônes de déjection correspondent à l'accumulation, avec une pente assez forte (entre 12 et 25°), de sédiments déposés par des écoulements de débris successifs en pied des ravins ou des vallées raides entaillant les versants (Fig. 1-21). Les cônes alluviaux résultent de l'accumulation de sédiments entraînés par l'eau et déposés sur une pente assez faible (< 12°) en pied des rivières affluentes à la vallée (Fig. 1-21). Le remplissage d'une vallée glaciaire est souvent d'une composition complexe. Deux séquences de sédimentation peuvent généralement être identifiées, une phase de sédimentation glaciaire et proglaciaire comprenant des moraines, des dépôts glaciolacustres (sédiments deltaïques et lacustres) et/ou glaciofluviaux (alignement de blocs glaciaires, plaine d'épandage, kame, terrasse), et une phase de sédimentation paraglaciale plus récente comprenant des dépôts des coulées boueuses, des dépôts alluviaux, des sédiments lacustres et aériens, des dépôts des cônes de déjection et alluviaux (Fig. 1-21).

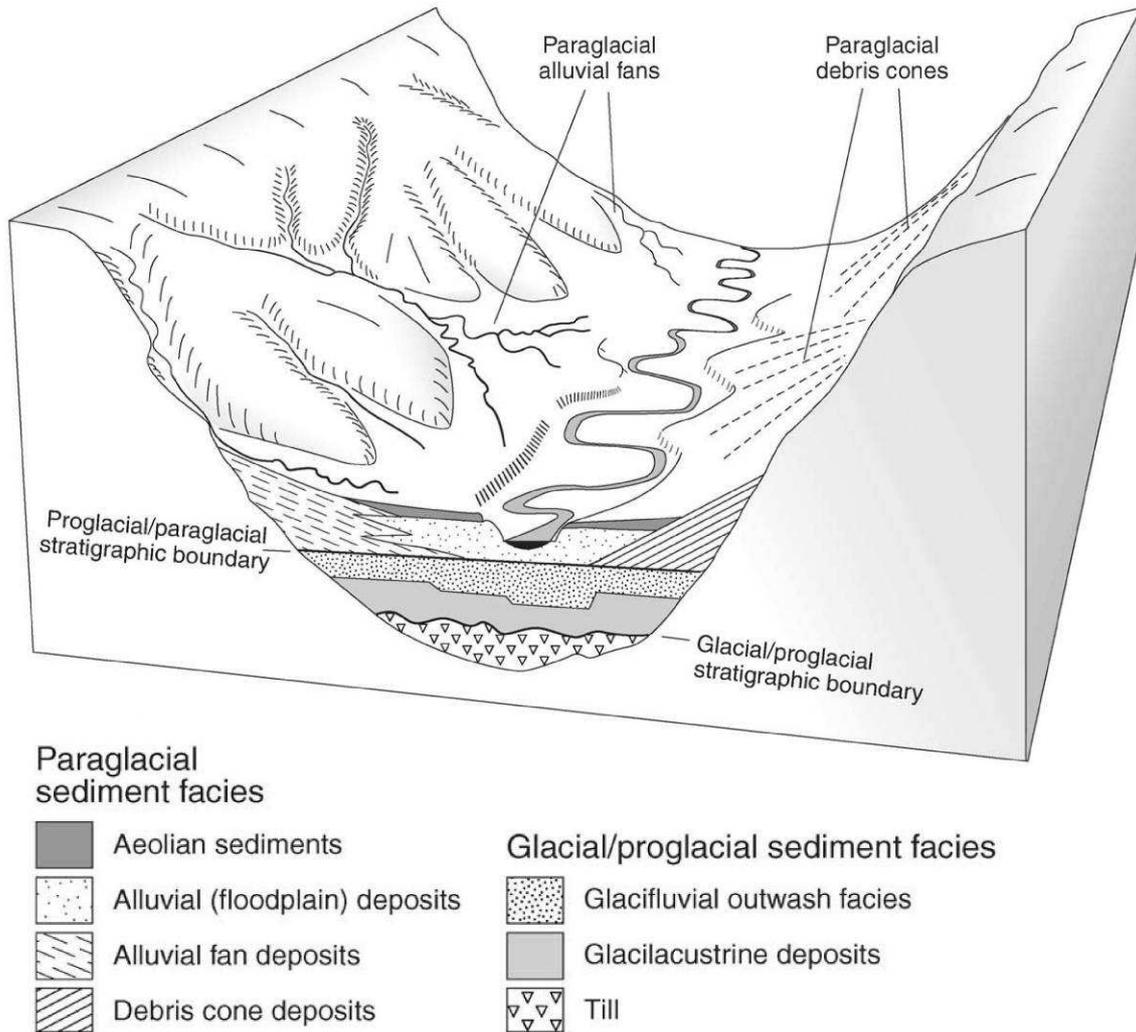


Fig. 1-21: Schéma d'une coupe en travers de la morphologie paraglaciale d'une vallée glaciaire indiquant la présence des cônes de déjection et alluviaux et les sédiments glaciaires, proglaciaires et paraglaciaux du remplissage de la vallée. Tiré de Ballantyne (2002).

1-3.7 Couplage érosion – sédimentation fluviale

L'évolution géomorphologique de la vallée glaciaire est ensuite poursuivie par le couplage entre érosion et sédimentation fluviale lié à l'activité de la rivière principale de la vallée. En effet, elle assure le transport et l'évacuation de la matière érodée sur les versants et sédimentée dans le fond de la vallée (*alluvial rivers*) et éventuellement incise le lit rocheux (*bedrock rivers*) (Brocard, 2003). La puissance érosive de la rivière dépend de sa pente et de son débit (Howard and Kirby, 1983). L'abrasion et la fracturation du substrat rocheux sous l'effet des chocs produits par les éléments de la charge de fond sont les mécanismes prédominants de la puissance érosive de la rivière alors que l'abrasion par la charge en suspension et la cavitation jouent un rôle secondaire (Brocard, 2003).

Les sédiments paraglaciaux sont ainsi principalement retravaillés et érodés par les rivières et transportés et sédimentés plus à l'aval par transport fluvial (Church and Ryder, 1972). L'évolution de la morphologie par cette érosion et ce transport fluvial au cours du temps est présentée à la figure 1-22 (Ballantyne, 2002). Juste après la déglaciation, l'érosion fluviale nettoie les dépôts fluvio-glaciaires (Fig. 1-22a). Les dépôts paraglaciaux sont ensuite érodés par la rivière (cônes tronqués) et transportés et sédimentés vers l'aval (Fig. 1-22b). Avec la réduction des sédiments mobilisables à l'amont, la rivière incise les dépôts alluviaux précédemment déposés en formant des tranchées, des terrasses et en tronquant les cônes de déjection et alluviaux (Fig. 1-22c). Cette matière érodée est ensuite transférée puis sédimentée vers l'aval provoquant une réduction du relief de la vallée par une diminution des pentes vers un état d'équilibre et une redistribution des sédiments dans les dépressions (ombilics).

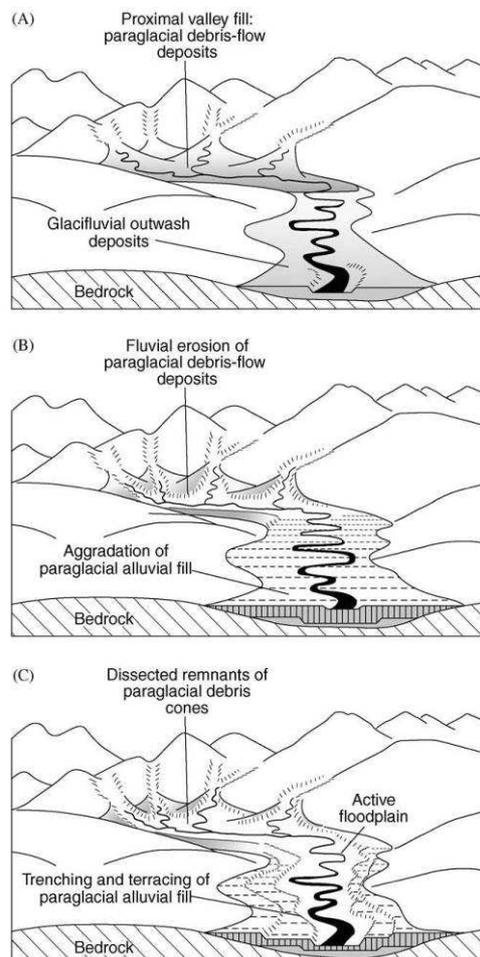


Fig. 1-22: *Modèle d'alluvionnement paraglaciale du remplissage d'une vallée glaciaire au cours du temps. (a) Dépôt de débris paraglaciaux à l'amont de la vallée après la déglaciation. (b) Erosion fluviale des débris paraglaciaux et sédimentation de ces dépôts comme remplissage de la vallée plus à l'aval. (c) Creusement et terrassement des sédiments alluviaux déposés précédemment à cause de la réduction des sédiments mobilisables à l'amont. Tiré de Ballantyne (2002).*

1-3.8 Conclusion

Une triple instabilité est induite par la fonte des glaciers, un apport d'eaux de fusion, un abaissement du niveau de base local et un changement du régime des contraintes. Ces perturbations agissent sur des sources sédimentaires différentes, les versants rocheux, les sédiments recouvrant les versants et le fond des vallées à des périodes de temps variables, à l'origine de relation spatio-temporelle de processus d'érosion et de sédimentation.

Le Tableau 1-3 synthétise les caractéristiques géomorphologiques induites par les différents processus paraglaciaux sur les trois sources sédimentaires principales (Ballantyne, 2002).

Ainsi, la décompression des versants rocheux peut provoquer, soit des déformations du massif créant des escarpements, des crevasses, des tassements ou des bombements, soit des ruptures du massif sous la forme de glissements ou d'éboulements provoquant l'accumulation de cônes d'éboulis en pied de versant (Tableau 1-3).

L'abaissement du niveau de base local du glacier entraîne, quand à lui, une mobilisation des sédiments glaciaires recouvrant les versants qui sont érodés, créant du ravinement et de l'incision, puis sédimentés en pied de versant sous la forme de cônes de déjection ou de lobes de coulées boueuses (Tableau 1-3).

Enfin, la libération des eaux de fusion et l'activité fluviale provoquent, sur les sédiments déposés en fond de vallée, un couplage entre des processus d'érosion à l'amont incisant et tronquant les cônes de déjection et alluviaux et de sédimentation à l'aval remplissant la vallée (Tableau 1-3).

Première partie :
Morphogenèse et évolution paraglaciale d'une vallée glaciaire

Source sédimentaire	Processus	Caractéristique géomorphologique
<i>Versants rocheux</i>	Décompression	
	<i>Rupture de versant catastrophique</i>	Glissement rocheux Basculement Avalanche rocheuse
	<i>Déformation lente à grande échelle</i>	Bombement Arête Escarpement Contre escarpement Crevasse Basculement
	<i>Eboulement rocheux</i>	Cône d'éboulis Couche d'éboulis
<i>Sédiments recouvrant les versants</i>	Abaissement du niveau de base local	
	<i>Processus érosif</i>	Ravin Arête Cicatrice d'effondrement
	<i>Processus sédimentaire</i>	Cône de déjection Lobe de coulée boueuse
<i>Fond de vallée</i>	Libération des eaux de fusion	
	<i>Processus érosif</i>	Cône de déjection incisé et Cône alluvial incisé et tronqué Terrasse alluviale
	<i>Processus sédimentaire</i>	Cône de déjection Cône alluvial Remplissage de la vallée

Tableau 1-3: Synthèse des différentes caractéristiques géomorphologiques induites par les différents processus paraglaciaux sur les trois sources sédimentaires principales (d'après Ballantyne, 2002).

1-4 Conclusion

La morphologie actuelle des vallées glaciaires alpines dépend (i) du potentiel érosif des glaciers durant les périodes glaciaires (paragraphe 1-2) et (ii) des évolutions paraglaciaires depuis la dernière déglaciation (paragraphe 1-3).

La figure 1-23 synthétise la morphologie d'une vallée glaciaire alpine causée par les dynamiques glaciaire et paraglaciale.

Ainsi, après l'amorce préglaciaire de la vallée, les glaciers successifs l'ont fortement modelée en exploitant toutes les différences lithologiques, structurales ou topographiques de la vallée par érosion différentielle (dynamique glaciaire, Fig. 1-23).

Cependant, le retrait du glacier, en exposant directement les terrains à la surface et en libérant ses eaux de fusion, a contribué à des modifications géomorphologiques importantes des versants rocheux, des sédiments glaciaires recouvrant les versants et ceux remplissant le fond de la vallée (activité néo-paraglaciale et paraglaciale, Fig. 1-23). Ainsi, la décompression des versants rocheux raides peut initier des glissements de terrain ou des éboulements rocheux. Les sédiments glaciaires recouvrant les versants rocheux sont également vulnérables à une érosion rapide par des coulées boueuses, des avalanches de neige ou de la solifluxion. Les sédiments glaciaires en fond de vallée sont aussi exposés à l'érosion fluviale. Les rivières remodelent enfin les paysages par érosion et sédimentation des précédents dépôts. Cependant, ces mécanismes n'interviennent pas de manière synchrone, suggérant l'existence de différentes phases d'activités dans les réajustements morphologiques liés à une déglaciation (Fig. 1-23).

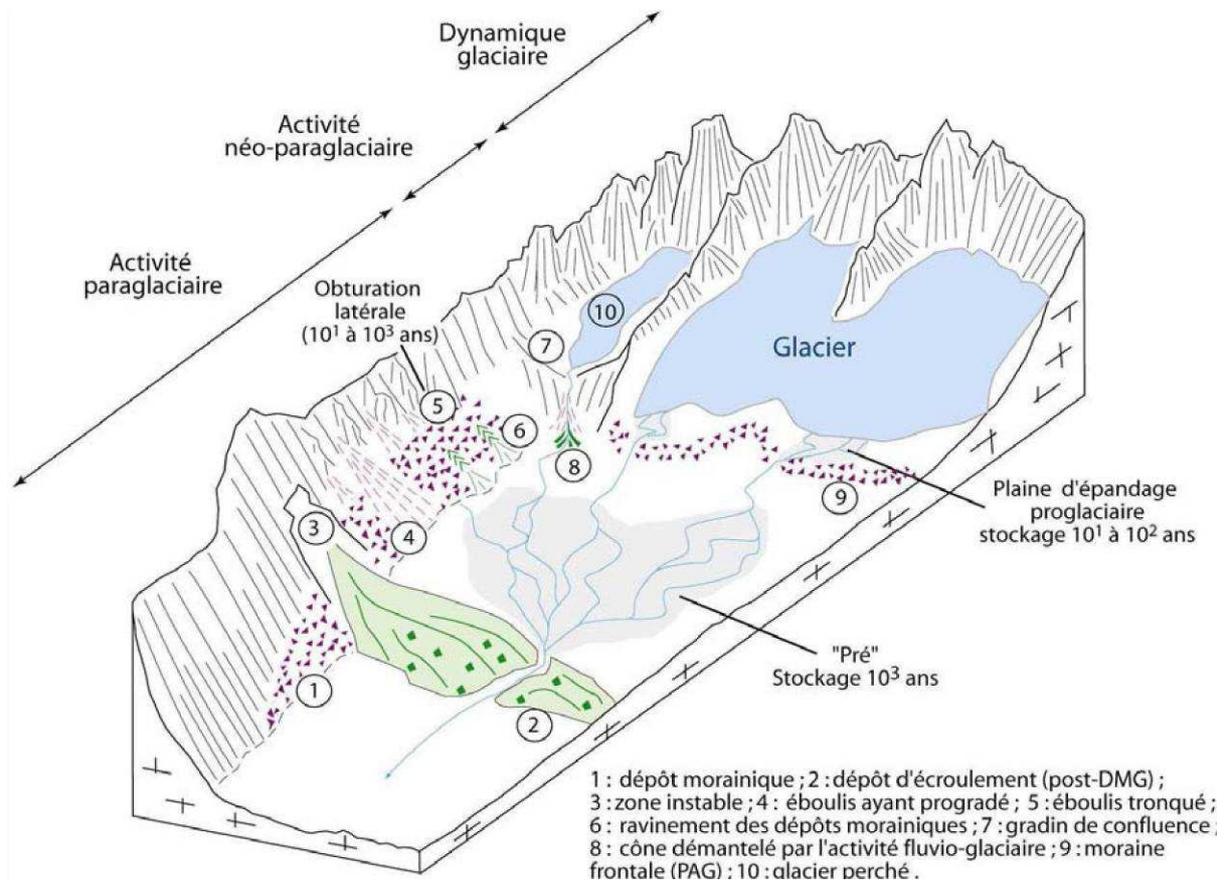


Fig. 1-23: Schéma synthétique de la morphologie d'une vallée glaciaire alpine causée par les dynamiques glaciaire et paraglaciale (tiré de Cossart, 2005).

Cette description et analyse de la morphogenèse et de l'évolution paraglaciale d'une vallée alpine serviront de base pour la compréhension de l'étude de la morphologie de la basse vallée de la Romanche, vallée glaciaire ayant servi de zone d'étude de ce travail.

CHAPITRE 2:

METHODES D'INVESTIGATION

La morphologie d'une vallée glaciaire résulte du couplage entre les processus d'érosion et de sédimentation du fond de la vallée associés au rééquilibrage des versants rocheux depuis la dernière glaciation (chapitre 1). Sa caractérisation nécessite l'acquisition d'informations sur la géométrie de surface et la topographie du substratum et de contraintes temporelles.

Différentes méthodes ont été utilisées au cours de ce travail pour évaluer la part des processus de forçage dans la morphogenèse et dans l'évolution paraglaciale d'une vallée glaciaire. Leur principe et leurs applications antérieures seront présentés dans ce chapitre.

Tout d'abord, la morphologie numérique, qui permet un traitement semi-automatique de la forme du relief, a été utilisée de manière à caractériser morphologiquement et structurellement la surface de la vallée (chapitres 4 et 7).

Dans un deuxième temps, les méthodes de prospection géophysiques de sub-surface ont été appliquées afin d'estimer l'épaisseur des formations glacio-alluvionnaires et la nature du substratum de manière à évaluer le couplage entre érosion et sédimentation dans une vallée glaciaire (chapitre 5).

Enfin, les dynamiques de déglaciation de la vallée et de déstabilisation de surfaces gravitaires ont été contraintes par méthodes de datations par cosmonucléides pour évaluer les facteurs contrôlant les instabilités gravitaires des versants rocheux (chapitre 8).

2-1 Morphologie numérique

2-1.1 Introduction

L'étude des formes superficielles du relief s'appuie sur des observations de terrain, des cartes géographiques et géologiques et des photographies aériennes ou satellitaires. L'obtention de Modèles Numériques de Terrain (MNT) permet, grâce à la prise en compte de la troisième dimension, de quantifier le relief (pente, orientation des pentes, rugosité des terrains, ...) et d'effectuer des traitements géométriques (repérage des plans de failles, étude du réseau hydrographique, ...).

Il existe plusieurs techniques pour générer un modèle numérique de terrain (Kraus and Waldhaüsl, 1994 ; Jensen, 2000 ; Wolf and Dewitt, 2000 ; Mikhail et al., 2001) :

- (1) la numérisation et l'interpolation des lignes de niveaux des cartes topographiques ;
- (2) la triangulation et l'interpolation de levés topographiques ;
- (3) la restitution photogrammétrique à partir d'images stéréoscopiques.

2-1.2 Applications antérieures sur les mouvements de terrain

Le suivi topographique, morphologique et cinématique des mouvements de terrain est une étape essentielle pour la compréhension de leur dynamique et la mise en place de systèmes de prévention et d'alarme adaptés (Mantovani et al., 1996 ; Angeli et al., 2000). Les techniques classiques de caractérisation géomorphologique et structurale par analyses de terrain et de suivi cinématique par extensomètres, cibles ou points GPS, nécessitent l'intervention d'opérateurs sur le terrain et présentent une résolution spatiale faible. La morphologie numérique permet de palier certains de ces inconvénients avec comme avantage principal de disposer d'une perception morphologique globale du site d'étude. Ces techniques sont donc de plus en plus appliquées sur les mouvements de terrain depuis le développement des missions d'acquisition des images et de leurs possibilités de traitement. En effet, les méthodes photogrammétrique actuelles permettent de générer rapidement des MNT à haute résolution spatiale et verticale (quelques mètres) à partir de couples de photographies aériennes (Casson et al., 2003).

L'apport de la troisième dimension permet alors de souligner certains traits morphologiques des zones étudiées comme des escarpements, des affaissements, des fractures (Mantovani et al., 1996). Le traitement des MNT générés permet également d'obtenir des informations sur la localisation, la morphologie et la structuration de zones instables.

L'analyse de série temporelle de couples de photographies aériennes a ainsi permis la détection de près de 600 glissements de terrain affectant le bassin versant de Xiaojiang au Sud-Ouest de la Chine (Lan et al., 2004). A plus petite échelle spatiale, la génération d'un MNT haute résolution (1 m) a localisé de manière fine le glissement de Coringa en Nouvelle Zélande (MacKean and Roering, 2004). La morphologie de surface de ce dernier a été précisée par le calcul de la rugosité de surface obtenue à partir du MNT ce qui a permis le zonage du glissement (MacKean and Roering, 2004). Les données statistiques (surface, longueur, hauteur, volume) et la morphologie de surface de treize glissements localisés dans les Ardennes Belge ont été étudiés à partir de MNT générés par photogrammétrie numérique (Dewitte and Demoulin, 2005).

La caractérisation du risque associée à des glissements de terrain peut être facilitée par l'utilisation de MNT haute résolution. En effet, Derron et al. (2005) ont appliqué une procédure en cinq étapes (Fig. 2-1) au glissement d'Oppstadhornet en Norvège de manière à apprécier son risque à partir de la création d'un MNT haute résolution par photogrammétrie (étape 0, Fig. 2-1) (Derron et al., 2005). Les caractéristiques géomorphologiques liées à l'instabilité gravitaire ont dans une première étape été cartographiées à partir des orthophotographies drapées sur le MNT (étape 1, Fig. 2-1). A l'aide du logiciel *Coltop 3D* (Jaboyedoff et al., 2004a ; Jaboyedoff and Baillifard, 2004 ; Jaboyedoff et al., 2007) affichant la caractérisation des pentes locales (inclinaison et orientation) par une gamme de couleurs, la mesure de l'orientation des plans de discontinuités a ensuite été entreprises de manière à caractériser structurellement le glissement (étape 2, Fig. 2-1). La troisième étape a consisté à délimiter les zones potentiellement instables à partir des discontinuités mesurées par des tests de faisabilité cinématique (Hoek and Bray, 1984) (étape 3, Fig. 2-1). La propagation de l'éboulement a ensuite pu être estimée en utilisant le logiciel *ConeFall* (Jaboyedoff, 2003) (étape 4, Fig. 2-1). Enfin, le volume en glissement a été évalué par le concept de niveau de base local des pentes (*SLBL*) à partir du MNT (Jaboyedoff et al., 2004b) (étape 5, Fig. 2-1).

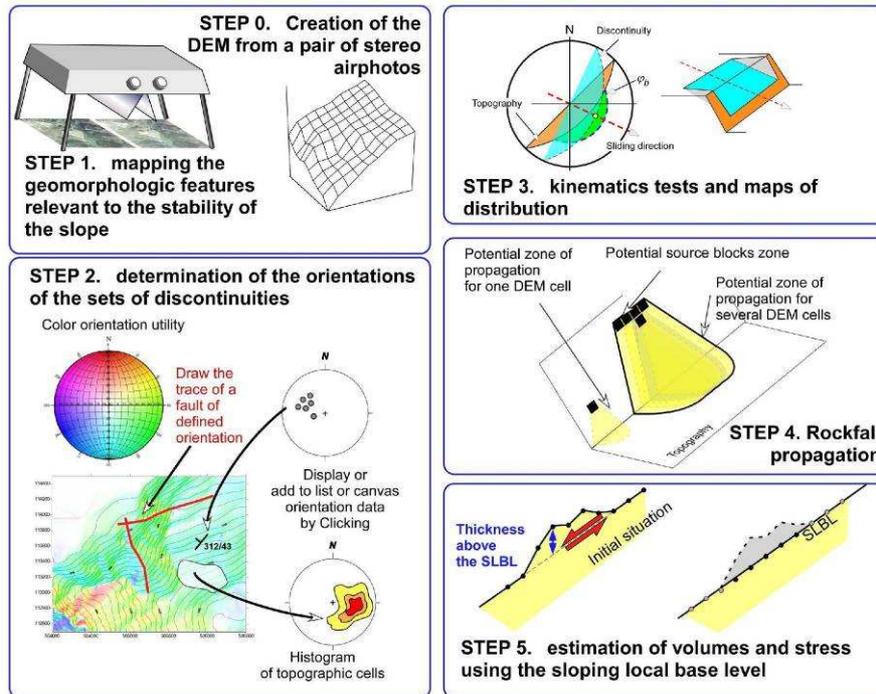


Fig. 2-1: Schéma des étapes successives pour l'évaluation du risque d'un glissement de terrain. Tiré de Derron et al. (2005).

Le suivi temporel du champ de déplacement de la surface de mouvements de terrain a également été élaboré depuis une dizaine d'années à partir d'images optiques de manière à accéder aux propriétés géométriques et mécaniques (Delacourt et al., 2007). Deux méthodes distinctes ont ainsi été appliquées avec succès sur différents glissements, la soustraction de MNT générés à des dates différentes de manière à obtenir une carte de vitesses verticales et la corrélation des images optiques qui permet de remonter aux déplacements de surface (vitesses horizontales et orientation du mouvement dans le plan horizontal) (Casson, 2004).

Le suivi temporel de l'évolution géomorphologique et cinématique des glissements de la Clapière et de la Valette en France a ainsi été entrepris à partir de photographies aériennes acquises sur plusieurs années (Casson et al., 2003 ; Casson, 2004 ; Delacourt et al., 2004). L'évolution géomorphologique des glissements a été étudiée à partir du traitement des différents MNT en termes de caractérisation des pentes (inclinaison, direction et convexité) tandis que leur évolution cinématique a été déterminée à la fois par calcul de MNT différentiels afin de caractériser les variations verticales de la topographie et ainsi de définir les zones d'accumulation et d'ablation (Fig. 2-2d) (Casson et al., 2003 ; Casson, 2004) et par corrélation automatique des images orthorectifiées (Fig. 2-2a) de manière à mesurer les champs de déplacement (directions et vitesses de déplacement) entre deux périodes sur l'ensemble des glissements (Fig. 2-2b et c) (Casson, 2004 ; Delacourt et al., 2004).

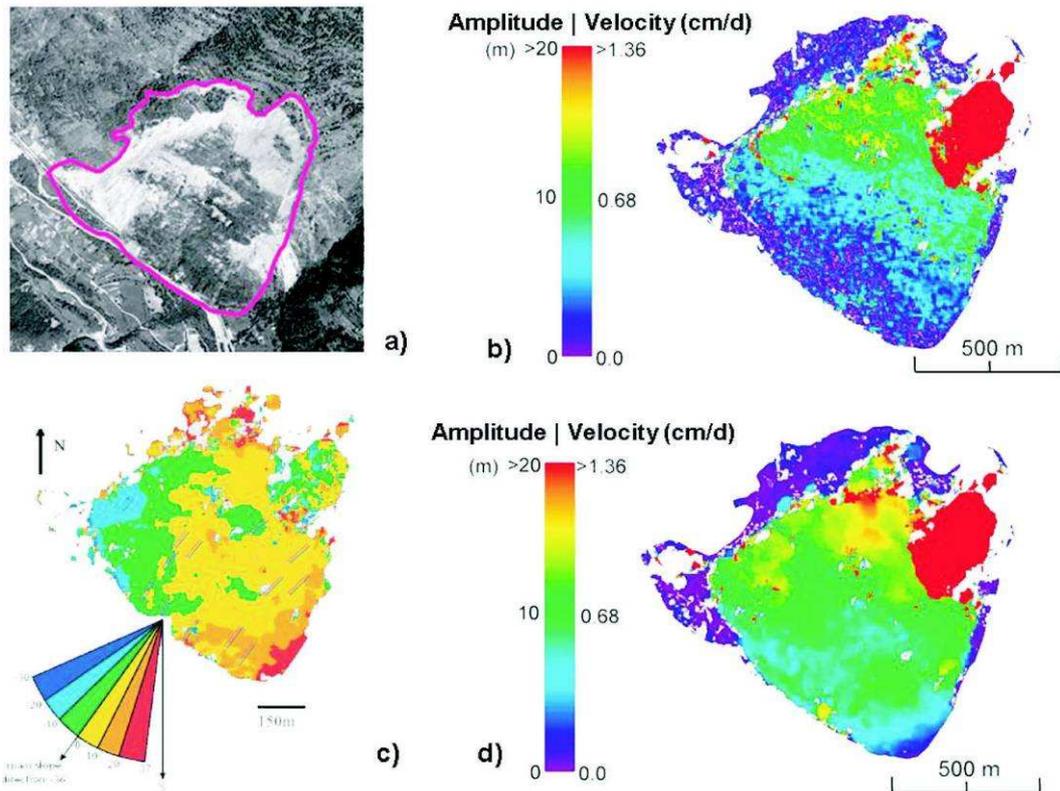


Fig. 2-2: Carte des déplacements et des vitesses de surface calculées par corrélation d'images aériennes (1995 – 1999) sur le glissement de terrain de La Clapière. (a) Orthophoto du glissement. (b) Carte des vitesses horizontales. (c) Carte de l'orientation du mouvement dans le plan horizontal. (d) Carte des vitesses verticales. Tiré de Casson (2004).

2-1.3 Conclusion

Ces études antérieures ont démontré l'intérêt de l'acquisition de MNT haute résolution et de leurs produits dérivés pour la caractérisation et le suivi morphologique et cinématique de glissements de terrains avec une précision de quelques mètres.

La large couverture spatiale associée à une résolution métrique de la restitution photogrammétrique à partir de photographies aériennes permet une caractérisation globale du site. De plus, l'accessibilité des zones montagneuses est souvent difficile. C'est pourquoi cette technique, dont le principe est présenté dans le chapitre 4, a été utilisée pour la génération d'un MNT couvrant l'ensemble de la basse vallée de la Romanche (chapitre 4). Un second MNT à très haute résolution spatiale, réalisé par relevés LIDAR sur le mouvement de terrain de Séchilienne, a également été analysé (chapitre 7).

Le traitement et l'analyse de ces MNT permettra la caractérisation géomorphologique et structurale de surface de notre zone d'étude.

2-2 Prospection géophysique de sub-surface

2-2.1 Introduction

Les multiples méthodes géophysiques de sub-surface, qui permettent d'acquérir des informations sur la nature des premières dizaines à centaines de mètres du sous sol, sont devenues des techniques puissantes pour caractériser les propriétés physiques et la géométrie des matériaux en profondeur (Telford et al., 1990 ; Reynolds, 1997). Le choix de la technique d'investigation dépend principalement du contraste de paramètre géophysique attendu, de la profondeur de pénétration et de la résolution nécessaires. Deux grandes classes peuvent être distinguées (Reynolds, 1997), les méthodes passives qui détectent des variations du champ naturel terrestre et les méthodes actives qui utilisent la génération de signal transmis à l'intérieur du sol et dont la modification est enregistrée par des détecteurs appropriés.

Les méthodes géophysiques permettent de mesurer des différentes propriétés physiques et présentent des applications variées (Tableau 2-1).

Méthode géophysique	Propriété physique	Applications									
		Exploration pétrolière	Etude géologique régionale	Exploration minière	Etude géotechnique	Etude hydrogéologique	Détection de cavité	Détection de zone polluée	Détection de métaux enfouis	Archéologie	Médecine
<i>Gravitaire</i>	<i>Densité</i>	P	P	s	s	s	s	!	!	s	!
<i>Magnétique</i>	<i>Susceptibilité</i>	P	P	P	s	!	m	!	P	P	!
<i>Sismique réfraction</i>	<i>Module élastique, densité</i>	P	P	m	P	s	s	!	!	!	!
<i>Sismique réflexion</i>	<i>Module élastique, densité</i>	P	P	m	s	s	m	!	!	!	!
<i>Bruit de fond sismique</i>	<i>Module élastique</i>	!	s	!	P	s	!	!	!	!	!
<i>Electrique</i>	<i>Résistivité</i>	m	m	P	P	P	P	P	s	P	m
<i>Potentiel spontané</i>	<i>Différence de potentielle</i>	!	!	P	m	P	m	m	m	!	!
<i>Polarisation induite</i>	<i>Résistivité, capacitance</i>	m	m	P	m	s	m	m	m	m	m
<i>Electromagnétique</i>	<i>Conductance, inductance</i>	m	m	P	m	s	s	s	m	m	!
<i>Géoradar</i>	<i>Permittivité, conductivité</i>	!	!	m	P	P	P	s	P	P	P

Tableau 2-1: Méthodes géophysiques et leurs applications principales (d'après Reynolds, 1997). P : méthode première ; s : méthode secondaire ; m : méthode possible ; ! : méthode inapplicable.

2-2.2 Applications antérieures aux structures superficielles

De nombreuses études ont démontré l'efficacité des méthodes géophysiques dans la caractérisation de la localisation de failles et du remplissage sédimentaire de bassins ou vallées glaciaires.

2-2.2.1 Caractérisation de la localisation de failles

Une zone de faille met souvent en contact des roches de nature différentes qui montre des variations de résistivité électrique ou peut modifier les conditions hydrogéologiques ; la tomographie électrique apparaît donc comme particulièrement bien adapté pour délimiter le tracé des failles à la surface (Demanet et al., 2001 ; MacBride, 2003).

Dans les dernières années, la tomographie électrique a été de plus en plus utilisée pour la caractérisation et la délimitation de failles. Ainsi, cette méthode de prospection géophysique a été appliquée pour localiser et caractériser géométriquement des failles actives dans le bassin de Tyrnavos en Grèce (Caputo et al., 2003). La consistance des résultats entre eux et avec les données obtenues par les investigations géologiques, morpho-tectoniques, structurales et paléo-sismologiques a démontré la fiabilité de cette méthode pour la cartographie de subsurface de failles actives avec l'intérêt principal d'investiguer rapidement et à faible coût une surface importante. La profondeur de pénétration (1/5 à 1/10 de la longueur totale du dispositif) permet également de localiser une zone de faille sous la couverture sédimentaire du Quaternaire. Quatre zones de failles actives masquées par une couverture Quaternaire peu épaisse ont ainsi pu être localisées et caractérisées au Japon (Suzuki et al., 2000). La faille inverse de la Trévaresse (*TRF*) en Provence de l'Ouest responsable du séisme le plus important enregistré durant le 20^{ème} siècle en France, le séisme de Lambesc, a également été imagée par plusieurs profils électriques 2D et 3D (Fig. 2-3) (Nguyen et al., 2007). Des profils 2D à faible résolution spatiale (espacement entre électrodes de 5 m) ont dans un premier temps été déployés dans le but d'obtenir une première image de la zone de faille et ainsi de la localiser (Fig. 2-3a). Une tomographie 2D à haute résolution spatiale (espacement entre électrodes de 0.5 m) (Fig. 2-3d) et une tomographie 3D (Fig. 2-3b) centrées sur ce contact ont ensuite été réalisées et ont précisé plus en détail le contact vertical vu sur les profils 2D. Une bonne correspondance a été observée entre les résistivités mesurées et les terrains rencontrés dans une tranchée implantée à partir des tomographies électriques (Fig. 2-3c).

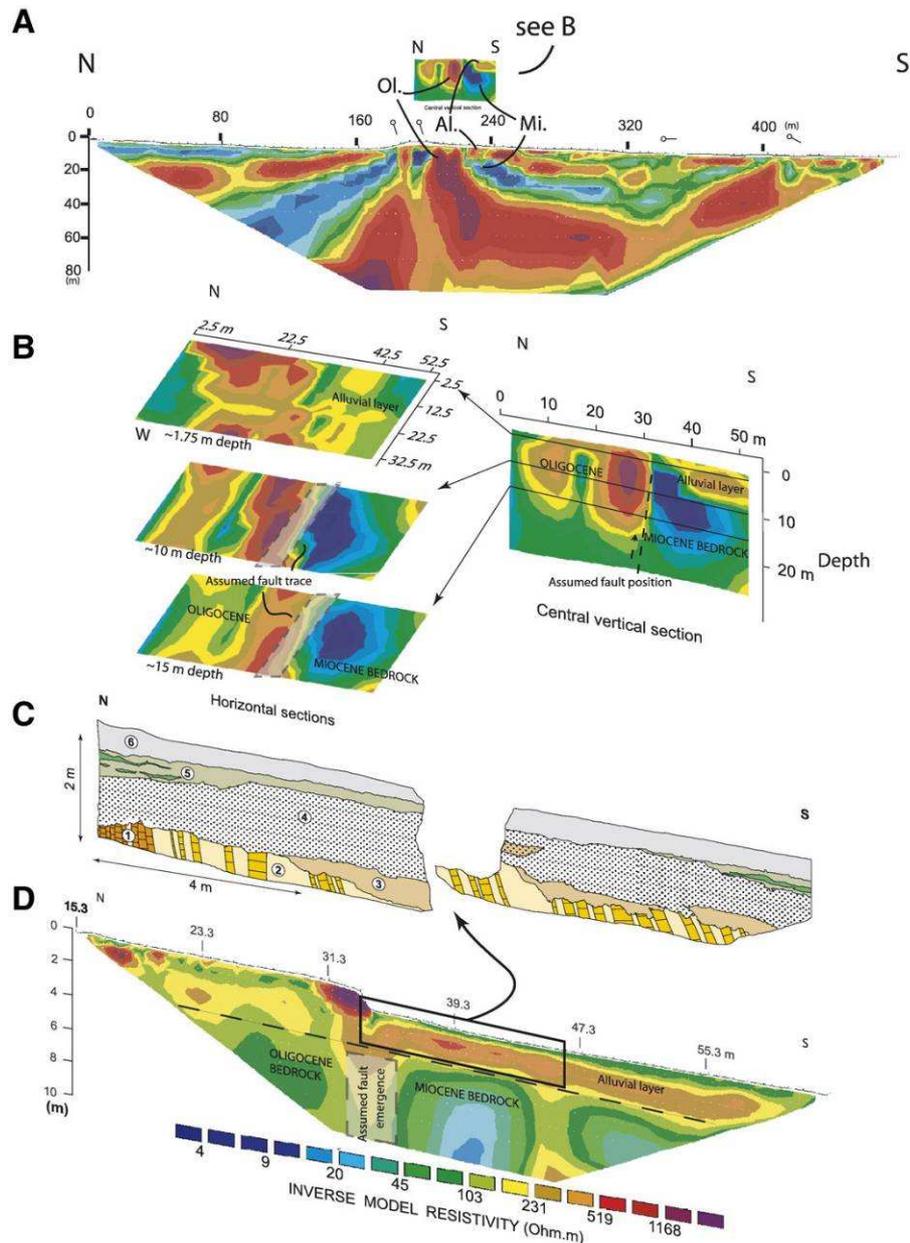


Fig. 2-3: Tomographies électriques sur la faille de la Trévaresse (a) Tomographie électrique 2D avec la superposition de l'image de la tomographie électrique 3D, espacement = 5 m, 10 itérations, RMS = 6.0 %. (b) Tomographie électrique 3D, 8 itérations, RMS = 8.7 %. (c) Coupe géologique d'une tranchée. 1 : Oligocène. 2 : Miocène. 3 : Argilite. 4 : Alluvion grossier. 5 : Colluvion. 6 : Couche arable. (d) Tomographie électrique 2D haute résolution, espacement = 0.5 m, 6 itérations, RMS = 3.4 %. Tiré de Nguyen et al. (2007).

Ces différentes études ont prouvé l'applicabilité de la méthode électrique pour la détermination de zones de faille n'affleurant pas à la surface à condition qu'elles mettent en contact des terrains ayant un contraste de résistivité suffisant.

2-2.2.2 Caractérisation du remplissage sédimentaire de bassin

La topographie et la géométrie du substratum d'une vallée glaciaire sont généralement masquées par le remplissage sédimentaire Quaternaire de la vallée par des processus paraglaciers. La caractérisation de ce remplissage s'avère donc nécessaire pour l'évaluation de ces processus. Les multiples méthodes sismiques (sismique active et sismique passive) ont souvent été utilisées avec succès pour la caractérisation de la géométrie et la détermination de la profondeur de bassins sédimentaires profonds.

Les méthodes de sismiques actives (comme la sismique réfraction, réflexion ou l'inversion des ondes de surface) ont, depuis longtemps, été utilisées sur cet objet.

La géométrie de la vallée de San Bernardino en Californie a ainsi été caractérisée par un profil de sismique réflexion de 14 km de long et a permis de localiser le substratum à plus de 1500 m de profondeur (Stephenson et al., 2002). La structure complexe et profonde du bassin d'Alvord dans l'Oregon a également été imagée par sismique réflexion haute résolution (Bradford et al., 2006). La caractérisation du bassin de Volvi (Nord-Est de la Grèce) présente l'intérêt de combiner plusieurs méthodes de sismique active et ainsi de déterminer les avantages et les inconvénients de chaque méthode sur un objet proche de notre étude. Le bassin de Volvi est un graben de 5 km de large. Sa structure géologique étant mal connue, une campagne géophysique de sismique active en surface le long de profils linéaires en en forage a été conduite dans le but de définir la géométrie du bassin et les caractéristiques dynamiques (vitesses des ondes P et S) des différentes couches (Jongmans et al., 1998). Différentes interprétations de ces enregistrements sismiques ont été faites, sismique réfraction (Fig. 2-4a), pointé des ondes réfléchies (Fig. 2-4a) et inversion des ondes de surface (Fig. 2-4b). L'interprétation combinée des différents profils sismiques a permis l'identification de six principales couches de sols dans le bassin de Volvi (Fig. 2-4c) (Jongmans et al., 1998). La correspondance entre les différentes méthodes d'interprétation est généralement très bonne mais la profondeur d'investigation et la résolution verticale est variable. Ainsi, pour la détermination des caractéristiques sismiques des couches superficielles, l'interprétation en réfraction de profils à haute résolution spatiale et l'inversion des ondes de surface permet d'obtenir les meilleurs résultats. En revanche, de manière à atteindre le substratum, il est nécessaire de disposer de profils longs (ici 650 m de long pour 200 m de profondeur). La détection du substratum est également possible par l'analyse des ondes qui s'y réfléchissent (*R*, Fig. 2-4a).

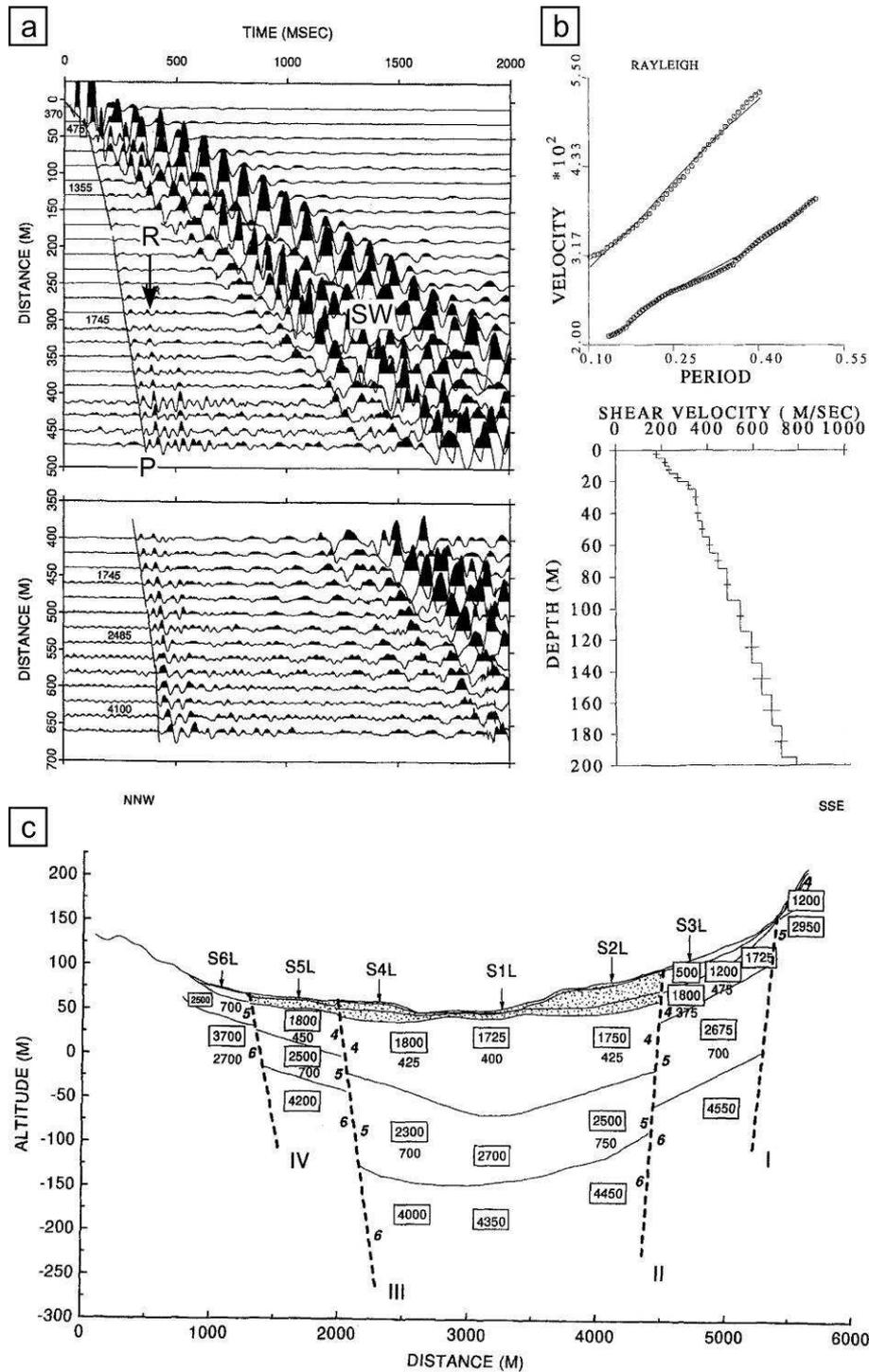


Fig. 2-4: Campagne sismique réalisée dans le bassin de Volvi. (a) Sismogrammes enregistrés lors d'un profil en onde P avec le pointé de l'onde réfractée (P), d'une onde réfléchie (R) et du cône des ondes de surface (SW). (b) Résultat de l'inversion des ondes de surface, courbe de dispersion de la vitesse de phase (haut) et profil de la vitesse des ondes S (bas). (c) Coupe du bassin de Volvi déterminée à partir de la prospection sismique (chiffre en gras : numéro de la couche ; nombre encadré : vitesse des ondes P ; nombre non encadré : vitesse des ondes S). Tiré de Jongmans et al. (1998).

De part son faible coût et sa rapidité de mise en place, la méthode H/V, basée sur la mesure du bruit de fond ambiant, est de plus en plus utilisée pour la caractérisation du remplissage de bassins sédimentaires profonds.

Le bassin de Grenoble situé dans les Alpes du Nord, une des plus importantes vallées alpines en Europe (Fig. 2-5a) a ainsi été caractérisé par cette technique (Guéguen et al., 2007). Le bassin de Grenoble a été érodé durant les périodes glaciaires successives puis remplis par des sédiments Quaternaires (Nicoud et al., 2002). Il en résulte la formation d'une large vallée profonde qui a été imagée par une étude gravimétrique (Vallon, 1999). Des variations importantes de la profondeur du bassin sont observées avec une épaisseur sédimentaire de plus de 900 m au centre (Fig. 2-5b). La fréquence des courbes H/V (f_{HV}) de 300 stations réparties sur une grille régulière de 100 x 100 m distribuée sur le bassin de Grenoble a été déterminée à partir de l'enregistrement du bruit de fond sismique (Fig. 2-5c) (Guéguen et al., 2007). La carte des fréquences f_{HV} montre des variations significatives en relation avec la profondeur du substratum ; les fréquences des courbes H/V augmentent lorsque l'épaisseur sédimentaire diminue (Fig. 2-5c).

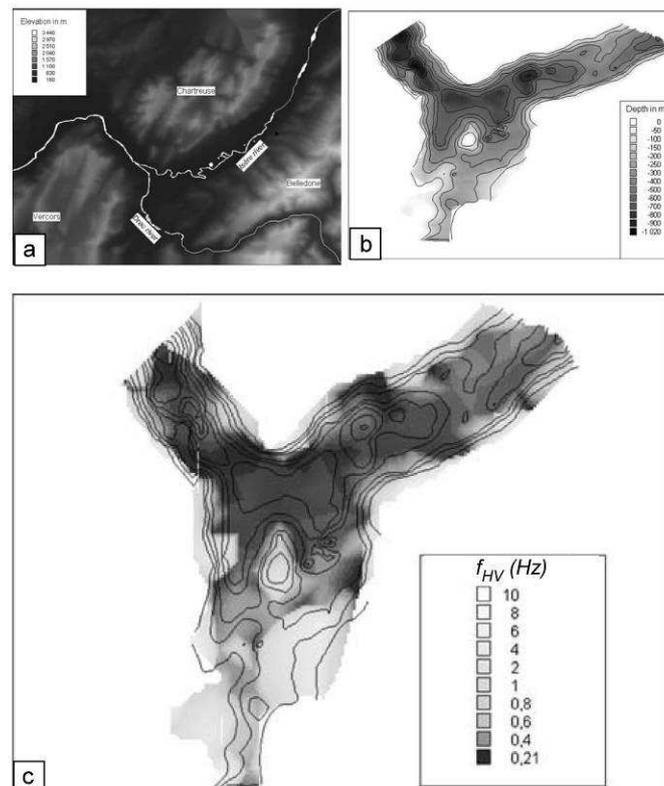


Fig. 2-5: (a) *Modèle Numérique de Terrain centré sur le bassin de Grenoble.* (b) *Carte topographique de l'interface sédiments-substratum d'après l'étude gravimétrique (Vallon, 1999).* (c) *Carte d'iso-fréquence des courbes H/V (f_{HV}). Les courbes noires correspondent aux iso-valeurs d'épaisseur sédimentaire (Fig. 2-9b). Tiré de Guéguen et al. (2007).*

La bonne correspondance observée entre la fréquence f_{HV} et les variations de la profondeur du substratum confirme la pertinence de cette méthode pour la caractérisation de la géométrie de bassins sédimentaires profonds. La relation entre la fréquence f_{HV} et l'épaisseur sédimentaire est cependant fonction de la forme de la vallée. Ainsi, à partir de forage atteignant le substratum, une relation entre ces deux valeurs a pu être déterminée pour le bassin de Cologne en Allemagne (Parolai, 2002). Sans information sur l'épaisseur du bassin, l'interprétation qualitative de la fréquence déterminée sur les rapports H/V doit alors être faite avec précaution (paragraphe 5-2). Ainsi, si le bassin peut être considéré comme 1D, la fréquence f_{HV} correspond à la fréquence de résonance des ondes S d'un milieu 1D (Bonney-Claudet, 2004) qui est relié à l'épaisseur sédimentaire et la vitesse des ondes S. En revanche, dans le cas de bassins 2D, la signification de la fréquence f_{HV} est plus complexe comme l'ont montré Roten et al. (2006) dans la vallée du Rhône en Suisse.

La combinaison de l'interprétation par plusieurs méthodes de profils de sismique active et passive apparaît donc comme un outil pertinent à la fois pour la caractérisation géométrique du remplissage sédimentaire d'un bassin et des propriétés dynamiques des différentes couches.

2-2.3 Conclusion

Il existe une grande variété de méthodes géophysiques permettant de caractériser un milieu depuis la surface. Elles présentent l'avantage d'investiguer un volume important du sous-sol depuis la surface de manière non-destructive. Cependant, le succès de la méthode dépendra de nombreux paramètres intrinsèques comme la complexité du sous-sol, la nature géologique des terrains ou la présence d'eau qui déterminent l'existence ou non de contraste de paramètres géophysiques. De plus, plusieurs interprétations peuvent expliquer les mesures, conduisant à une non unicité de la solution. C'est pourquoi il est nécessaire de combiner plusieurs méthodes sur un même site afin de réaliser une étude géophysique complète par l'imagerie ou la cartographie des différents paramètres physiques du sous-sol. De manière à caractériser la géométrie en profondeur de failles et le remplissage fluvio-glaciaire de la basse vallée de la Romanche, la combinaison de méthodes électriques et sismiques actives (réfraction et réflexion) et passives (méthode H/V) a été appliquée (chapitre 5). Le principe de ces méthodes est présenté dans le chapitre 5.

2-3 Méthode de datation par cosmonucléides

2-3.1 Introduction

De manière à analyser et à quantifier les modifications morphologiques, il est nécessaire d'apporter des contraintes temporelles sur les processus affectant cette morphologie (dynamiques de déglaciation de déstabilisation gravitaire). En effet, la diminution progressive de la fréquence de rupture des versants paraglaciaux depuis la dernière déglaciation nécessite l'obtention de datations chronologiques de plusieurs sites de rupture dans une zone donnée.

Depuis une dizaine d'années, une méthode de datation par temps d'exposition (*Cosmic Ray Exposure* ou *CRE*) utilisant les rares nucléides (^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al , ^{36}Cl) produits par l'interaction du rayonnement cosmique avec les roches de surface a été développée et appliquée pour la détermination soit d'âge d'exposition soit du taux d'érosion de surface géomorphologique (Cerling and Craig, 1994 ; Siame et al., 2000 ; Gosse and Phillips, 2001).

2-3.2 Applications antérieures pour la détermination d'âge d'exposition

La compréhension de la dynamique d'un mouvement de terrain et le rôle de la déglaciation sur l'initiation de l'instabilité nécessite de contraindre la chronologie à la fois du retrait glaciaire et du mouvement rocheux. Plusieurs études basées sur des datations au carbone 14 ont été réalisées (Corsini et al., 2001 ; Soldati et al., 2004). Cependant, la présence de matière organique associée à des mouvements de terrain restant hypothétique, cette méthode est aléatoire. La technique de datation par cosmonucléide a donc émergé et s'est révélée être un outil puissant pour contraindre les dynamiques des mouvements de terrain et de déglaciation (Gosse and Phillips, 2001).

Depuis une dizaine d'années, plusieurs études utilisant la méthode des cosmonucléides ont été menées de manière à déterminer l'âge de l'initiation de l'instabilité et le rôle de la déglaciation de deux glissements en Ecosse (Ballantyne et al., 1998 ; Ballantyne and Stone, 2004), de deux sites présentant de nombreux indices de déstabilisations gravitaires en Haute-Durance (Cossart et al., 2008) et du glissement de la Clapière en France (Bigot-Cormier et al. 2005). Les objectifs de ces deux dernières études se rapprochant le plus de notre travail, les principaux résultats et conclusions sont présentés brièvement.

L'objectif de l'étude réalisé par Bigot-Cormier et al. (2005) sur le glissement de la Clapière était d'estimer les différents processus commandant l'évolution de glissement actif à travers une étude couplant des données géomorphologiques et structurales avec la méthode de datation par cosmonucléides. Ce glissement affecte l'ensemble des pentes de La Clapière (massif cristallin externe de l'Argentera, Fig. 2-6a) entre 1100 et 2200 m localisé en rive gauche de la vallée glaciaire de la Tinée au niveau de Saint Etienne de Tinée (France, Alpes Maritime) (Fig. 2-6b). Géomorphologiquement, le mouvement se caractérise par des structures de déformations en extension comme des larges dépressions et des grands escarpements qui ont fait l'objet de datation cosmogéniques (Bigot-Cormier et al., 2005). Les résultats de ces datations révèlent des périodes successives de déstabilisations gravitaires (Bigot-Cormier et al., 2005). Une première phase de déstabilisation gravitaire locale est liée à la décompression glaciaire (vallée du Rabuons, site A, Fig. 2-6). Au sein même du glissement, la phase d'initiation principale du mouvement est datée entre 6.7 ± 1.0 ^{10}Be ka (site B) et 7.2 ± 0.5 ^{10}Be ka (site C) (Fig. 2-6). Une dernière période de déstabilisation est daté vers 2.3 ± 0.5 ^{10}Be ka (Fig. 2-6b et c). L'initiation du glissement de la Clapière est donc postérieur de plus de 5700 ans au retrait du glacier de la Tinée daté à 13.3 ± 0.1 ^{14}C ka (Fig. 2-6c). Le phénomène de décompression lié au retrait du glacier de la Tinée ne semble donc pas être le déclencheur du mouvement mais Bigot-Cormier et al (2005) propose l'intervention d'un paramètre forçant dans l'initiation de l'instabilité. En effet, la phase d'initiation (7.1 ± 0.5 ^{10}Be ka) s'est produit durant l'optimum climatique de l'Holocène correspondant à une période chaude et humide (paragraphe 1-1.2) (Bigot-Cormier et al., 2005). Aucune évolution temporelle de l'âge de l'instabilité n'a cependant été mise en évidence le long des niches d'arrachements étudiées par manque de mesures le long de l'escarpement (Fig. 2-6d).

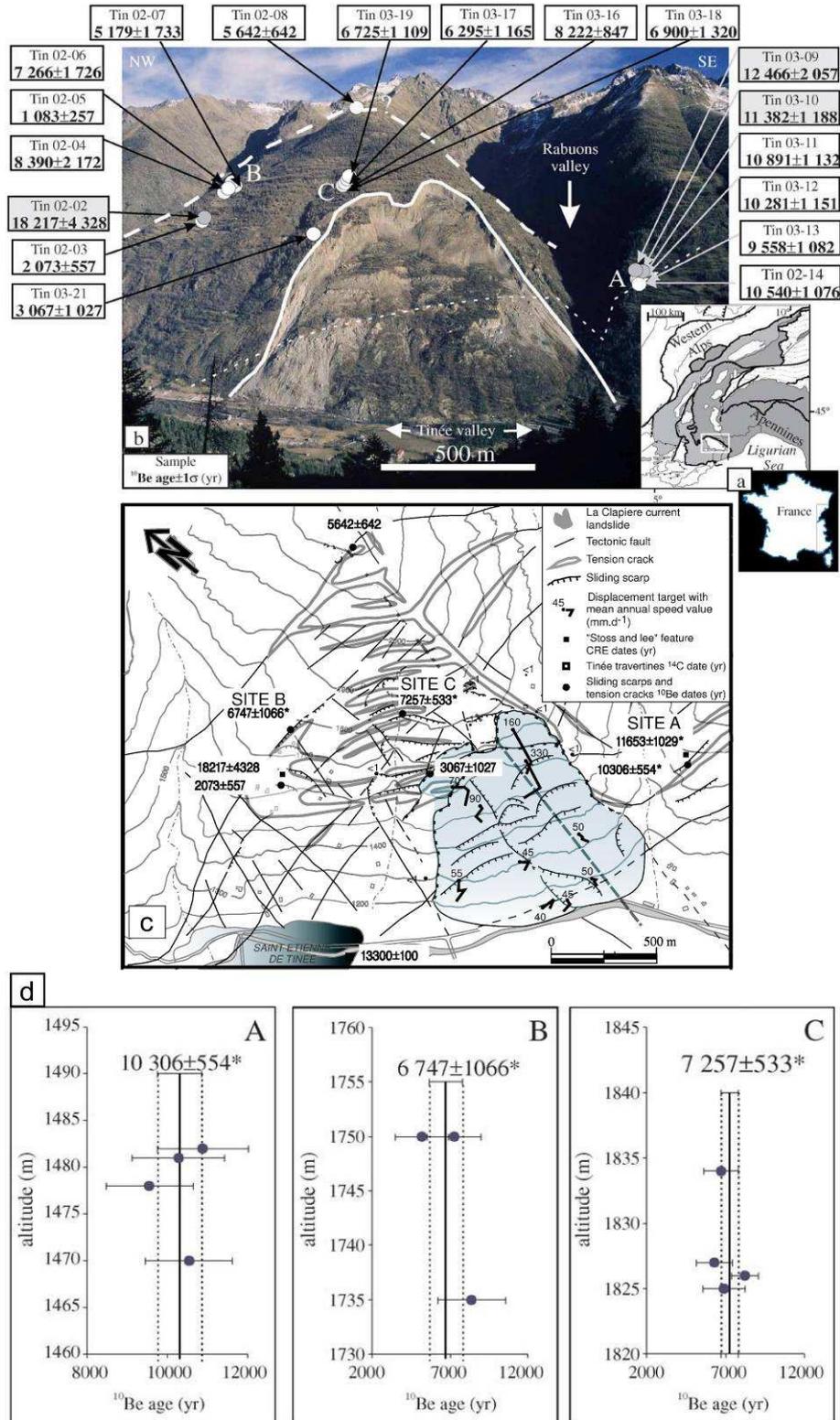


Fig. 2-6: (a) Localisation du massif de l'Argentera (cadre blanc) au Sud des Alpes occidentales. (b) Photographie du glissement de La Clapière avec la localisation des échantillons analysés, les cercles blancs correspondent aux échantillons prélevés sur les escarpements, les cercles gris correspondent aux échantillons prélevés sur les surfaces glaciaires. (c) Carte morpho-structurale du glissement de La Clapière. (d) Graphiques altitude-âge d'exposition pour les sites A, B et C. Tiré de Bigot-Cormier et al. (2005).

En revanche, d'autres études ont montré le rôle important du retrait glaciaire dans la déstabilisation des versants rocheux. Ainsi, dans le bassin de la Haute-Durance (Sud-Est de la France), Cossart et al. (2008) ont étudié deux sites affectés par des mouvements rocheux, la vallée de la Clarée et le pré de Madame Carle dans le bassin de la Vallouise. Le but de leur étude était d'estimer le rôle de la décompression glaciaire des versants et du relâchement associé des contraintes sur le déclenchement des instabilités gravitaires. La datation de surface d'exposition par ^{10}Be a été utilisée sur ces deux sites pour déterminer, à la fois, la dynamique du retrait glaciaire et de la déstabilisation gravitaire des versants rocheux. L'extension des glaciers a été estimée à partir de datations cosmogéniques sur des surfaces polies ou des roches moutonnées. Les sites étant localisés dans la partie haute de la vallée, ils ont été progressivement libre de glace durant le dernier retrait glaciaire de l'Holocène entre 7.5 ± 1.5 ^{10}Be ka et 10.5 ± 1.5 ^{10}Be ka (Cossart et al., 2008). Au niveau de la vallée de la Clarée, de nombreux basculements rocheux sont observés. L'âge d'exposition d'une surface gravitaire est daté à 10.1 ± 2.1 ^{10}Be ka de manière synchrone avec la déglaciation de la vallée. Ce basculement rocheux est donc supposé s'être initié directement après le relâchement des contraintes lié au retrait glaciaire (Cossart et al., 2008). Au niveau du pré de Madame Carle, les datations cosmogéniques de blocs erratiques issus d'un glissement rocheux important (volume estimé entre 1 et 10 millions de m^3) s'étant développé sur les versants rocheux au-dessus du pré de Madame Carle suggèrent qu'au moins deux étapes de déstabilisation se sont produites. La première (Stage 1, Fig. 2-7) est datée à 6.5 ± 1.9 ^{10}Be ka indiquant que la partie basse du versant est devenue instable juste après la déglaciation de la vallée (Stage 0, Fig. 2-7) initiant alors une avalanche rocheuse directement lié à la décompression du massif (Cossart et al., 2008). Cependant, une seconde étape de déstabilisation (Stage 2, Fig. 2-7) est estimée à 1.6 ± 0.5 ^{10}Be ka. Cette étape est supposée liée à un réajustement de la partie supérieure du versant, suite à la première avalanche rocheuse, par des phénomènes d'éboulements rocheux ou de coulées boueuses encore actifs aujourd'hui (Cossart et al., 2008).

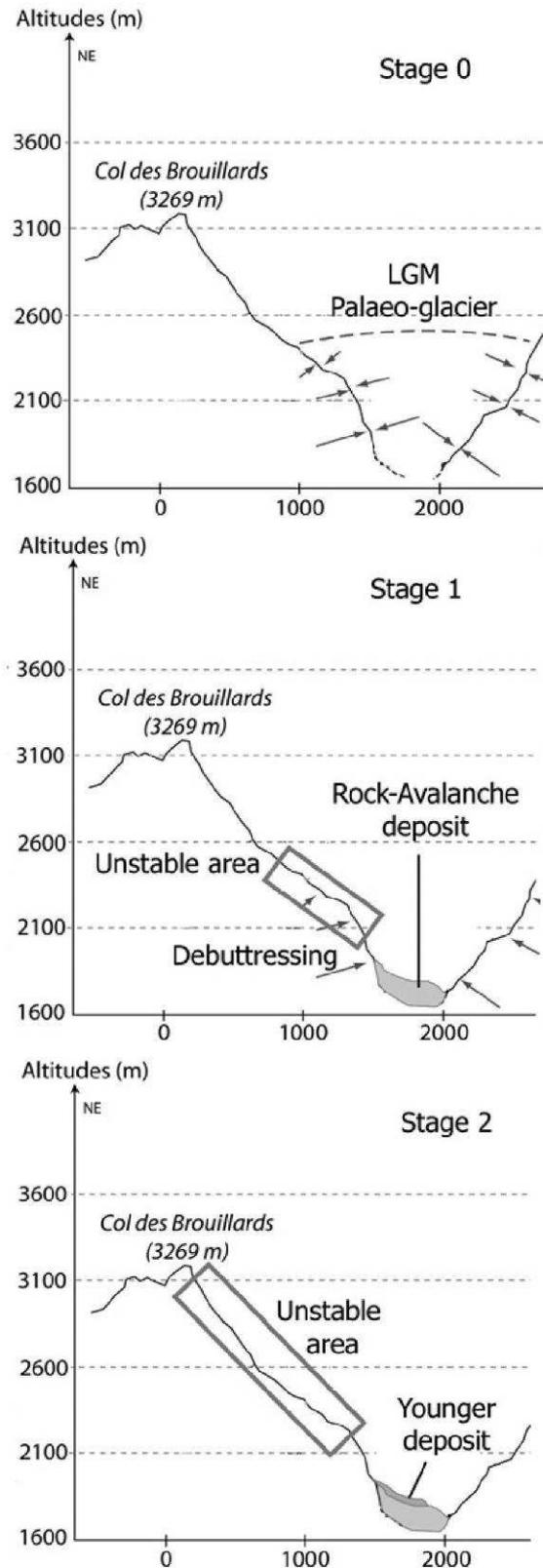


Fig. 2-7: Evolution schématique avant et après la déglaciation du versant NE au dessus du pré de Madame Carle. Stage 0 : extension maximale du glacier. Stage 1 : immédiatement après la déglaciation. Stage 2 : deuxième étape de déstabilisation gravitaire. Tiré de Cossart et al. (2008).

2-3.3 Conclusion

Ces études ont démontré l'aptitude de la méthode de datation chronologique par cosmonucléides pour (i) la contrainte de la dynamique de déglaciation des vallées glaciaires et (ii) l'investigation des mécanismes de déclenchement de glissements actifs.

Ces différentes études montrent l'influence contrastée de la déglaciation de la vallée dans le réajustement paraglaciale de ses versants rocheux. Ainsi, si des instabilités gravitaires se produisent directement après le retrait du glacier, un laps de temps entre la décompression et l'initiation du mouvement rocheux est parfois observé. Le déclenchement de ce dernier peut alors être expliqué par un facteur externe (climatique ou tectonique). Cette méthode de datation est donc tout particulièrement adaptée pour étudier l'effet de la décompression glaciaire sur l'initiation d'instabilités gravitaires des versants rocheux et l'évaluation des relais spatio-temporels de l'évolution paraglaciale des vallées glaciaires.

La méthode de datation en utilisant le cosmonucléide ^{10}Be a été appliquée dans la basse vallée de la Romanche (chapitre 8), à la fois pour contraindre (i) la dynamique de la déglaciation de la vallée en datant l'exposition de surfaces glaciaires et (ii) la déstabilisation de ses versants. La recherche du mécanisme de l'instabilité a également été recherchée en réalisant plusieurs profils verticaux échantillonnés à haute résolution spatiale le long de la niche d'arrachement gravitaire principale du mouvement de Séchilienne. Le principe de la méthode est détaillé dans le chapitre 8.

DEUXIEME PARTIE :

**CARACTERISATION
MORPHOLOGIQUE,
STRUCTURALE ET GEOPHYSIQUE
DE LA BASSE VALLEE DE LA
ROMANCHE**

CHAPITRE 3:

DESCRIPTION DU MASSIF DE BELLEDONNE

La basse vallée de la Romanche a été choisie comme zone d'étude pour l'analyse de sa morphogenèse et de son évolution paraglaciale. Elle incise la partie Sud du massif de Belledonne, un des massifs cristallins externes des Alpes occidentales au Sud-Est de l'agglomération grenobloise.

Ce chapitre a pour objectif de poser le contexte morphologique, géologique et géodynamique général du massif de Belledonne et de présenter en détail la zone d'étude : la basse vallée de la Romanche.

3-1 Contexte morphologique

Le massif de Belledonne est situé dans les Alpes occidentales. Il s'étend sur près de 100 km de long dans une direction N30° à l'Ouest de l'agglomération grenobloise et les sommets atteignent l'altitude de 3000 m (Fig. 3-1). Le massif de Belledonne est délimité à l'Ouest par la large dépression de la vallée de l'Isère et au Sud par la vallée de la Romanche (Fig. 3-1). Il se caractérise morphologiquement par des sommets élevés au Sud-Est entaillés par une vallée étroite et très encaissée : la vallée de la Romanche (Fig. 3-1). Plus au Nord, ses pentes s'adoucissent pour former une ligne de relief parallèle à la vallée de l'Isère (Fig. 3-1). La présence d'une urbanisation importante (agglomération grenobloise, vallée de l'Isère) et de complexes chimiques dangereux (Vizille) autour du massif de Belledonne rendent le site très vulnérable aux risques naturels.

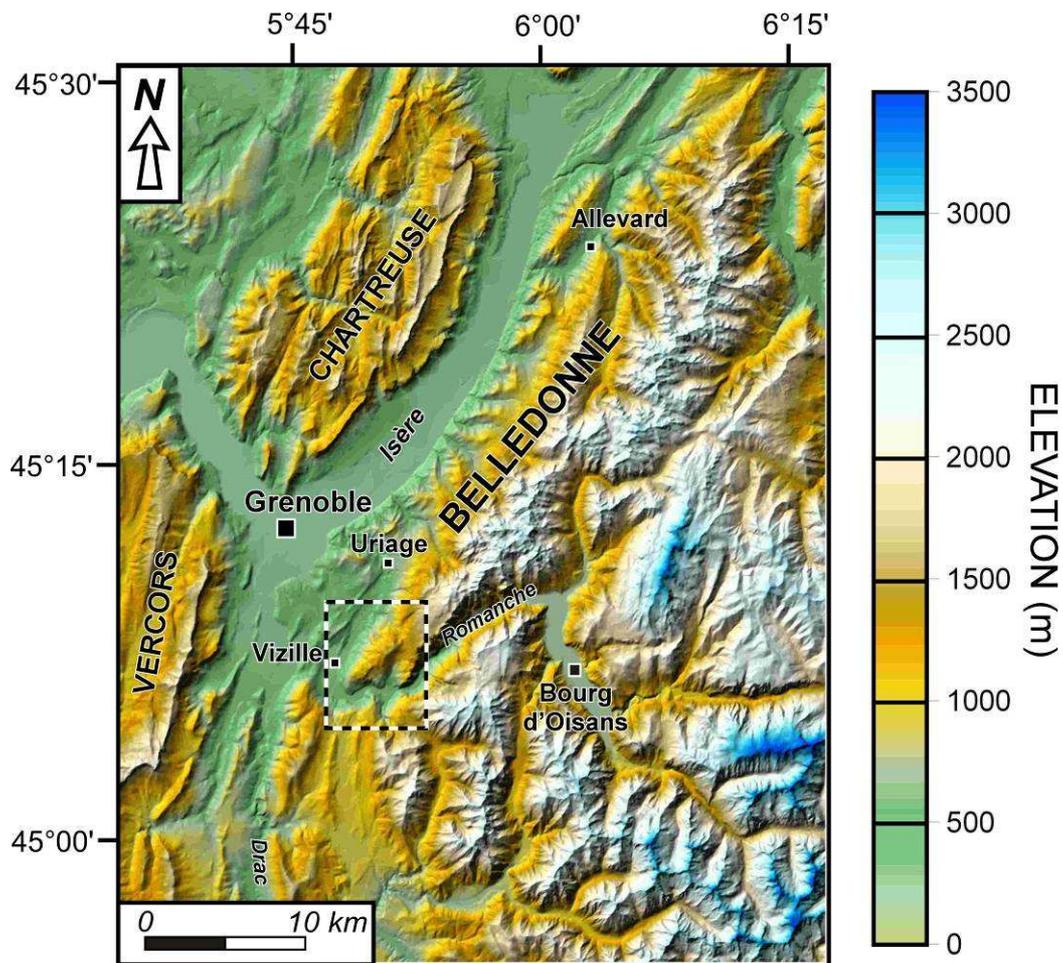


Fig. 3-1: Modèle numérique de terrain (IGN 50 m) centré sur le massif de Belledonne. Le cadre en pointillés correspond à la localisation de la zone d'étude (la basse vallée de la Romanche (Fig. 3-6)).

3-2 Contexte géologique

3-2.1 Formation

Le massif de Belledonne est l'un des massifs cristallins externes des Alpes comprenant du Nord au Sud, les massifs de l'Aar (AA), du Gothard (GO), des Aiguilles Rouges (AR), du Mont Blanc (MB), de Belledonne (BE), des Grandes Rousses (GR), du Pelvoux (PE) et de l'Argentera (AG) (Fig. 3-2). Ces massifs cristallins externes correspondent à un vaste chapelet de la croûte continentale européenne dessinant la courbure de l'arc alpin. Le socle du massif de Belledonne, constitué de roches formées du Précambrien au Carbonifère (gneiss, amphibolites et micaschistes) a été déformé et métamorphisé pendant l'orogène hercynien (350 – 245 Ma BP) (Ménot, 1988 ; von Raumer et al., 1993). Ce substratum a ensuite été entièrement nappé par des sédiments détritiques non métamorphiques durant une période allant de la fin du Carbonifère au Permien puis partiellement recouvert par des sédiments au Mésozoïque. Durant l'orogénèse alpine (40 – 5 Ma BP), le massif de Belledonne a été affecté par un raccourcissement crustal associé à un métamorphisme de schistes verts lié à un épaissement important dans les zones profondes du massif (Goffé et al., 2004). Ce raccourcissement a généré un soulèvement du massif et le charriage de la couverture mésozoïque vers le Nord-ouest, donnant naissance aux chaînes subalpines de la Chartreuse et du Vercors (Fig. 3-1).

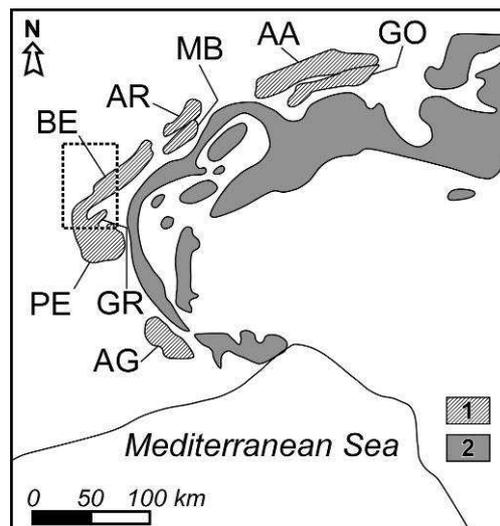


Fig. 3-2: Socle hercynien des Alpes : (1) massifs cristallins externes (AA : Aar, GO : Gothard, AR : Aiguilles Rouges, MB : Mont Blanc, BE : Belledonne, GR : Grandes Rousses, PE : Pelvoux, AG : Argentera) ; (2) socle antétriasique de l'arc alpin. Le cadre indique la localisation de la figure 3-1.

3-2.2 Géologie et structuration du massif

Le massif de Belledonne comprend trois domaines tectoniques, métamorphiques et lithologiques différents, qui sont d'Ouest en Est, les collines bordières de Belledonne, le domaine externe et le domaine interne. Ils sont séparés par deux structures majeures, la faille de Vizille (*VF, Vizille Fault*) juxtaposant les collines bordières et le domaine externe et l'Accident Médian de Belledonne (*BMF, Belledonne Middle Fault*) séparant le domaine externe du domaine interne (Fig. 3-3).

3-2.2.1 Collines bordières

Surmontant la vallée de l'Isère dans une direction Nord-ouest – Sud-est, une couverture sédimentaire mésozoïque (« les collines bordières ») recouvre les basses pentes Ouest du massif de Belledonne (de Allevard à Uriage, Fig. 3-1). Cette couverture, essentiellement composée de marne et de calcaire, est séparée du rameau externe par une bande d'argilite de l'Aalénien formant une sorte de plateau le long du massif (« les balcons de Belledonne »).

3-2.2.2 Domaine externe

Le domaine externe consiste en une série satinée d'âge inconnu essentiellement formée par des micaschistes (Fernandez et al., 2002) (Fig. 3-3). Géomorphologiquement, ce domaine externe forme une bande relativement étroite de reliefs mous et peu élevés qui ne représentent que les contreforts occidentaux du massif proprement dit, en raison de la relativement grande érodabilité des micaschistes.

3-2.2.3 Domaine interne

Ménot (1988) divise le domaine interne en deux sous domaines (Nord-Est et Sud-Ouest), séparé par une zone de cisaillement senestre orientée Nord-Sud, la faille de Rivier Belle Etoile (Guillot et al., 2003) (Fig. 3-3). Le domaine interne Nord-Est est constitué par un socle formé de gneiss et d'amphibolites entaillé par des granites carbonifères (Debon and Lemmet, 1999) (Fig. 3-3). Le domaine interne Sud-Ouest est formé par une succession tectonique de plusieurs unités formées d'amphibolites acides et basiques d'âge Cambrien à Dévonien (Ménot, 1988 ; Guillot and Ménot, 1999) (Fig. 3-3). Le rameau interne forme l'essentiel du massif de Belledonne et comprend ses plus hauts sommets en raison de la très grande compétence des roches le composant.

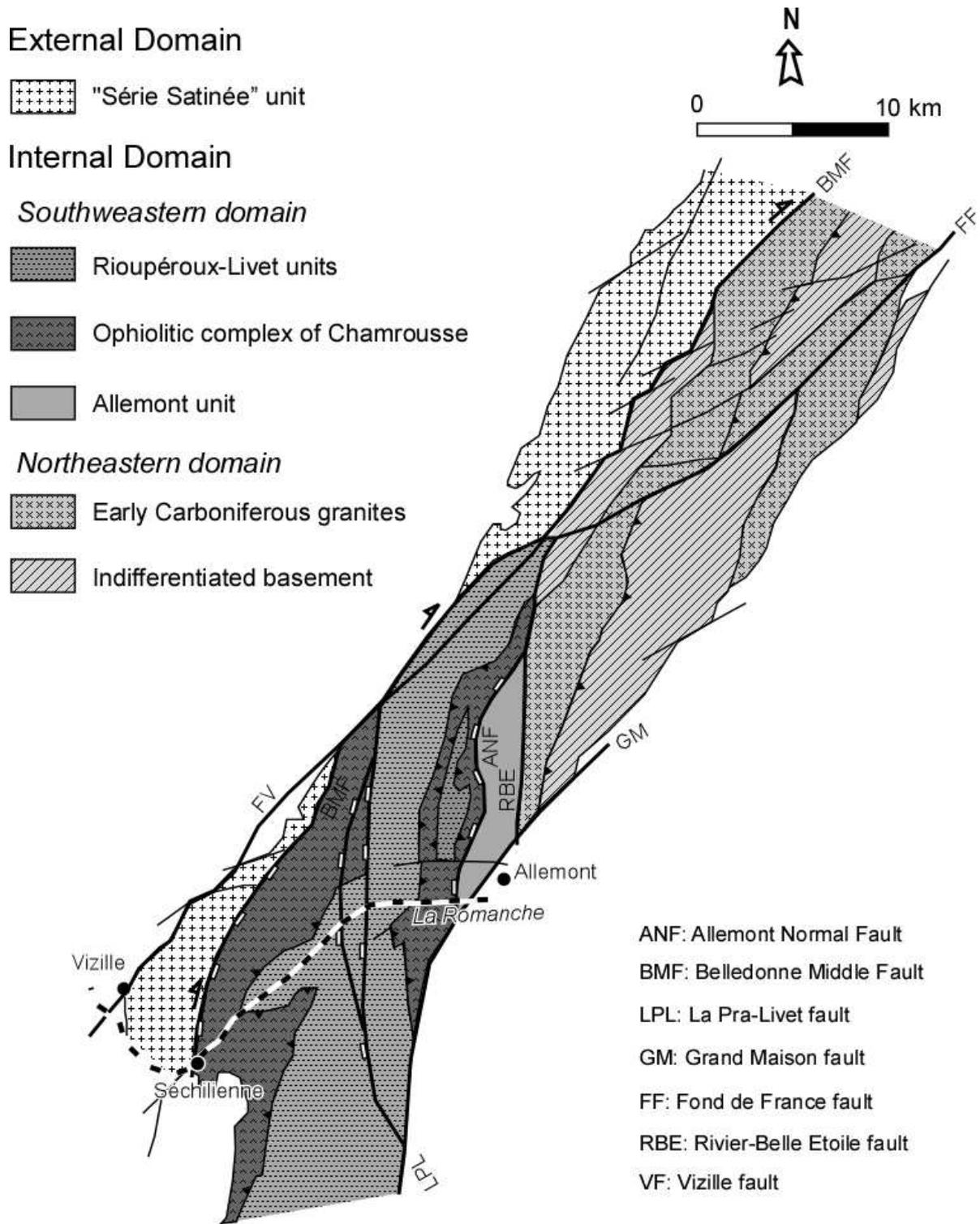


Fig. 3-3: Carte géologique et structurale du massif de Belledonne avec la localisation des principaux accidents et des différents domaines. D'après Ménot (1988).

3-2.3 Géodynamique externe

Au cours du Quaternaire, le massif de Belledonne a été façonné par l'érosion glaciaire au cours des différentes périodes glaciaires. Au Riss (-300 000 à -130 000 ans BP), les glaciers rissiens ont recouvert la quasi-totalité du massif et ont puissamment contribué à son modelé actuel. Son relief a ensuite été remodelé par les glaciers würmiens (-90 000 à -15 000 ans BP). Durant cette période, l'importance de la glaciation fut moindre qu'au Riss avec des glaciers s'individualisant en flux séparés dans les grandes vallées alpines. Cependant, lors de l'épisode principal (*LGM, Last Glacial Maximum*, autour de -20 000 ans BP), les glaciers de l'Isère et de la Romanche ont recouvert toute la cuvette grenobloise et de Vizille jusqu'à une altitude d'au moins 1200 m (Fig. 3-4) (Montjuvent, 1978).

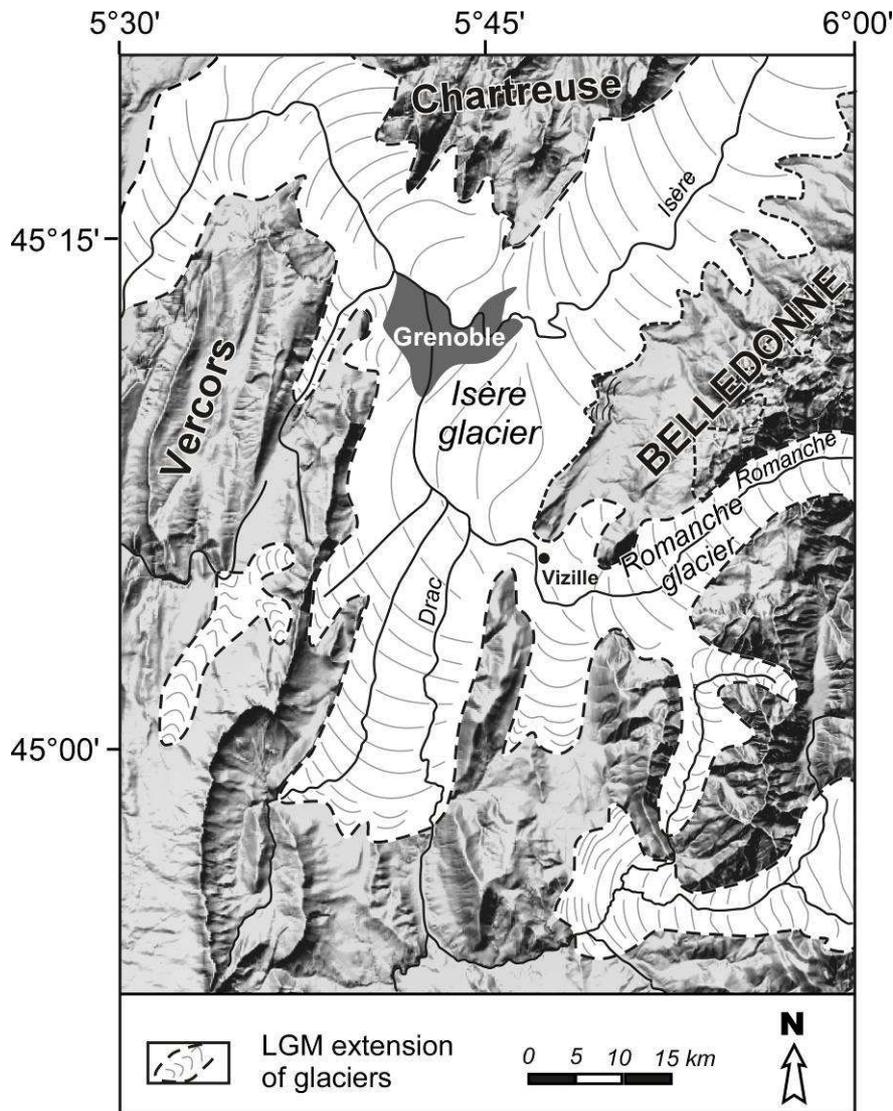


Fig. 3-4: Dernière extension maximale des glaciers (LGM) au Würm sur fond de MNT IGN au pas de 50 m. D'après Montjuvent (1978).

3-3 Déformation actuelle

Le massif de Belledonne est affecté par une déformation active comme le démontrent les données de sismicités historiques et les analyses récentes des données sismiques et géodésiques.

3-3.1 Données sismo-tectoniques

La localisation des séismes enregistrés depuis plus de dix ans par le réseau sismologique Sismalp a mis en évidence une concentration de tremblements de terre le long d'un axe parallèle au massif et situé à son bord Ouest. (Thouvenot et al., 2003). Cet alignement de séismes de magnitudes faibles ($M_L < 3.5$) et localisés à faible profondeur (< 10 km) s'étend sur plus de 50 km (Fig. 3-5).

L'analyse des solutions focales révèle un régime sismo-tectonique en décrochement dextre. Cette activité sismique a été reliée à la présence d'un accident tectonique, la Faille Bordière de Belledonne (*BBF, Belledonne Border Fault*, Fig. 3-5) (Thouvenot et al., 2003). Néanmoins, cette structure n'a jamais été directement observée en surface, probablement à cause d'un taux d'érosion des terrains supérieur au taux de déformation tectonique (Le Roux, 2005).

A la limite Sud de la Faille Bordière de Belledonne, au Sud de Vizille, un séisme de magnitude 3.5 a eu lieu en 1999 à Laffrey avec des répliques alignées suivant une direction $N122^\circ$, perpendiculaire à la BBF. Le mécanisme au foyer correspondant est un décrochement senestre selon une faille de cette direction (Fig. 3-5) (Thouvenot et al., 2003).

Ces deux alignements sismiques (NNE et ESE) peuvent être interprétés comme l'activité de deux failles conjuguées associée à un régime décro-chevauchant dextre de la chaîne de Belledonne lié à une direction de raccourcissement globalement orientée Est–Ouest.

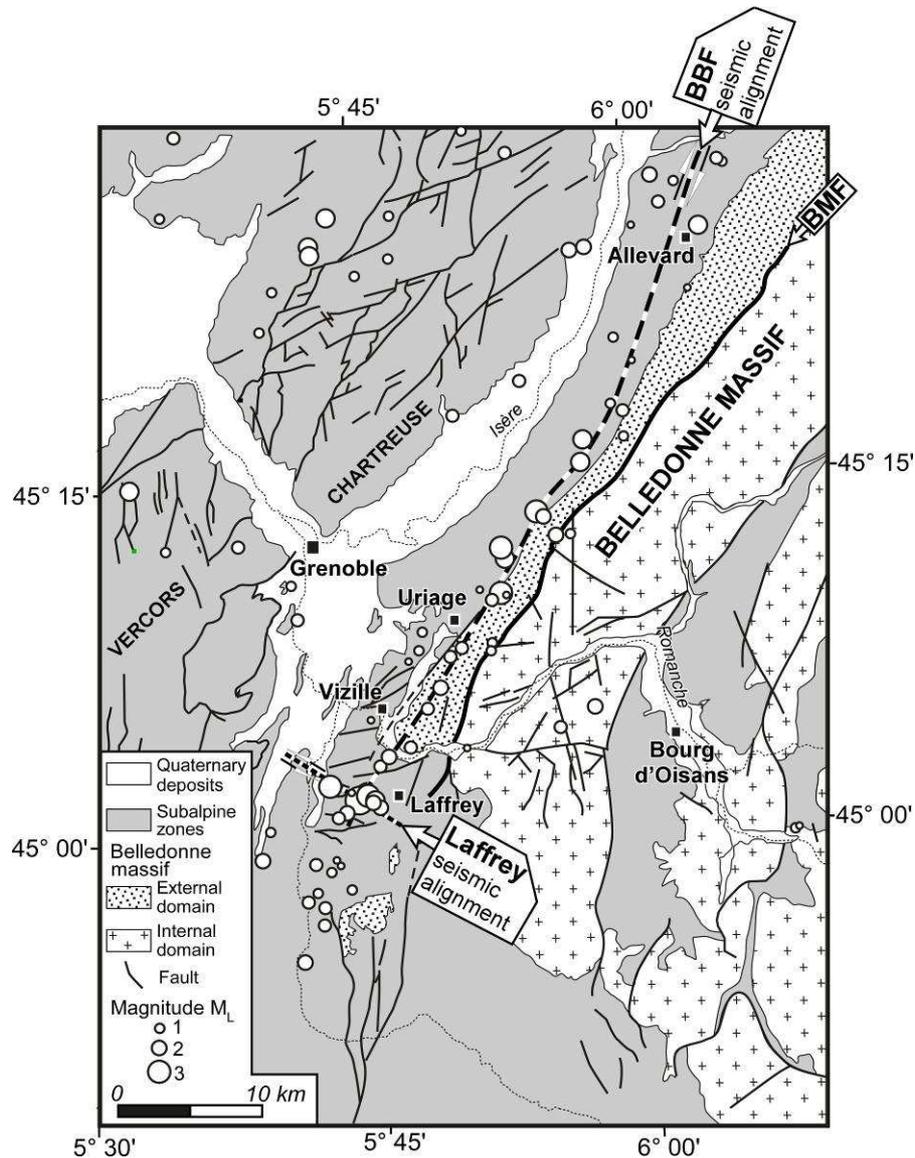


Fig. 3-5: Carte structurale et sismique du massif cristallin externe de Belledonne. Les alignements sismiques de la Faille Bordière de Belledonne (BBF) et des répliques du séisme de Laffrey sont indiqués en pointillés. BMF : Accident Médian de Belledonne.

3-3.2 Données géodésiques

Les taux de déformation géodésiques calculés sur la base de mesures GPS effectuées dans la région grenobloise montrent une bonne correspondance qualitative avec le régime sismo-tectonique du massif de Belledonne décrit précédemment (direction de raccourcissement Est – Ouest) (Martinod et al., 1996 ; Martinod et al., 2001 ; Sue et al., 2007). Les vitesses relativement élevées de ce raccourcissement (3-5 mm/an) suggèrent que cette déformation enregistrée par GPS correspond essentiellement à des mouvements lents et aismiques (Martinod et al., 2001 ; Sue et al., 2007).

3-4 Zone d'étude : la basse vallée de la Romanche

Au cours de ce travail, nous nous sommes plus particulièrement intéressés à la partie Sud du massif de Belledonne qui est incisée par la vallée de la Romanche (Fig. 3-1 et 3-6).

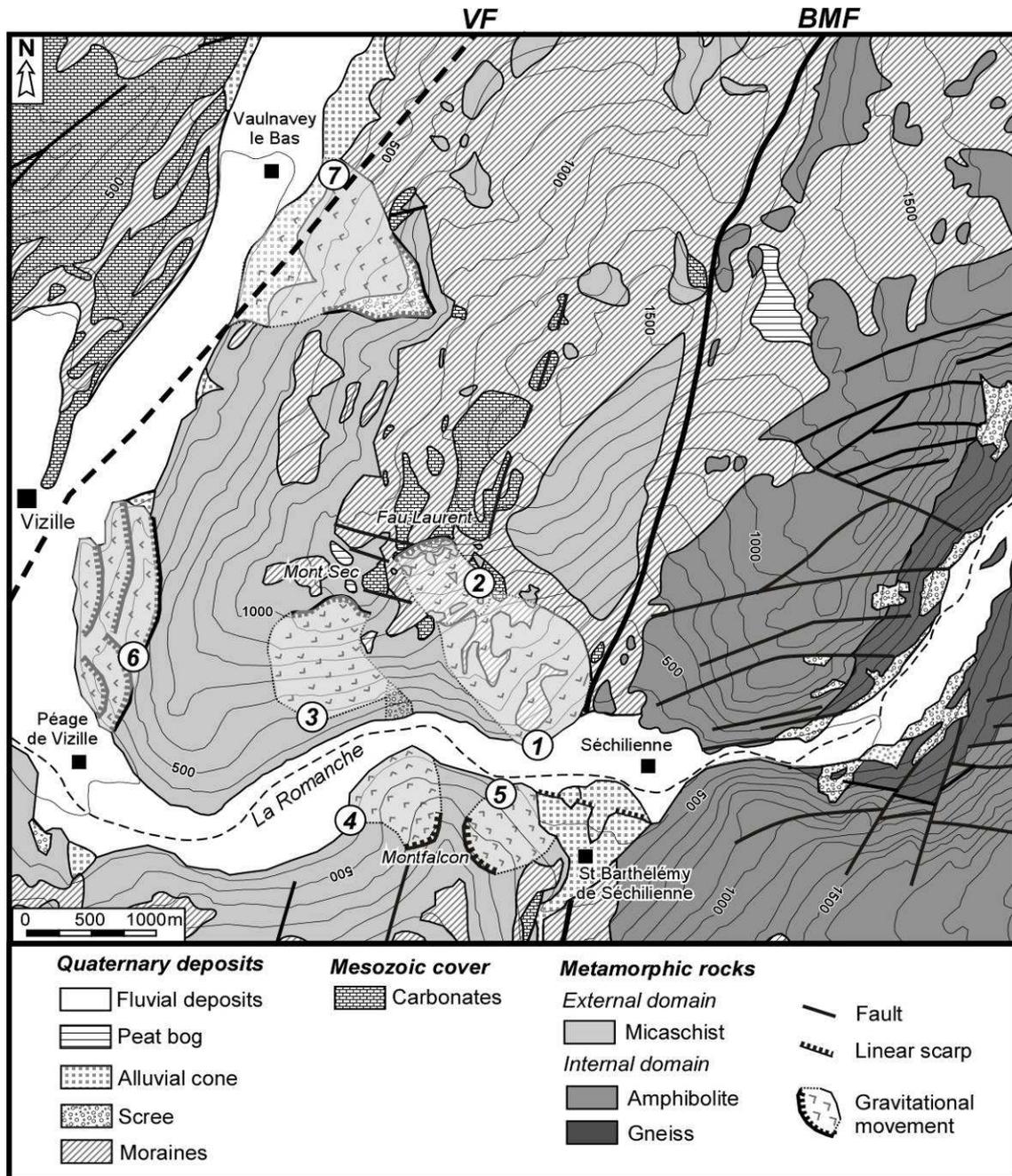


Fig. 3-6: Carte géologique et géomorphologique de la partie Sud du massif de Belledonne et de la basse vallée de la Romanche avec la localisation des mouvements de terrain : 1 La Bathie, 2 Faunafrey, 3 Séchilienne, 4 Montfalcon Ouest, 5 Montfalcon Est, 6 Péage de Vizille, 7 Vaulnavay le Bas. BMF : Accident Médian de Belledonne. VF : Accident de Vizille. D'après Barféty et al., 1972.

3-4.1 Géologie

La vallée de la Romanche recoupe d'Ouest en Est (Fig. 3-6) :

- (1) l'extrémité Sud des collines bordières de Belledonne constituées de terrain de couvertures sédimentaires marno-calcaires mésozoïques ;
- (2) la dépression d'Uriage-Vizille comblée par des alluvions fluviales quaternaires ;
- (3) le domaine externe du massif cristallin externe paléozoïque de Belledonne constitué essentiellement de micaschistes avec la présence de quelques placages de couverture mésozoïque au niveau du plateau de Fau-Laurent ;
- (4) le domaine interne du massif cristallin externe paléozoïque de Belledonne constitué d'amphibolites et de gneiss.

Deux accidents majeurs d'orientation Nord-Est – Sud-Ouest délimitent ces différents domaines (paragraphe 3-2.2) (Fig. 3-6) :

- (1) l'accident de Vizille (*VF*) marquant la limite entre les couches de sédimentaires et le socle cristallin sur la bordure Ouest du massif de Belledonne ;
- (2) l'accident médian de Belledonne (*BMF*) séparant le domaine externe à l'Ouest du domaine interne à l'Est.

La couverture mésozoïque à l'Ouest et le socle cristalloyphyllien à l'Est sont partiellement recouverts par des formations quaternaires (Fig. 3-6) constituées d'alluvions fluviales en fond de vallée dans la dépression d'Uriage - Vizille et dans la vallée de la Romanche, d'éboulis en bas de pente, de cônes de déjection aux terminaisons des torrents entaillant le massif et de moraines ou de tourbières subsistant à toutes altitudes sur les replats glaciaires. La présence de ces dernières formations atteste de l'englacement de l'ensemble de la zone Sud du massif (Fig. 3-6) durant les glaciations würmiennes par le glacier de la Romanche (paragraphe 3-2.3).

3-4.2 Mouvements de terrain

Sept mouvements de terrain de grande ampleur affectant le socle cristallin se sont développés ou se développent sur une surface de moins de 30 km² et uniquement dans le domaine externe du massif (Barféty et al., 1970) (Fig. 3-6 et Tableau 3-1).

N°	Nom	Surface (ha)	Position du centre de gravité WGS 84 UTM 31N		Altitude	
			X (m)	Y (m)	Z _{max} (m)	Z _{min} (m)
1	La Bathie	140	722 200	4 993 700	700	400
2	Faunafrey	40	721 600	4 994 300	1200	700
3	Séchilienne	100	720 700	4 993 600	1100	500
4	Montfalcon Ouest	90	721 200	4 992 500	700	400
5	Montfalcon Est	50	722 100	4 992 200	700	400
6	Péage de Vizille	90	718 900	4 994 000	600	300
7	Vaulnavéy le Bas	80	720 900	4 996 900	900	300

Tableau 3-1: Caractéristiques des différents mouvements de terrain affectant la zone d'étude. Les numéros se réfèrent à ceux de la figure 3-6.

Le mouvement de La Bathie (1) correspond à un tassement important, probablement ancien, ayant affecté l'ensemble du versant Sud du plateau de Fau Laurent depuis l'altitude de 700 m jusqu'à la vallée de la Romanche à l'aval de Séchilienne. Le mouvement de Faunafrey (2) présente la morphologie classique d'un glissement superficiel, fait de creux et de bosses avec la présence d'une importante niche d'arrachement sommitale de plus de 80 m de haut en forme d'arc concave vers le Sud. Ce glissement recouvre la partie haute du tassement de La Bathie. Le mouvement de Séchilienne (3) est un mouvement rocheux actif, localisé en rive droite de la vallée de la Romanche et délimité au sommet par une niche d'arrachement de plus de 30 m de haut. En rive gauche de La Romanche, les versants de l'arête de Montfalcon sont affectés par deux tassements (4 et 5) avec des niches d'arrachement au sommet et des lobes convexes à la base des zones glissées, au niveau de la vallée de La Romanche. Sur le rebord Ouest du massif cristallin de Belledonne, se sont effondrés dans la plaine alluviale, plusieurs paquets tassés de micaschistes entre Vizille et Le Péage de Vizille (6) et un grand glissement rocheux à Vaulnavéy le Bas (7).

La morphologie de ces mouvements de terrain a été étudiée de manière approfondie à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) haute résolution générée par photogrammétrie sur l'ensemble de la zone (chapitre 4) et à partir de l'utilisation d'un MNT très haute résolution acquis par LIDAR sur le mouvement de Séchilienne (chapitre 7).

3-4.3 Bassin de Séchilienne

Au niveau du village de Séchilienne, la vallée de la Romanche s'élargit brusquement à la sortie des amphibolites pour former un petit bassin de forme losangique de 1 km de large et de 1.5 km de long (Fig. 3-6 et 3-7). Sur son bord Sud, les alluvions sont recouverts par un système emboîté de trois cônes de déjection marqué par une rupture de pente linéaire de près de 20 m de haut sur toute sa longueur (*Linear scarp*, Fig. 3-6) (Le Roux et al., in press a).

Ces particularités peuvent résulter :

- (1) de l'activité successive des glaciers et de La Romanche au cours du Quaternaire, le bassin de Séchilienne correspondant à un ombilic glaciaire d'origine structurale lié au passage de la BMF (Montjuvent, 1978) et les mouvements de Faunafrey (1) et de Montfalcon (4 et 5) ayant rétréci la vallée à l'aval (Fig. 3-6) ;
- (2) de l'activité de tronçons de failles en relais entre deux failles décrochantes dextres d'orientation N110° (faille de la Romanche) jouant en ouverture pour former un bassin de type « pull-apart » (Fig. 3-7) (Pothérat and Alfonsi, 2001).

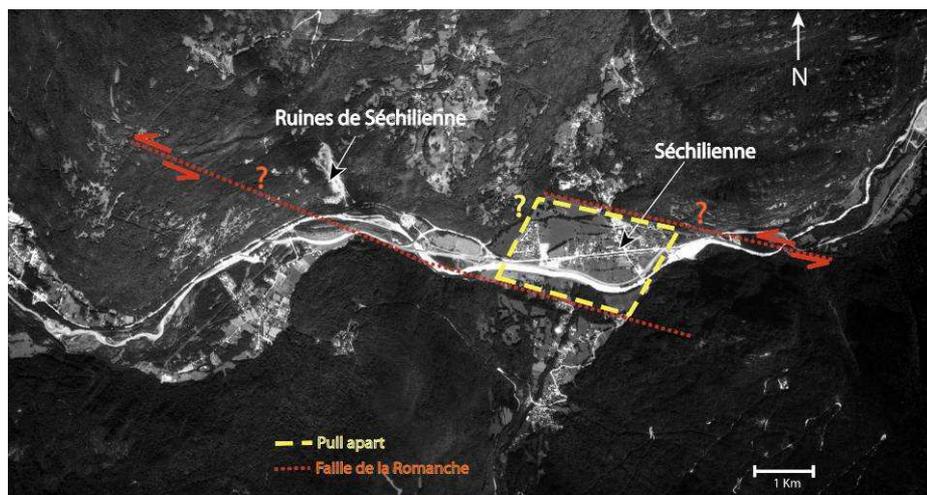


Fig. 3-7: Photographie aérienne de Séchilienne. La forme losangique suggère un bassin de type pull-apart (trait pointillé jaune) lié à l'activité de la faille de la Romanche (trait pointillé rouge). D'après Pothérat and Alfonsi (2001).

De manière à évaluer la pertinence de chacune des deux hypothèses, une étude pluridisciplinaire couplant des investigations géologiques et géophysiques de sub-surface à été menée dans et autour du bassin de Séchilienne. Elle a fait l'objet d'un article publié dans la revue International Journal of Earth Sciences (paragraphe 5-1) (Le Roux et al., in press a).

CHAPITRE 4:

ANALYSE STEREOGRAPHIQUE DE COUPLES DE PHOTOGRAPHIES AERIENNES

Un modèle numérique de terrain haute résolution spatiale (5.7 m) a été réalisé à partir de couples stéréoscopiques de photographies de manière à obtenir des données géomorphologiques et structurales sur le Sud du massif de Belledonne et de la basse vallée de la Manche.

La théorie sur le calcul de MNT à partir de restitution photogrammétrique est présentée dans une première partie, puis la génération et le traitement du MNT effectués dans cette étude sont décrits dans une seconde partie.

A partir de ce MNT généré et validé, les caractéristiques géomorphologiques et structurales de la basse vallée de la Manche et de certains mouvements de terrain sont présentés en troisième et quatrième partie.

4-1 Calculs de MNT à partir de restitution photogrammétrique

4-1.1 Principe de la photogrammétrie

La génération de Modèle Numérique de Terrain (MNT) à partir de photographies applique le principe de la stéréoscopie, autrement dit de la restitution tridimensionnelle d'objets par vision binoculaire (Jensen, 2000). Ce principe est utilisé de manière à reconstituer le relief à partir de deux photographies d'une même zone prises sous deux angles de vues différentes. L'application de cette technique nécessite une zone suffisante de recouvrement (au moins 60%), une résolution spatiale identique et des conditions d'éclairement similaire entre les deux images (Wolf and Dewitt, 2000 ; Mikhail et al., 2001). Ces conditions sont remplies lorsque l'acquisition des images est quasi simultanée, par exemple lors d'acquisitions aériennes consécutives ; on parle alors de couple stéréoscopique (Wolf and Dewitt, 2000 ; Mikhail et al., 2001).

L'identification d'un même point sur les deux photographies constituant le couple stéréographique et la mesure de sa parallaxe (écart entre les deux images de ce même point) permet de déterminer l'altitude du point, la parallaxe étant fonction du relief (Jensen, 2000).

4-1.2 Photogrammétrie numérique

4-1.2.1 Définition des repères

La photogrammétrie numérique permet de restituer la topographie de l'ensemble de la zone de recouvrement à partir de supports digitaux (Jensen, 2000). Le système d'acquisition d'une image est défini par deux repères (Fig. 4-1) : un repère sol 3D, unique, local, cartésien et métrique (X, Y, Z) d'origine O , projection orthogonale de la caméra 1 dans le plan horizontal, et un repère image 2D, défini pour chaque image (ξ, η) d'origine FC , centre fiducial de l'image localisé au centre géométrique du cliché (Kraus and Waldhäusl, 1994 ; Mikhail et al., 2001). Chaque point d'une image numérique est donc caractérisé par un couple de coordonnées images (métriques et pixels) associé au triplet de coordonnées du repère sol.

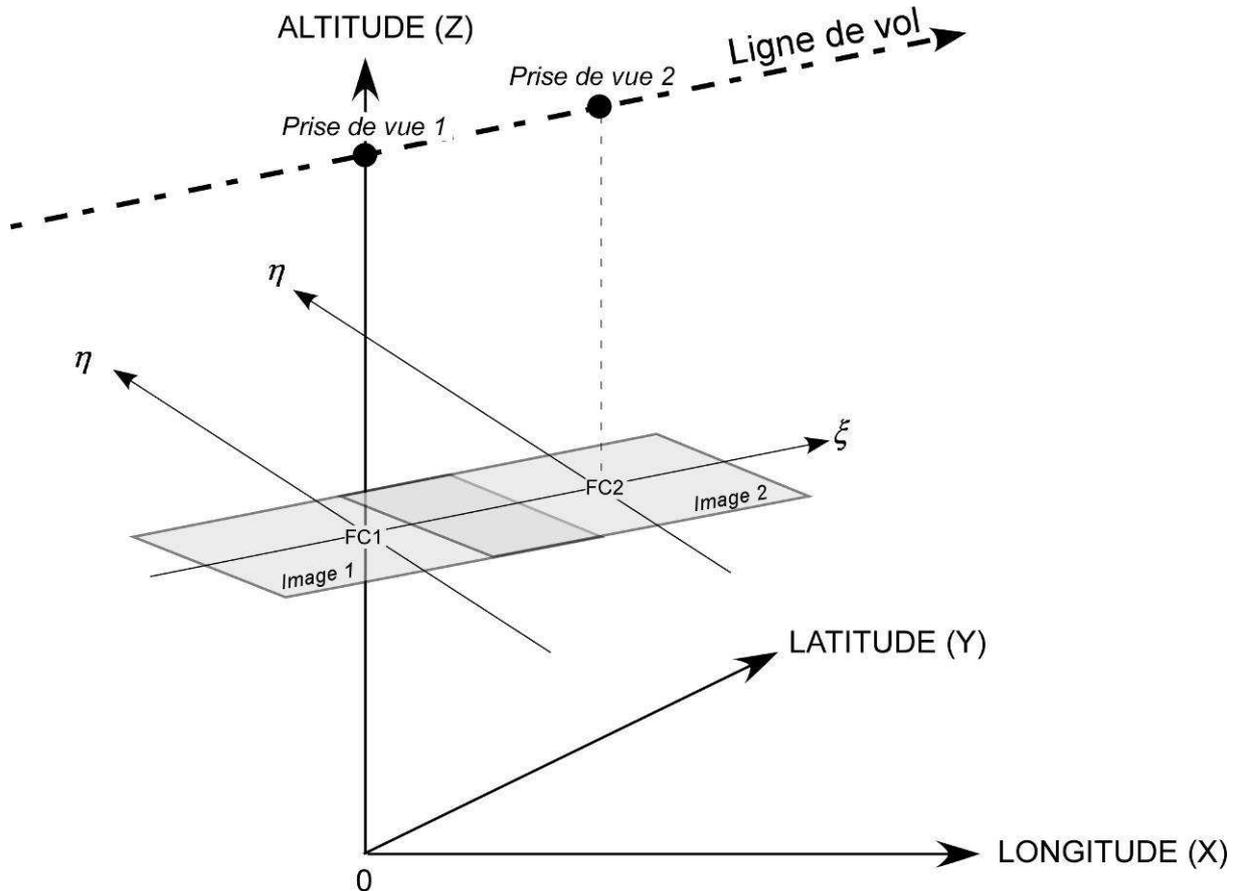


Fig. 4-1: Définition des repères du système d'acquisition d'un couple stéréoscopique (d'après Casson, 2004). (X, Y, Z) : repère sol. (ξ, η) : repère image. FC1 : centre fiducial de l'image 1. FC2 : centre fiducial de l'image 2.

Dans la zone de recouvrement du couple stéréoscopique, un même point ayant un unique triplet de coordonnées sol possède donc deux couples de coordonnées images, un pour chaque photographie.

Les équations suivantes permettent de relier les coordonnées images d'un point à ses coordonnées sol (Kraus and Waldhäusl, 1994) :

$$\begin{cases} X = X_0 + (Z - Z_0) \cdot \frac{r_{11} \cdot (\xi - \xi_0) + r_{12} \cdot (\eta - \eta_0) + r_{13} \cdot c}{r_{31} \cdot (\xi - \xi_0) + r_{32} \cdot (\eta - \eta_0) + r_{33} \cdot c} \\ Y = Y_0 + (Z - Z_0) \cdot \frac{r_{21} \cdot (\xi - \xi_0) + r_{22} \cdot (\eta - \eta_0) + r_{23} \cdot c}{r_{31} \cdot (\xi - \xi_0) + r_{32} \cdot (\eta - \eta_0) + r_{33} \cdot c} \end{cases} \quad (4-1)$$

Deux types de paramètres d'orientation sont alors définis, les paramètres d'orientation internes (ξ_0, η_0 et c , paragraphe 4-1.2.2) et les paramètres d'orientation externes (paramètres r_{ij} , paragraphe 4-1.2.3) des caméras.

4-1.2.2 Orientation interne des caméras

Les paramètres d'orientation internes des caméras (Fig. 4-2), correspondent à la position du centre optique de la chambre d'acquisition (ξ_0, η_0) dans le repère image ou point principal d'autocollimation (PPA) et à la focale de la caméra d'acquisition (c) (Jensen, 2000 ; Kraus and Waldhäusl, 1994 ; Mikhail et al., 2001). Ils sont propres à chaque chambre d'acquisition et sont fournis par les organismes qui réalisent l'acquisition des clichés.

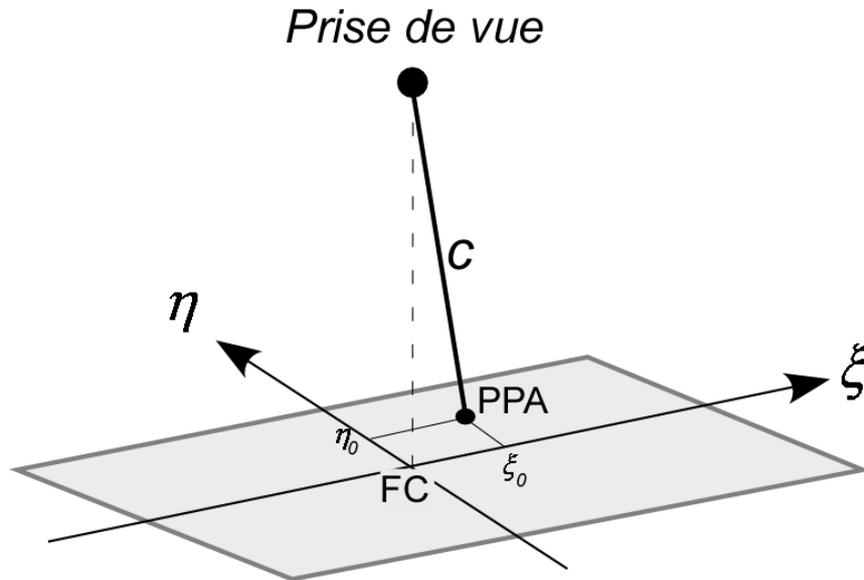


Fig. 4-2: Définition des paramètres d'orientation internes des caméras d'acquisition (d'après Casson, 2004). (ξ, η) : repère image. PPA : point principal d'autocollimation (ξ_0, η_0) : coordonnées du PPA dans le repère image. FC : centre fiducial de l'image. c : focale de la caméra d'acquisition.

4-1.2.3 Orientation externe des caméras

Les paramètres d'orientation externes des caméras (Fig. 4-3) correspondent à la position dans le repère sol de la chambre d'acquisition au moment de la prise de vue (X_0, Y_0, Z_0) et aux paramètres r_{ij} de la matrice R qui s'exprime en fonction des angles de visées de la caméra $(\omega, \varphi, \kappa)$ (Kraus and Waldhäusl, 1994) :

$$R = \begin{pmatrix} \cos \varphi \cos \kappa & -\cos \varphi \sin \kappa & \sin \varphi \\ \cos \omega \sin \kappa + \sin \omega \sin \varphi \cos \kappa & \cos \omega \cos \kappa - \sin \omega \sin \varphi \sin \kappa & -\sin \omega \cos \varphi \\ \sin \omega \sin \kappa - \cos \omega \sin \varphi \cos \kappa & \sin \omega \cos \kappa + \cos \omega \sin \varphi \sin \kappa & \cos \omega \cos \varphi \end{pmatrix} \quad (4-2)$$

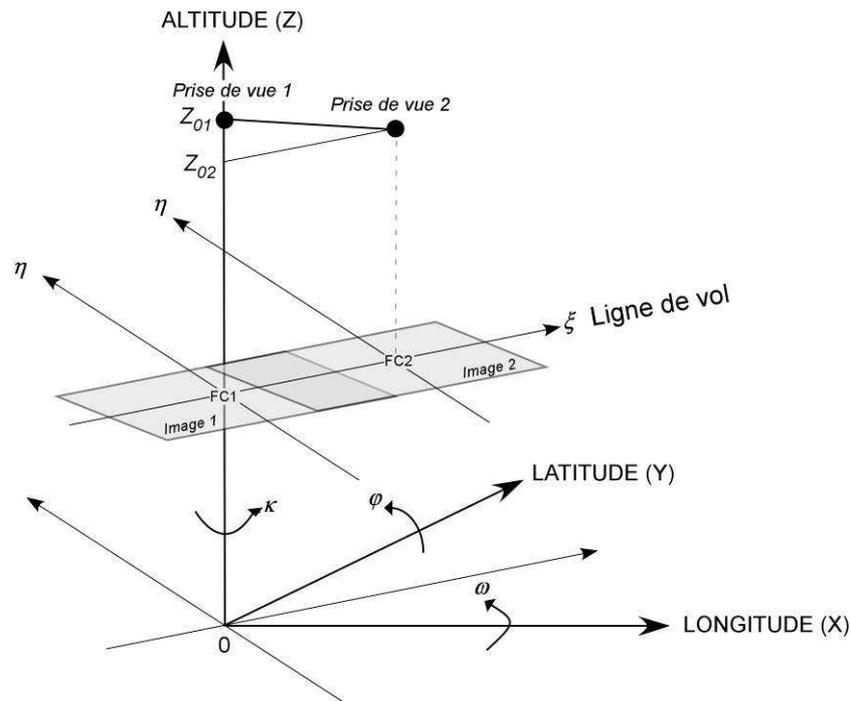


Fig. 4-3: Définition des paramètres d'orientation externes des caméras d'acquisition (d'après Casson, 2004).

Pour un couple de photographies, 12 paramètres externes doivent être évalués. Il s'agit des positions (X , Y , Z) et des angles de visées (ω , φ , κ) des deux caméras. L'ajustement de ces variables se fait par la méthode des moindres carrés à partir des paramètres d'orientation externes approchés, des paramètres d'orientation internes connus et de points de calage (*Ground Control Point*, *GCP*) (Kraus and Waldhäusl, 1994 ; Mikhail et al., 2001). Ces *GCP* correspondent à des points identiques sur les deux images dont les coordonnées du repère sol sont connues.

4-1.2.4 Corrélation des images stéréoscopiques

Le système précédent permet donc de positionner un point image dans le repère sol à condition que ce point soit visible sur les deux images. En effet, dans le cas contraire, la variable Z étant inconnue, le système est indéterminé et à un point image (ζ , η) correspond une infinité de points sol (X , Y , Z) (Kraus and Waldhäusl, 1994). La recherche de ces couples de points homologues correspond à la phase de corrélation qui consiste à retrouver, de manière automatique, pour chaque pixel de l'image 1, la position du pixel représentant le même point sur l'image 2 (Kraus and Waldhäusl, 1994 ; Wolf and Dewitt, 2000). De manière à améliorer la qualité de la corrélation, plusieurs points homologues (*Tie Point*, *TP*) sont repérés manuellement sur chaque photographie.

Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) peut alors être construit en calculant la position dans le repère sol (altitude et coordonnées spatiales) de l'ensemble de la zone de recouvrement. Ce dernier s'obtient en deux étapes. Tout d'abord, un MNT initial est calculé à partir des positions des points homologues et des paramètres d'orientation internes et externes des caméras (Casson et al., 2003). Puis le MNT final est déduit à partir du MNT initial par compensation par moindres carrés en minimisant les résidus entre les positions images observées et les positions images calculées des points homologues (Casson et al., 2003). Il se présente sous la forme d'un tableau de trois colonnes (X , Y , Z) de n lignes qui est enfin interpolé afin d'obtenir une image discrétisée de l'altitude.

Le MNT interpolé se caractérise par une résolution spatiale apparente égale au pas d'échantillonnage choisi pour l'interpolation. Ce pas tient compte de la résolution sol initiale des images stéréoscopiques et de la résolution de la corrélation (Casson, 2004).

4-2 Génération et traitement du MNT

4-2.1 Caractéristiques d'acquisition des images

La méthode de restitution topographique à partir de couples stéréoscopiques a été appliquée aux photographies aériennes de l'Institut Géographique Nationale (IGN) qui présentent des caractéristiques de prises de vue répondant aux exigences de la photogrammétrie numérique (Jensen, 2000) :

- (1) une prise de vue quasi-verticale entraînant un angle entre la ligne de visée et la verticale inférieure à 3° ;
- (2) une acquisition successive des images le long d'une ligne de vol quasi rectiligne avec un recouvrement d'environ 60 % entre elles, deux photographies aériennes forment donc un couple stéréoscopique.

Les photographies aériennes analogiques se présentent sous forme de planches de taille 23x23 cm² et sont numérisées par l'IGN sur un scanner photogrammétrique limitant la distorsion liée à cette étape (Wolf and Dewitt, 2000). Chaque chambre d'acquisition est équipée de 8 repères de fond de chambre qui apparaissent sur le cliché sous forme de points fiduciaux (Pothérat et al., 1999 ; Jensen, 2000) (Fig. 4-4).

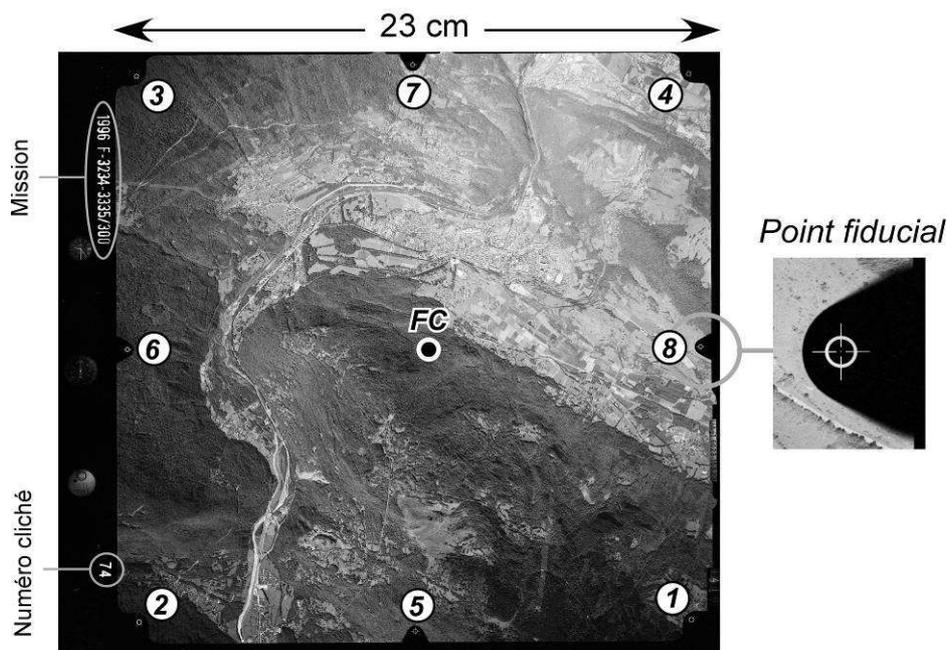


Fig. 4-4: Planche contact d'une photographie aérienne de l'IGN. FC : centre fiducial de l'image. Les numéros 1 à 8 se réfèrent aux points fiduciaux (Tableau 4-1).

Les clichés 73, 74 et 75 de la mission de 1996 F3234-3335 de l'IGN, dont la calibration de la chambre d'acquisition est fournie au tableau 4-1 ont été utilisées pour la génération du MNT sur la zone d'étude.

Points		X (mm/FC)	Y (mm/FC)	c (mm)
PPA		-0.001	-0.006	153.23
Points fiduciaux	1	105.997	-105.999	
	2	-105.997	-106.000	
	3	-105.997	105.999	
	4	105.994	105.997	
	5	-0.001	-110.005	
	6	-110.006	0.002	
	7	0.001	109.995	
	8	109.997	0.001	

Tableau 4-1: Calibration de la chambre d'acquisition de la mission de l'IGN de 1996 F3234-3335. PPA : Point principal d'autocollimation. Les numéros des points fiduciaux se réfèrent à la figure 4-4. FC : centre fiducial de l'image. c : focale.

Ces clichés ont été acquis par un avion volant à environ 4500 m d'altitude avec une ligne de vol orientée N178° et couvrant une surface de 6900 x 6900 m² avec une résolution spatiale infra-métrique (Tableau 4-2).

N°	Surface		Echelle	Résolution (m)	FC WGS84 UTM 31N	
	Image (cm x cm)	Sol (m x m)			X (m)	Y (m)
73	23x23	6900x6900	1:30000	0.71	719 400	4 996 925
74	23x23	6900x6900	1:30000	0.71	719 525	4 994 675
75	23x23	6900x6900	1:30000	0.71	719 600	4 992 400

Tableau 4-2: Caractéristiques géométriques des photographies aériennes 73 à 74 de la mission F3234-3335 de 1996 de l'IGN.

La zone de recouvrement des couples stéréoscopiques 73-74 et 74-75 sur laquelle la génération du MNT est possible correspond à une bonne moitié Ouest de la zone d'étude et englobe tous les mouvements de terrain observés (paragraphe 3-4.2) (Fig. 4-5).

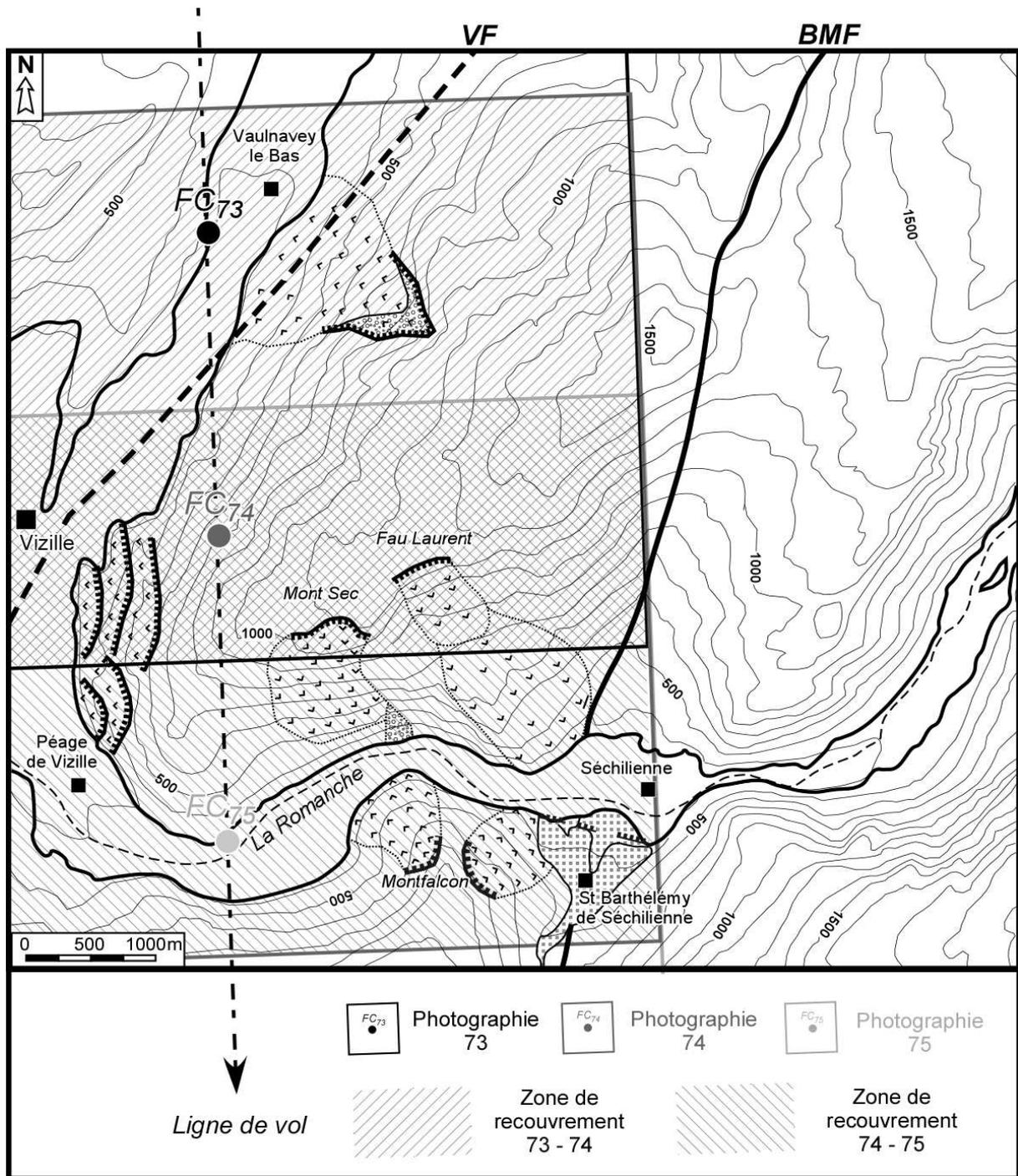


Fig. 4-5: Carte géomorphologique de la zone d'étude avec la localisation des mouvements de terrain observés (cf. légende de la figure 3-6) avec la position de la surface couverte au sol des clichés et la zone de recouvrement des couples stéréoscopiques sur laquelle la génération du MNT est possible. FC : centre fiducial des images. VF : Accident de Vizille. BMF : Accident Médian de Belledonne.

4-2.2 Génération du MNT

Les modèles numériques de terrain ont été générés à partir du logiciel *Geomatica* (www.pcigeomatics.com) à partir de 4 étapes successives : (i) calibration des images, (ii) collection des points de contrôle absolus, (iii) collection des points de contrôle relatifs et (iv) extraction du MNT.

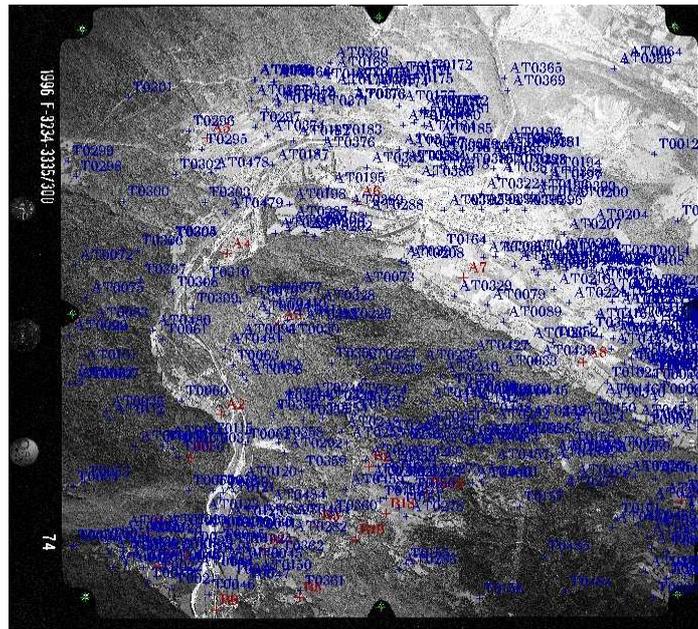


Fig. 4-6: Photographie aérienne 74 avec la position des points fiduciaux (croix vertes), des points de calage (GCP) (croix rouges) et des points homologues (TP) (croix bleues).

4-2.2.1 Calibration des images

La première phase de cette étape consiste à définir les deux paramètres d'orientation internes des caméras : la focale (c) et la position du centre optique dans le repère image (PPA) de la caméra qui sont fournies par le certificat de calibration (Tableau 4-1). Chaque chambre d'acquisition est affectée par deux types de distorsions, la distorsion tangentielle et la distorsion radiale (Mikhail et al., 2001) qui ne sont pas prises en compte ici. La position du centre optique étant définie par rapport au centre fiducial du cliché (FC), sa position dans le repère image doit être précisée. Les 8 repères des points fiduciaux (croix vertes, Fig. 4-6) qui ont chacun un décalage X et Y par rapport au centre fiducial connu (Tableau 4-1) permettent de déterminer le pixel image correspondant au centre fiducial et donc au centre optique.

Dans un second temps, les angles de visée des caméras matérialisant la rotation autour des axes X et Y (ω , φ) doivent être fixés. Les prises de vue étant verticales, ces angles sont initialisés à 0 et servent de paramètres approchés d'orientation externes.

4-2.2.2 Collection des points de contrôle absolus

La seconde étape consiste à procéder à l'orientation en bloc des caméras dans le repère sol choisi (WGS84 UTM 31N). En plus des paramètres d'orientation internes et externes, des points de contrôle absolus (*GCP*) sont nécessaires. Ces points ont dans un premier temps été mesurés au sol par un GPS différentiel avec une précision métrique. La position d'un *GCP* dans le repère sol est ensuite associée à sa position dans le repère image. Le nombre, la répartition et l'erreur moyenne des points de contrôles absolus sur la zone d'étude définissent la qualité de l'orientation en bloc. Ces paramètres sont fonction de l'accessibilité sur le site et de la possibilité d'associer un point sur le terrain à sa position sur l'image. Cette opération a été réalisée à partir de carrefours de routes, d'angles de maison ou d'autres points particuliers (croix rouges, Fig. 4-6). En règle générale, même si quatre points de contrôles sont nécessaires pour caler une image, en pratique au moins 10 points sont nécessaires afin d'obtenir une orientation de qualité (Casson, 2004). Nous avons enregistré entre 13 et 20 points de contrôles absolus (*GCP*) sur chacune des images avec une erreur moyenne de l'ordre de 3 pixels (Tableau 4-3).

<i>Image</i>	N	RMS (pixel)
73	13	3.02
74	20	3.06
75	16	3.01

Tableau 4-3: Caractéristiques de la collection des *GCP* pour chacune des images. *N* : nombre de *GCP* collectés. *RMS* : erreur moyenne en pixel.

4-2.2.3 Collection de points de contrôle relatifs

La troisième étape consiste à collecter un nombre important de points de contrôle relatifs (*TP*) présentant une position identique sur deux images différentes afin de faciliter la phase de corrélation. Ils sont sélectionnés sur la zone de recouvrement entre les images stéréoscopiques (croix bleues, Fig. 4-6). La sélection des points doit être homogène sur cette surface et au moins 200 points ont été sélectionnés avec un RMS maximum de 1 pixel (Tableau 4-4).

<i>Couple</i>	N	RMS (pixel)
73-74	325	< 1
74-75	219	< 1

Tableau 4-4: Caractéristiques de la collection des *TP* pour chacun des couples stéréoscopique. *N* : nombre de *TP* collectés. *RMS* : erreur en pixel.

4-2.2.4 Création des images épipolaires

La quatrième étape consiste à projeter les deux images stéréoscopiques selon une orientation commune (images épipolaires) de manière à augmenter la rapidité de la phase de corrélation et de réduire le risque de fausses correspondances lors de cette étape.

4-2.2.5 Extraction du MNT

La dernière étape correspond à la phase de corrélation entre les deux images stéréoscopiques, permettant d'extraire l'altitude des différents pixels sur la base des décalages entre les points. Cette étape a été effectuée de manière indépendante pour les deux couples stéréoscopiques (73-74 et 74-75) avec un facteur de sous-échantillonnage 8. La résolution finale est donc de $8 \times 0.71 = 5.7$ m. Ce sous-échantillonnage a été rendu nécessaire pour une question de temps de calcul mais aussi car le choix d'une résolution inférieure contribue à augmenter le bruit de fond et donc à diminuer la qualité de la corrélation.

La figure 4-7 présente les deux MNT bruts obtenus à partir des deux couples d'images stéréoscopiques.

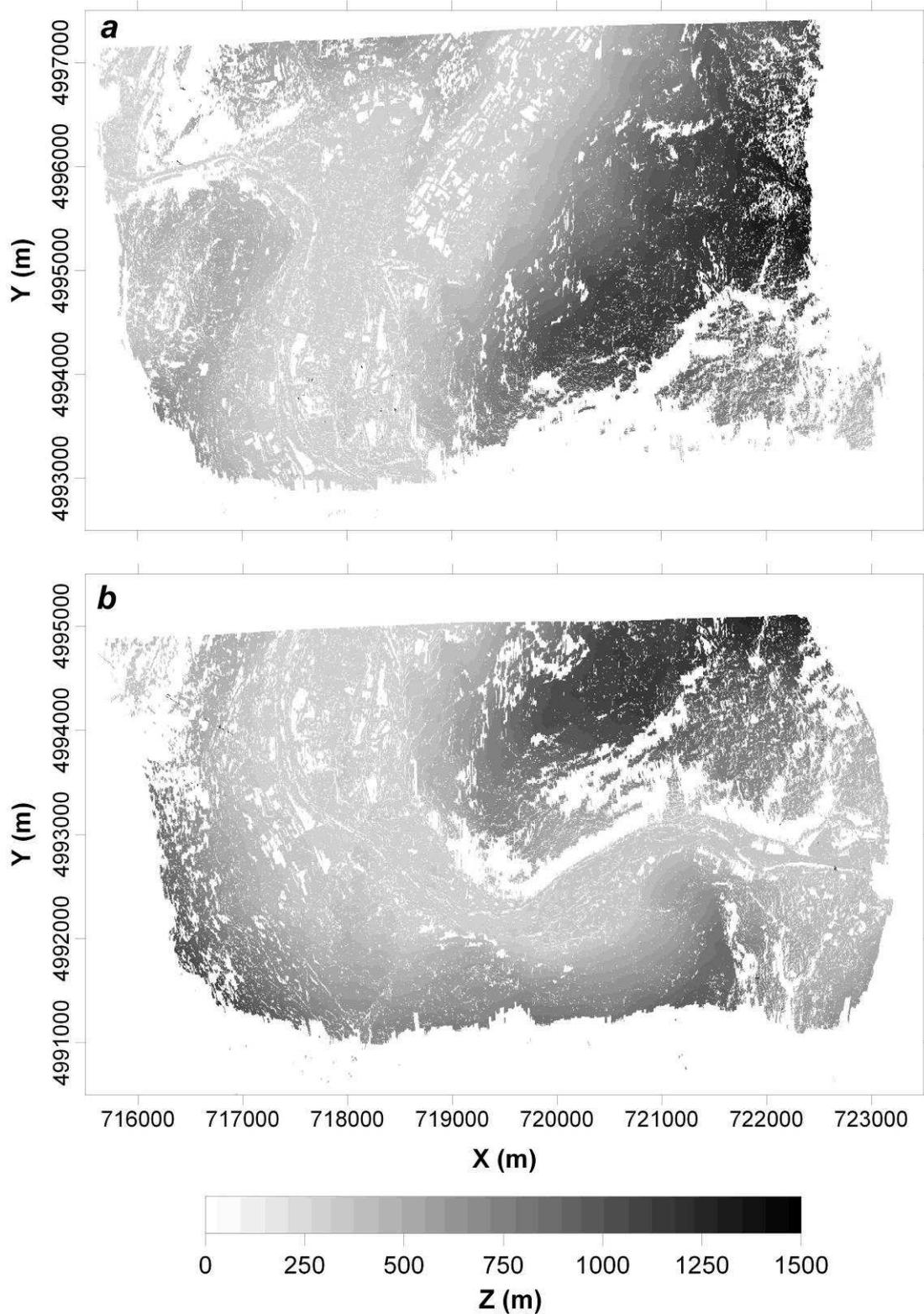


Fig. 4-7: Modèles numériques de terrain (MNT) bruts générés à partir des couples d'images stéréoscopiques: (a) 73-74 et (b) 74-75. La résolution spatiale est de 5.7 m et les points non corrélés ont une altitude nulle. Système de projection : WGS 84 UTM 31N.

4-2.3 Traitement du MNT

Les MNT bruts obtenus nécessitent trois étapes de traitement successives avant leur exploitation : (i) le mosaïquage des deux MNT en un, (ii) le filtrage et (iii) l'élimination des points non corrélés.

Le mosaïquage consiste à assembler les deux MNT générés par les deux couples stéréoscopiques (Fig. 4-7) de manière à n'en former qu'un (Fig. 4-8). Nous avons utilisé le logiciel *ENVI* (www.RSInc.com/envi). Les deux MNT précédents ont été superposés et l'altitude du MNT final est calculée en considérant :

- (1) la moyenne des deux MNT initiaux lorsque l'on se situe dans la zone de recouvrement double ;
- (2) la valeur d'un des deux MNT lorsque l'on se situe dans les zones de recouvrements simples ;
- (3) une altitude absente pour les points non corrélés sur les MNT.

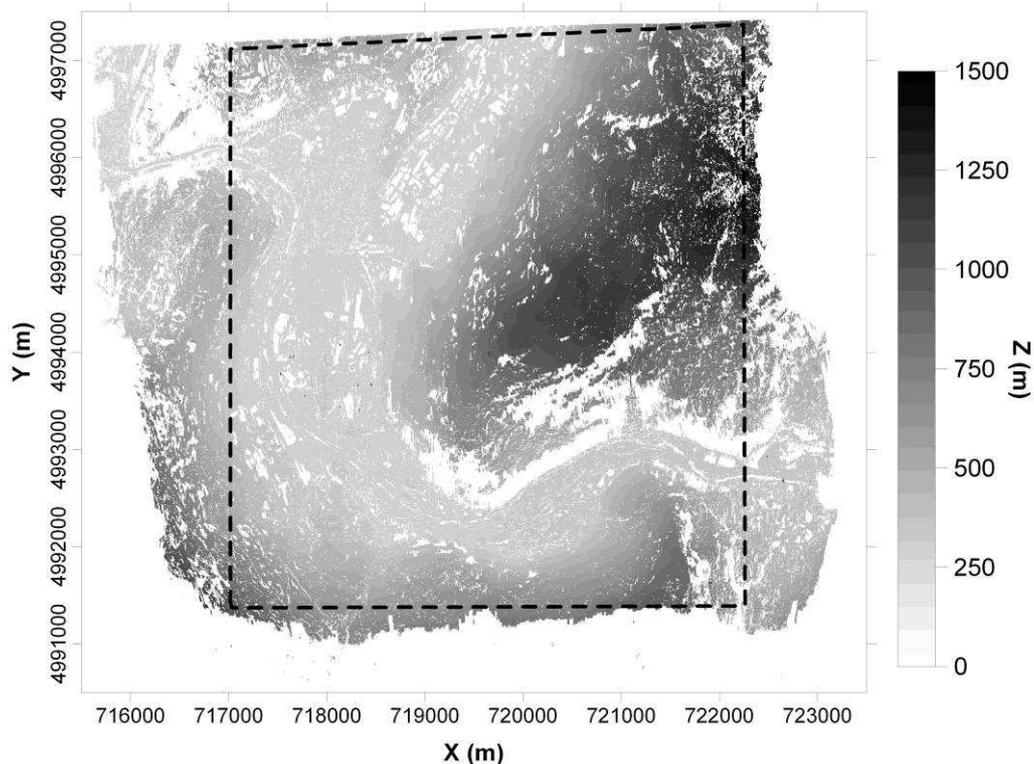


Fig. 4-8: Modèle numérique de terrain (MNT) du Sud du massif de Belledonne assemblé à partir des deux MNT bruts (Fig. 4-7). La résolution spatiale est de 5.7 m et les points non corrélés ont une altitude nulle. Système de projection : WGS 84 UTM 31N. Le polygone en pointillé correspond à la zone du MNT final (Fig. 4-10).

Le MNT ainsi obtenu (Fig. 4-8) présente 18.5 % de points non corrélés ($Z = 0$ m) sur l'ensemble de la zone finale (polygone en pointillé, Fig. 4-8). Ces points non corrélés se présentent de deux manières distinctes : des pixels individuels (type 1) et des zones incluant un nombre important de pixels, caractérisées par un couvert végétal important et par des fortes pentes (type 2).

De manière à améliorer ce MNT brut et à le rendre exploitable, un filtre médian de taille 3×3 a ensuite été appliqué (Fig. 4-9). Le filtre médian remplace l'altitude de chaque pixel par la valeur médiane des 9 pixels voisins.

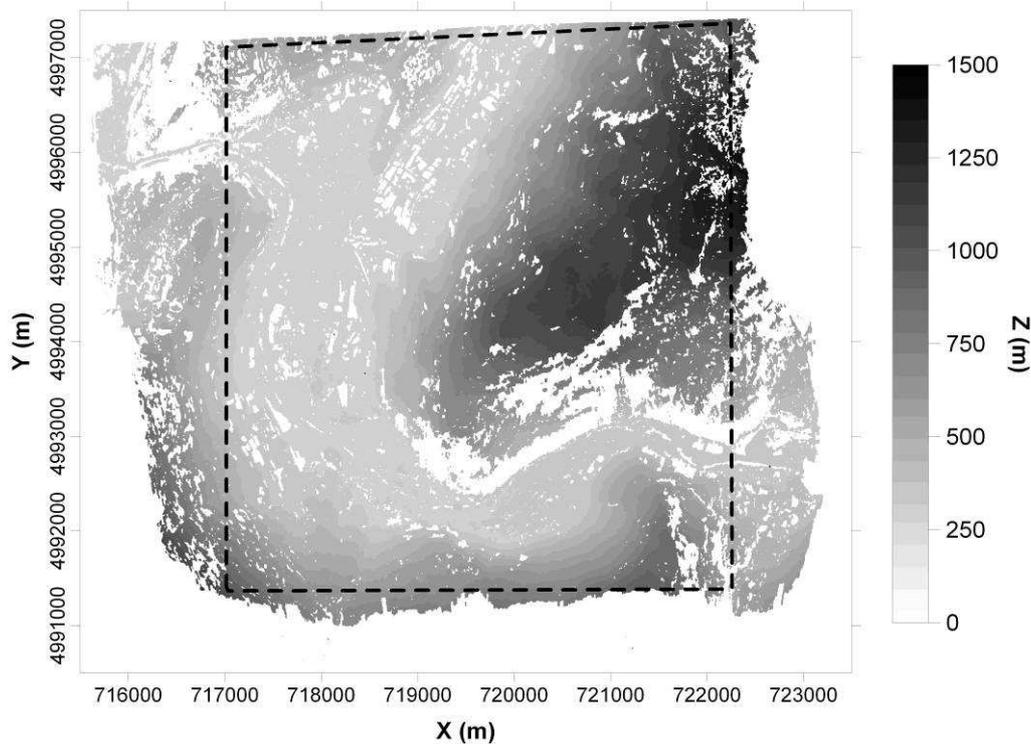


Fig. 4-9: Modèle numérique de terrain (MNT) du Sud du massif de Belledonne filtré par un filtre médian 3×3 . La résolution spatiale est de 5.7 m et les points non corrélés ont une altitude nulle. Système de projection : WGS 84 UTM 31N. Le polygone en pointillé correspond à la zone du MNT final (Fig. 4-10).

Ce premier filtre permet d'éliminer les points présentant des valeurs anormalement basses ou élevées en lissant le MNT initial (Fig. 4-8) sur une fenêtre de 3 pixels par 3 tout en préservant les variations plus grandes que $3 \times 5.7 = 17.1$ m. Le MNT filtré obtenu (Fig. 4-9) présente donc moins de points non corrélés (14.7 %) car il a éliminé ceux de type (1). De manière à éliminer les points non corrélés de type (2), les altitudes des pixels présentant une altitude nulle sont enfin remplacées par une altitude estimée en faisant passer par les pixels voisins une surface enveloppe.

Le MNT final après traitement est présenté à la figure 4-10.

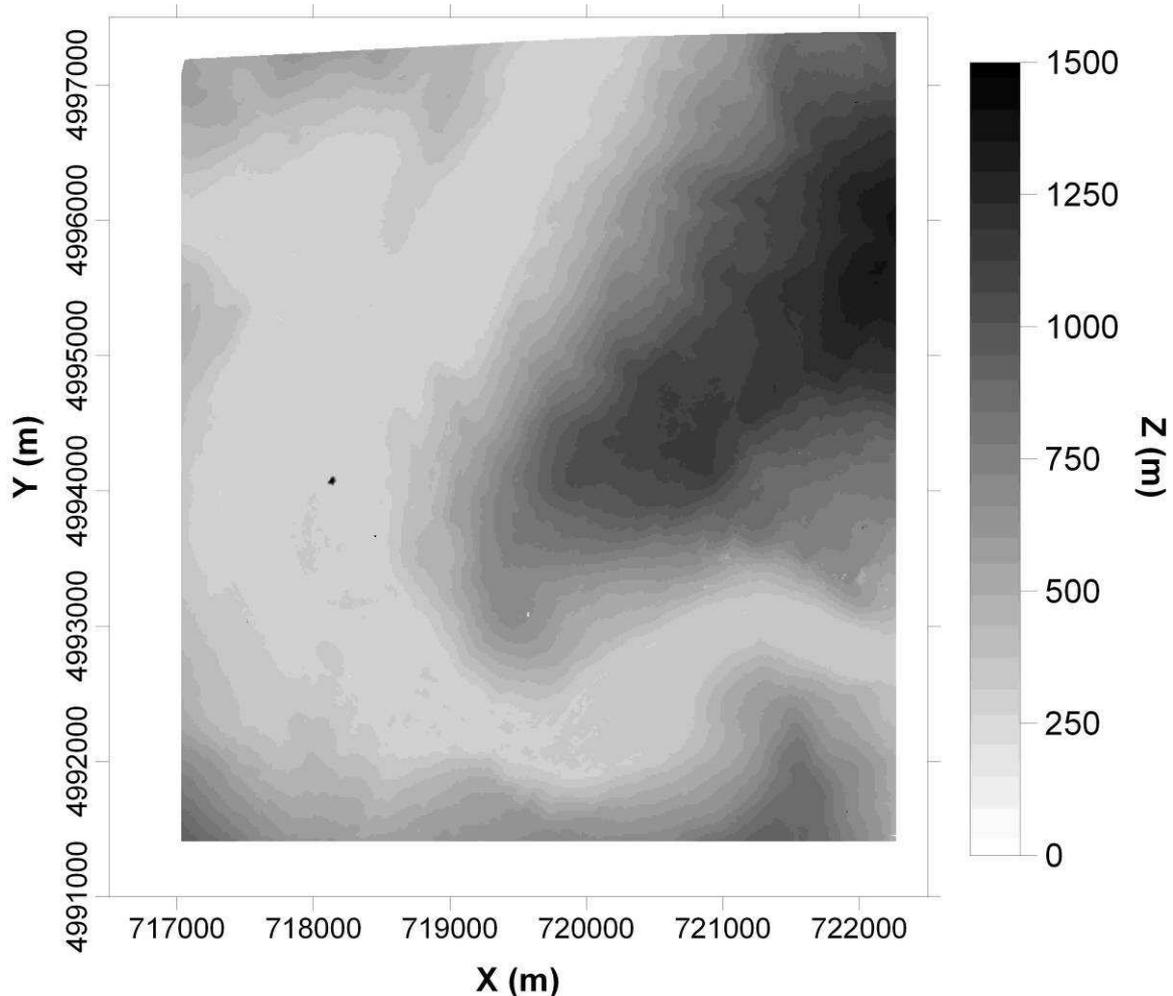


Fig. 4-10: Modèle numérique de terrain (MNT) traité. La résolution spatiale est de 5.7 m. Système de projection : WGS 84 UTM 31N.

4-2.4 Validation du MNT

De manière à estimer la qualité du MNT final obtenu (Fig. 4-11) sur l'ensemble de la zone, ce dernier a été comparé avec le MNT IGN au pas de 50 m. Ce MNT de référence est rééchantillonné à 5.7 m puis découpé selon le cadre du MNT généré à partir des photographies aériennes (Fig. 4-11). La différence d'altitude entre le MNT IGN et le MNT généré a été calculée et présentée sous forme d'un MNT différentiel. Le résultat est une grille dont les valeurs des différences d'altitude (ΔZ) sont positives lorsque le pixel a une altitude plus faible sur le MNT généré et négatives lorsque le pixel a une altitude plus élevée sur le MNT généré (Fig. 4-11a).

La différence d'altitude moyenne est faible (-10 m) mais avec un écart type élevé (25 m) résultant des valeurs importantes (jusqu'à près de 100 m en valeur absolue) observées sur les versants et des valeurs très faibles (proche de 0 m) rencontrées en fond des vallées et sur les plateaux (Fig. 4-11). L'examen des valeurs relatives met en relief une différence positive sur les versants orientés au Sud-Est et négative sur ceux orientés au Nord-Ouest (Fig. 4-11). Les profils altimétriques du MNT IGN (bleu) et du MNT généré à partir de photographies aériennes (rouge) selon une coupe N135° (coupe A-A', Fig. 4-11a) ont une allure similaire avec une translation de 75 m vers le Nord-Ouest du MNT généré (Fig. 4-11b).

Les différences d'altitudes observées résultent donc certainement d'une erreur systématique lors du géoréférencement du MNT généré. L'erreur due à la translation mise en évidence n'est pas trop pénalisante pour l'utilisation du MNT pour la caractérisation géomorphologique mais en revanche elle rend inexploitable l'examen du MNT différentiel dans la recherche de zones de moindre qualité. Une correction du MNT, consistant à le traduire de 75 m vers le Sud-est (selon une direction N135°), a donc été appliquée (Fig. 4-12) avec un décalage longitudinal (ΔX) de +53 m et un décalage latitudinal (ΔY) de -53 m.

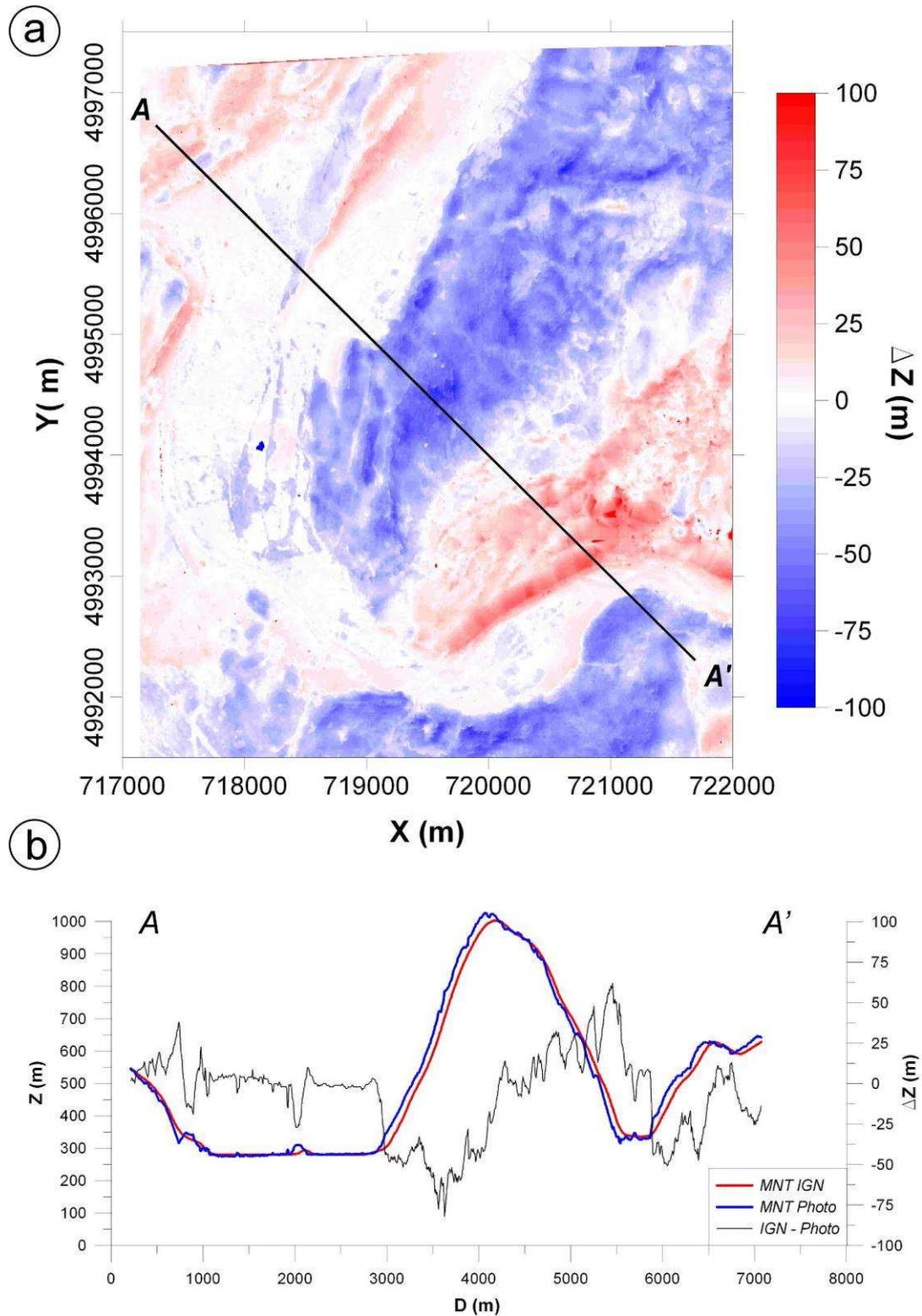


Fig. 4-11: (a) Modèle numérique de terrain différentiel entre le MNT IGN rééchantillonné et le MNT généré à partir des photographies aériennes. La résolution spatiale est de 5.7 m. Système de projection : WGS 84 UTM 31N. (b) Profils altimétriques (Z) du MNT IGN (rouge) et du MNT généré (bleu) et différence d'altitude entre ces deux MNT (ΔZ) (noir) suivant la distance horizontale (D) le long de la coupe $N135^\circ$ A-A'.

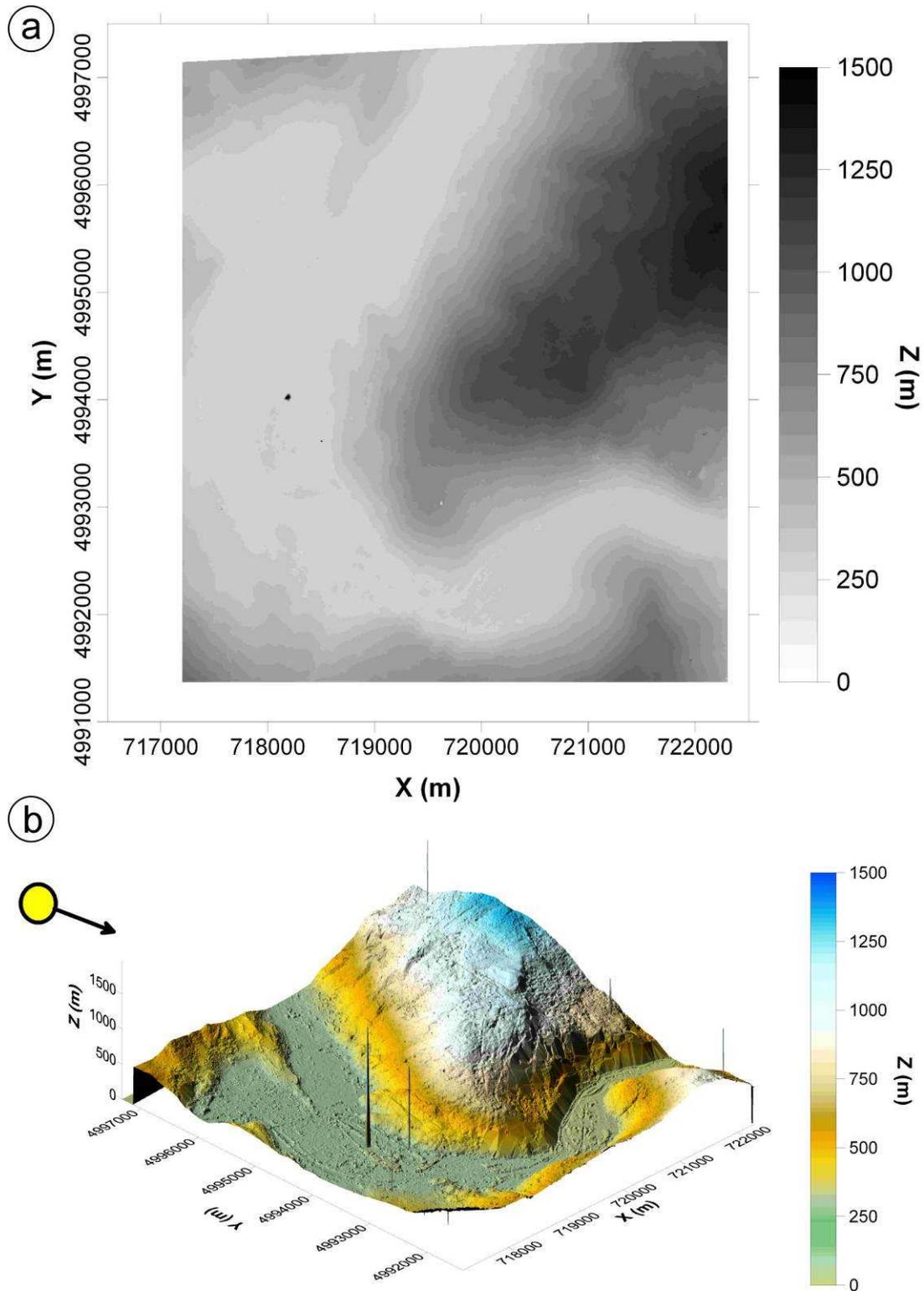


Fig. 4-12: (a) *Modèle numérique de terrain (MNT) traité et translaté.* (b) *Représentation 3D de ce MNT, échelle 1:1:1, le rond jaune correspond à l'éclairage (azimut : N315° et inclinaison : 45°). La résolution spatiale est de 5.7 m. Système de projection : WGS 84 UTM 31N.*

Un nouvel MNT différentiel entre le MNT IGN et le MNT traité et translaté généré à partir de photographies aériennes a été calculé (Fig. 4-13). La différence d'altitude moyenne de ce nouvel MNT différentiel devient très faible (-4 m) avec également un écart type faible (11 m). La comparaison des figures 4-13 et 4-11a montre que les différences d'altitude élevées observées sur le premier MNT différentiel (Fig. 4-11a) proviennent bien d'une erreur systématique lors du géoréférencement du MNT généré et permet de le valider, une fois translaté de 75 m vers le Sud-est. Cependant, certaines zones présentent toujours une différence d'altitude (ΔZ) non négligeable (> 15 m) pouvant être due soit à la réalité, le MNT IGN lissant fortement les variations hautes fréquences à cause de sa résolution spatiale élevée (50 m), soit à une erreur lors de la phase de corrélation ou de traitement.

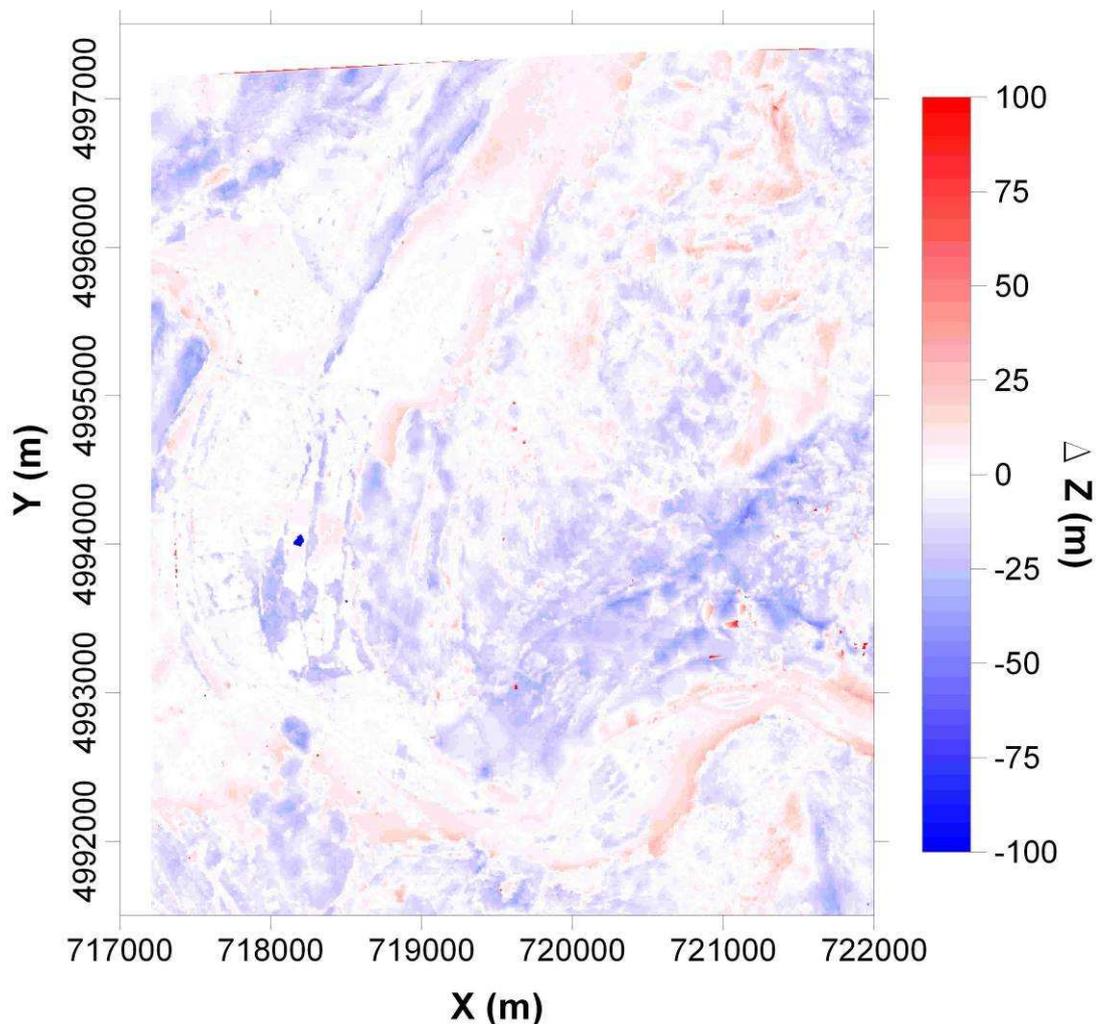


Fig. 4-13: Modèle numérique de terrain différentiel entre le MNT IGN rééchantillonné (1) et le MNT traité et translaté généré à partir des photographies aériennes (3). La résolution spatiale est de 5.7 m. Système de projection : WGS 84 UTM 31N.

De manière à trancher entre ces deux hypothèses, un zonage selon ΔZ et Z a été réalisé (Fig. 4-14). Les pixels présentant une différence d'altitude (ΔZ) supérieure à 15 m ont été repérés. La majorité de ces pixels correspond également à ceux non corrélés sur une surface importante lors de la génération du MNT (Fig. 4-8) ($Z = 0$) (zone rouge, Fig. 4-14). Ces zones délimitées par des traits noirs sur la figure 4-14 sont donc inexploitables. Elles sont principalement localisées sur les versants fortement inclinés, orientés au Sud-Est et présentant un couvert végétal important. Ces trois caractéristiques perturbent en effet la phase de corrélation à cause d'un éclairage faible de ces versants (voir la figure 4-12b, montrant l'éclairage avec la position du soleil lors de la prise de vue des photographies aériennes).

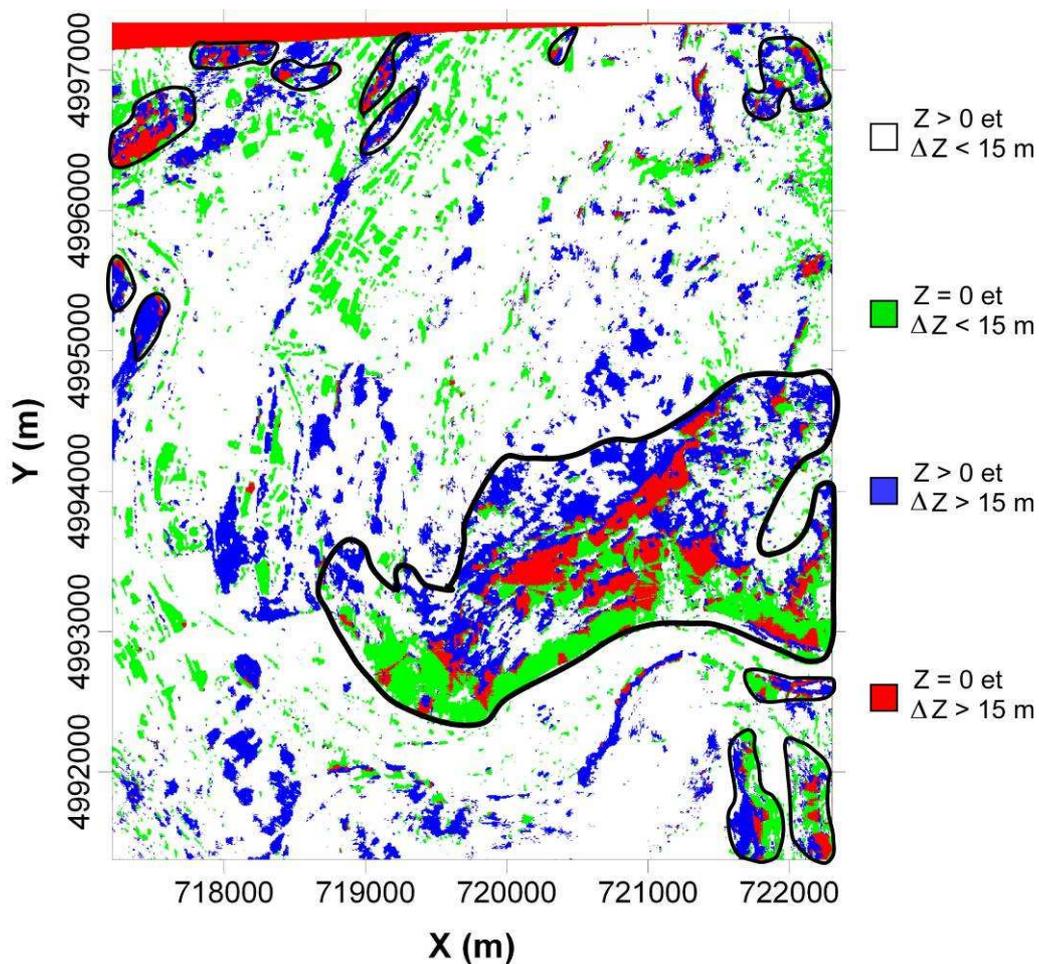


Fig. 4-14: Zonage en fonction de la différence d'altitude (ΔZ) et de l'absence de corrélation sur le MNT généré ($Z=0$).

4-3 Géomorphologie et localisation des mouvements de terrain

4-3.1 Caractéristiques géomorphologiques de la zone d'étude

4-3.1.1 Statistiques

La figure 4-15 présente la répartition statistique des valeurs d'altitudes déterminée à partir du MNT final (Fig. 4-12) sur l'ensemble de la zone d'étude tandis que les paramètres statistiques sont donnés dans le tableau 4-5. Cette zone se caractérise par une altitude moyenne de 572 m, avec une gamme de valeurs allant de 206 m à 1975 m. Plus de 40 % de la surface est caractérisée par des altitudes faibles (< 350 m) correspondant au fond des vallées fluvio-glaciaires.

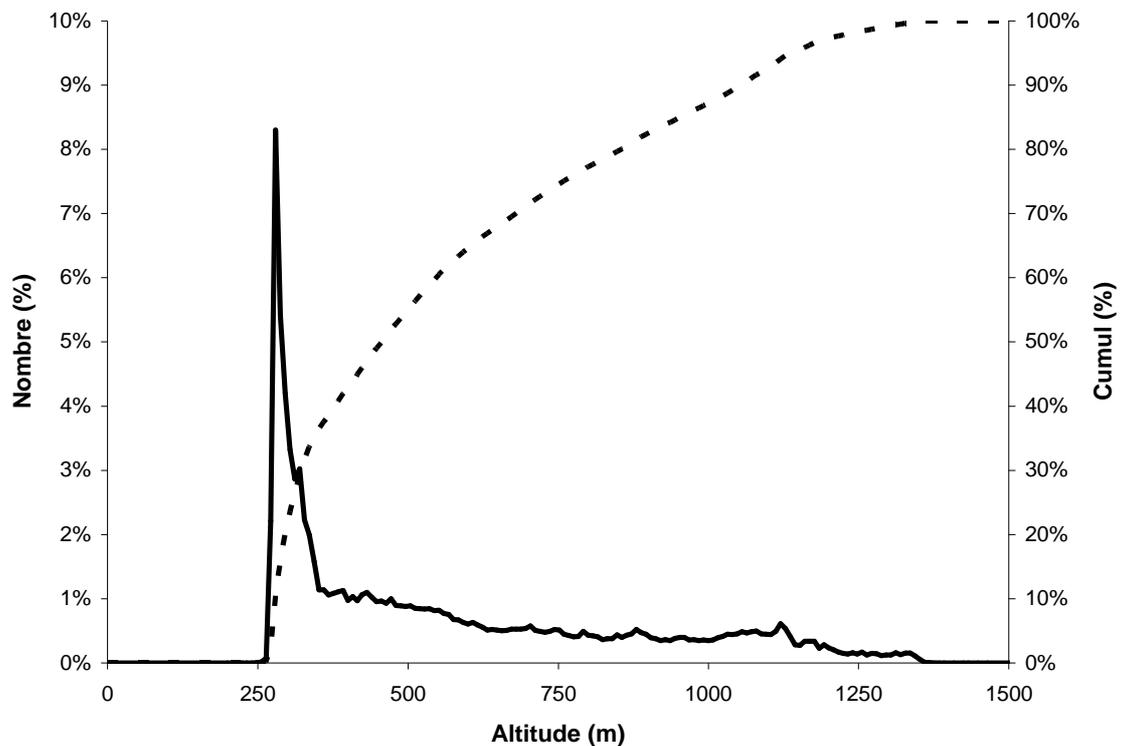


Fig. 4-15: Répartition des altitudes (trait continu) et répartition cumulée des altitudes (trait pointillé) sur l'ensemble de la zone d'étude à partir du MNT final.

Données	Gamme		Moyenne (m)	Médiane (m)	Quartiles		Ecart type (m)
	Min (m)	Max (m)			Premier (m)	Troisième (m)	
Altitude (Z)	206	1974	572	470	315	773	249

Table 4-5: Paramètres statistiques de l'altitude sur l'ensemble de zone d'étude à partir du MNT final.

Trois types de traitement ont été appliqués au MNT avec les logiciels *Surfer* (www.goldensoftware.com) et *Geomatica* (www.pcigeomatics.com) de manière à obtenir des informations géomorphologiques sur la zone d'étude : (i) calcul des pentes locales, (ii) représentation en relief du MNT suivant différentes directions d'éclairage et (iii) orthorectification de photographies aériennes représenté en 3D sur le MNT.

4-3.1.2 Calcul des pentes locales

Les pentes locales, caractérisées par leur inclinaison et leur direction par rapport au Nord, sont extraites du MNT généré (Fig. 4-12) avec une fenêtre de calcul variable (Fig. 4-16). Plus la fenêtre de calcul est grande, plus l'inclinaison et la direction obtenues sont moyennées sur une grande surface, et plus les variations de pentes détectées sont celles présentant une grande longueur d'onde. Inversement, plus la fenêtre de calcul est petite, plus les variations de pentes à courte longueur d'onde sont mises en évidence. Le calcul des pentes locales a été effectué en considérant une fenêtre de calcul 3x3 (Fig. 4-16a et c) et 9x9 (Fig. 4-16b et d). A l'échelle de la zone d'étude, les variations à courte longueur d'onde sont difficiles à détecter et le calcul utilisant une grande fenêtre de calcul permet de mieux se rendre compte des variations.

De manière générale, trois classes peuvent être identifiées : (i) des pentes très faibles en fond de vallée, (ii) des pentes très élevées ($> 40^\circ$) en pied de versant présentant une orientation relativement rectiligne et (iii) des pentes s'adoucissant lorsque l'on se rapproche des sommets.

Ces caractéristiques générales sont néanmoins modifiées en trois zones (matérialisées par des cadres numérotés sur la figure 4-16. Deux anomalies géomorphologiques peuvent être mises en évidence :

- (1) une hétérogénéité des pentes avec la succession de pentes élevées (falaises) et plus faibles (replats) (cadres 4, 6 et 7, Fig. 4-16a et b) ;
- (2) une orientation des pentes fortes variable et oblique par rapport à celle du versant (cadre 7, Fig. 4-16).

Ces particularités sont caractéristiques d'indices de déstabilisations gravitaires, paquets tassés pour la morphologie (1) et niche d'arrachement pour la morphologie (2). En effet, ces trois zones définies sont localisées au niveau de trois mouvements référencés (paragraphe 3-4.2) : Montfalcon Ouest (4), Péage de Vizille (6) et Vaulnavéy le Bas (7). En revanche, les quatre autres mouvements ne peuvent être observés car ils sont situés dans les zones inexploitable.

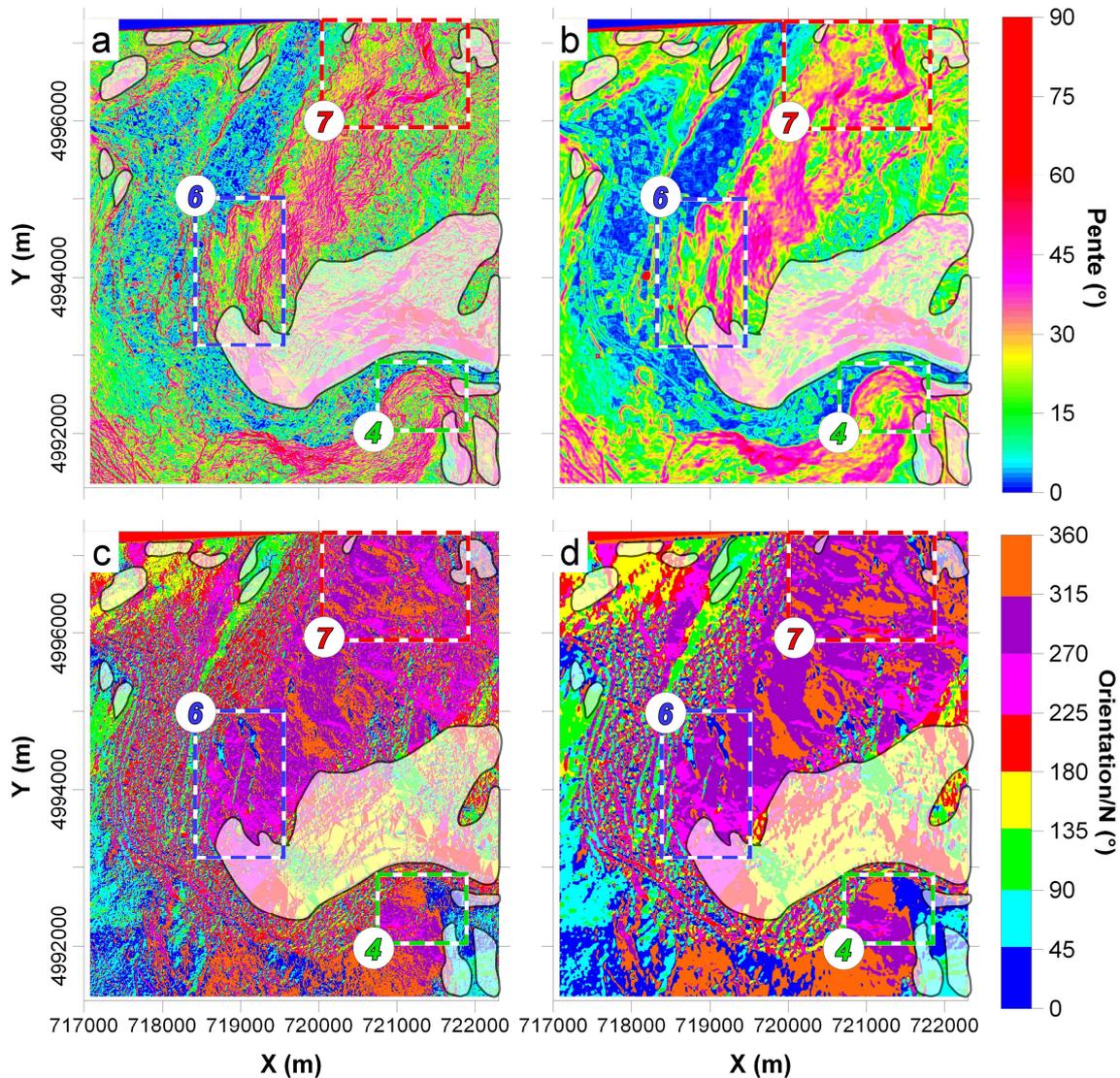


Fig. 4-16: (a) Carte d'inclinaison des pentes avec une fenêtre de calcul de 3x3 pixels soit 17.1x17.1 m. (b) Carte d'inclinaison des pentes avec une fenêtre de calcul de 9x9 pixels soit 51.3x51.3 m. (c) Carte de direction des pentes avec une fenêtre de calcul de 3x3 pixels soit 17.1x17.1 m. (d) Carte de direction des pentes avec une fenêtre de calcul de 9x9 pixels soit 51.3x51.3 m. Les zones blanches correspondent aux zones inexploitable déterminées précédemment (Fig. 4-14). Les cadres et les numéros se réfèrent aux mouvements de terrain (paragraphe 3-4.2) : 4 Montfalcon Ouest ; 6 Péage de Vizille ; 7 Vaulnavay le Bas.

4-3.1.3 Représentation en relief

Le relief peut être visualisé à partir d'une gamme de gris indiquant la réflectance d'une source lumineuse sur la surface. Ainsi, une réflectance nulle (représenté en noir) signifie que la surface ne voit pas la source lumineuse. Inversement une réflectance de 1 (représenté en blanc) signifie que la surface reçoit la totalité de la source lumineuse. En fonction de la position de la source lumineuse caractérisée par son azimut et son inclinaison (qui représente la position du soleil) l'information disponible est donc différente.

Le relief est représenté suivant 8 positions différentes de la source lumineuse (Fig. 4-17). Comme précédemment (paragraphe 4-3.1.2), la niche d'arrachement du mouvement de Vaulnavéy (7), les différents paquets tassés du mouvement du Péage de Vizille (6) et le bombement du mouvement de Montfalcon Ouest (4) sont mis en évidence de manière plus ou moins nette suivant la position de l'éclairage.

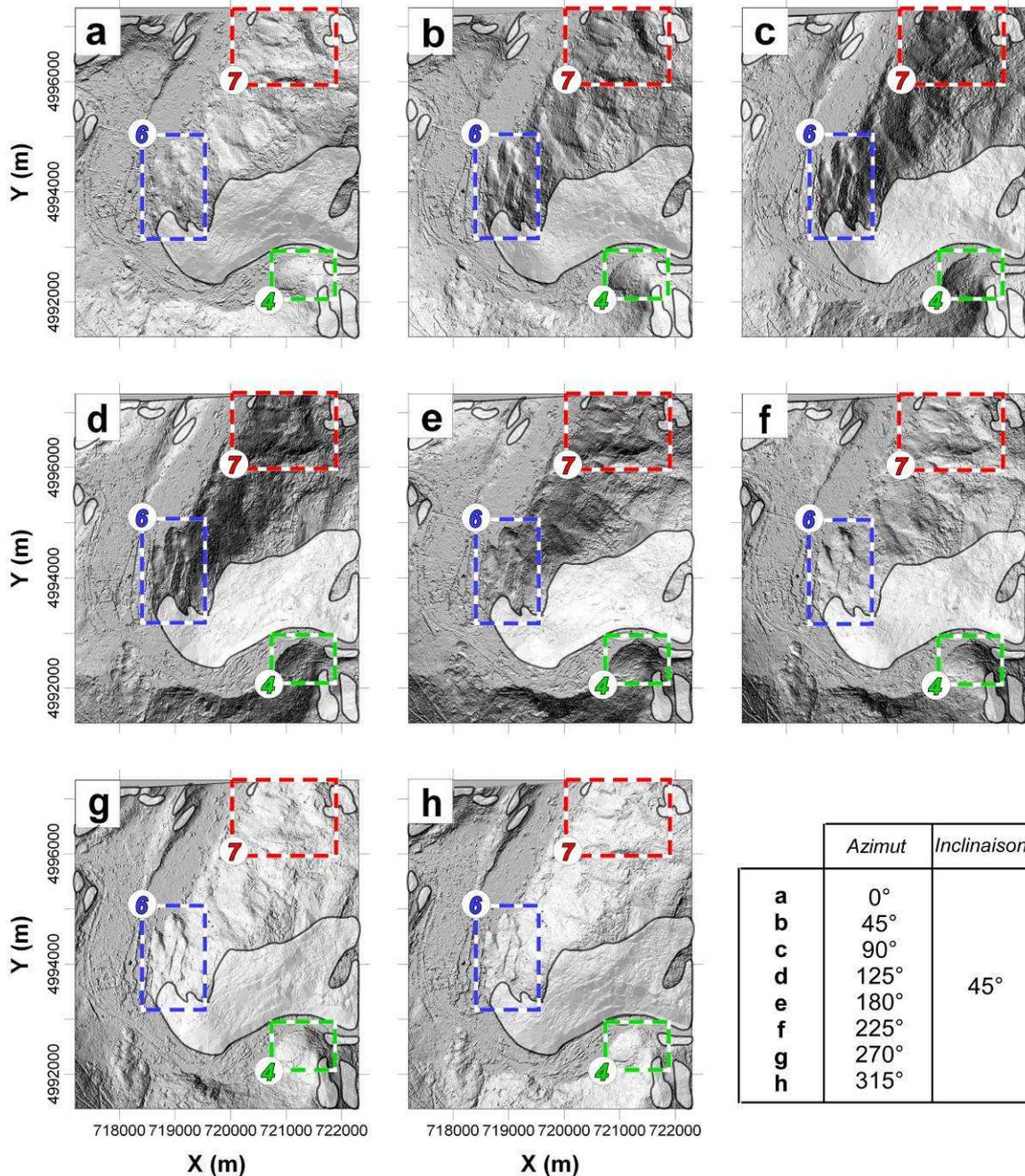


Fig. 4-17: Représentation du relief à partir du calcul de la réflectance de la surface calculée en fonction de différentes positions de la source lumineuse. Les zones blanches correspondent aux zones inexploitable déterminées précédemment (Fig. 4-14). Les cadres et les numéros se réfèrent aux mouvements de terrain (paragraphe 3-4.2) : 4 Montfalcon Ouest ; 6 Péage de Vizille ; 7 Vaulnavéy le Bas.

4-3.1.4 Orthorectification et représentation 3D

Une image orthorectifiée est la projection d'une image brute déformée dans le repère sol en tenant compte de la topographie de la zone imagée (Kraus and Waldhäusl, 1994 ; Jensen, 2000 ; Mikhail et al., 2001). La photographie aérienne centrale (74) ayant servi à la génération du MNT a été orthorectifiée (Fig. 4-18). Dans ce cas, l'orthorectification se limite à un rééchantillonnage de l'image brute dans le repère sol (WGS84 UTM31N) en utilisant le MNT généré par cette image (Fig. 4-12) (Mikhail et al., 2001). Le pas de rééchantillonnage de l'image est choisi égal au pas d'interpolation du MNT soit 5.7 m.

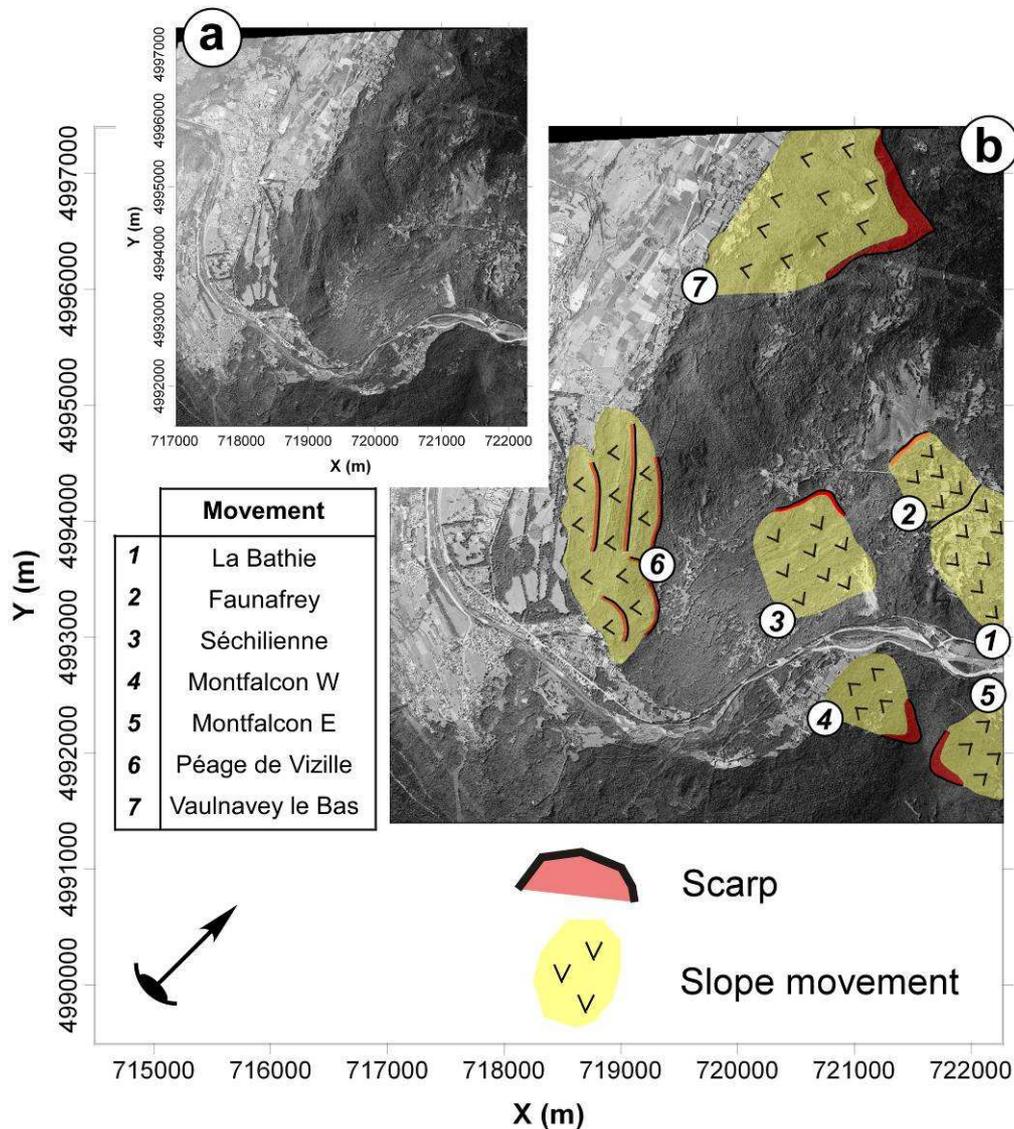


Fig. 4-18: (a) Orthophoto n°74 de la mission de l'IGN de 1996 F3234-3335. Résolution spatiale : 5.7 m. Système de projection : WGS 84 UTM 31N. (b) Localisation des mouvements de terrain sur l'orthophoto. L'œil et la flèche indique la position et la direction à partir desquelles est vue les figure 4-19 et 4-20.

De manière à mettre en relief la topographie, l'image orthorectifiée est drapée sur le MNT puis visualisée en 3D (Fig. 4-19 et Fig. 4-20).

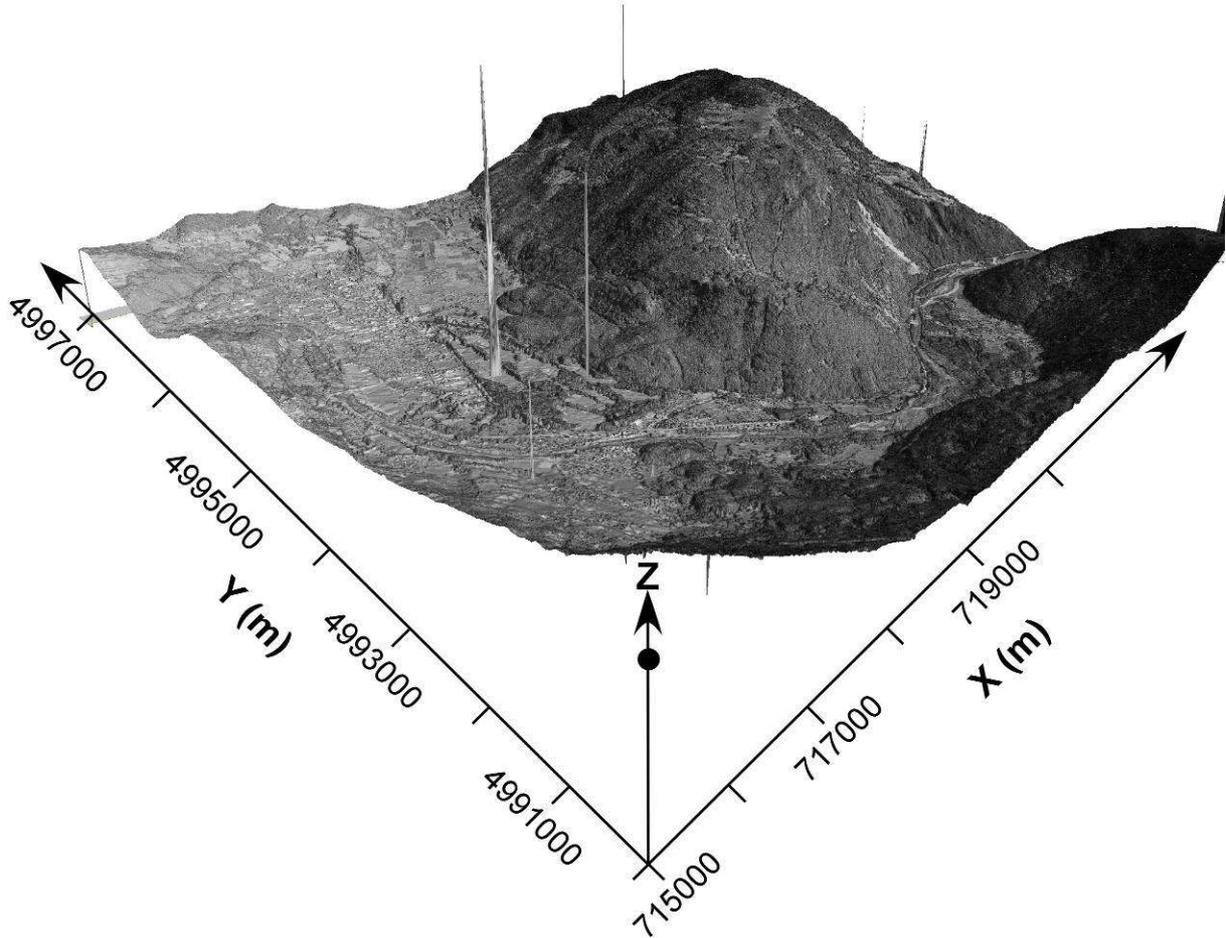


Fig. 4-19: Image n°74 orthorectifiée et drapée sur le MNT. Le point de vue est matérialisé par le cercle noir ($X=715000$ m, $Y=4990000$ m, $Z=2000$ m), la direction est $N45^\circ$ et l'inclinaison est -20° . Exagération verticale : 1. Résolution spatiale : 5.7 m. Système de projection : WGS 84 UTM 31N.

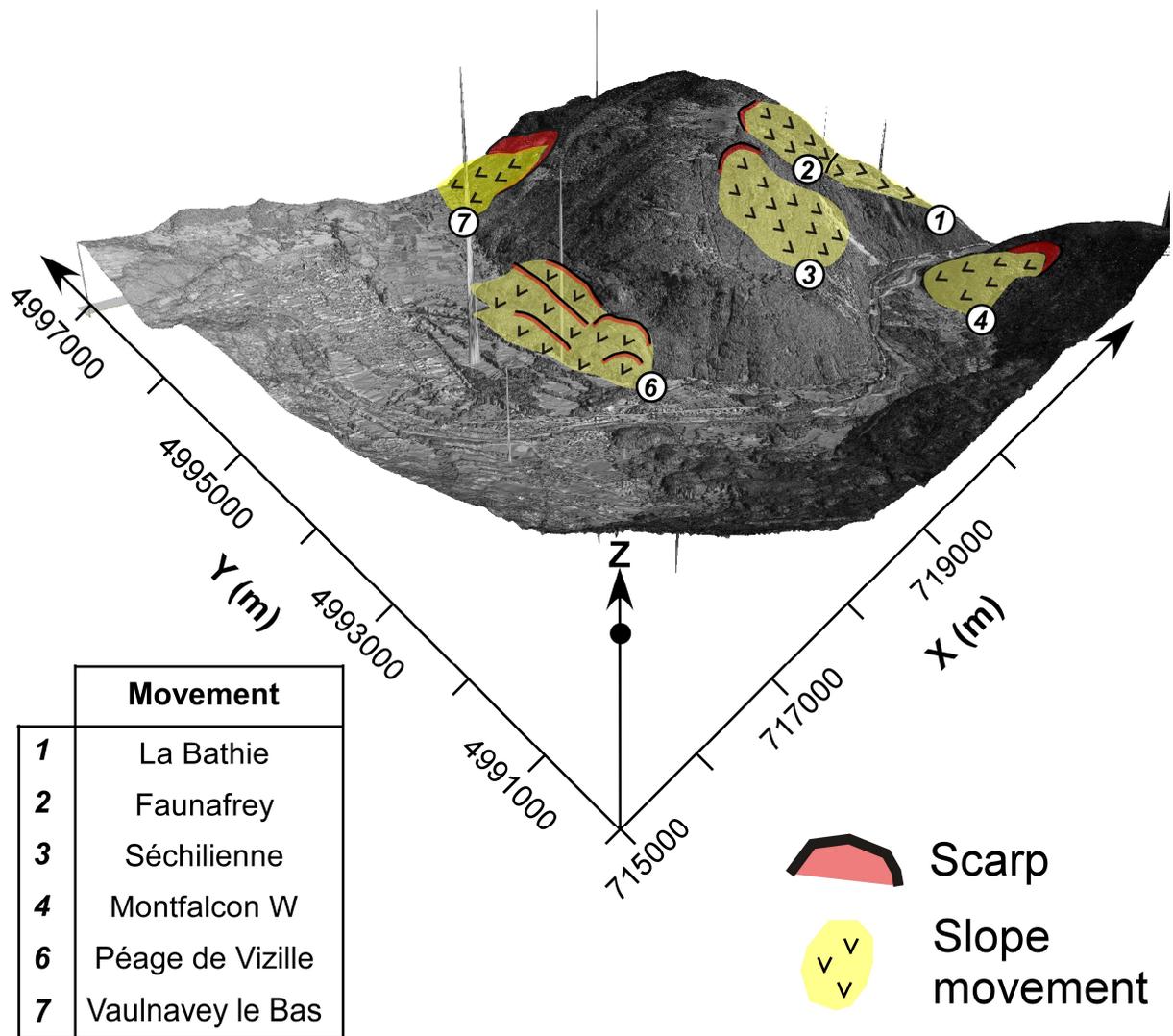


Fig. 4-20: Localisation des mouvements de terrain sur l'image n°74 orthorectifiée et drapée sur le MNT. Le point de vue est matérialisé par le cercle noir ($X=715000$ m, $Y=4990000$ m, $Z=2000$ m), la direction est $N45^\circ$ et l'inclinaison est -20° . Exagération verticale : 1. Résolution spatiale : 5.7 m. Système de projection : WGS 84 UTM 31N.

Les mouvements de terrain se développant dans la zone d'étude sont bien observables sur l'orthophoto à plat (Fig. 4-18b) ou mise en 3D à partir du MNT généré (Fig. 4-20). En effet, les indices géomorphologiques des mouvements ressortent nettement sur la photographie aérienne : (i) niche d'arrachement, (ii) paquets tassés et (iii) bombement à la base.

4-3.2 Caractéristiques géomorphologiques des mouvements de terrain

Afin de préciser les caractéristiques géomorphologiques de ces mouvements de versant, le MNT haute résolution a été utilisé à l'échelle de chaque glissement. La représentation du MNT haute résolution à l'échelle de ces mouvements (Fig. 4-21a, Fig. 4-22a et Fig. 4-23a) sous différentes formes, représentation en relief (Fig. 4-21b, Fig. 4-22b et Fig. 4-23b), carte d'inclinaison (Fig. 4-21c, Fig. 4-22c et Fig. 4-23c) et d'orientation (Fig. 4-21d, Fig. 4-22d et Fig. 4-23d) des pentes et représentation 3D (Fig. 4-21e, Fig. 4-22e et Fig. 4-23e) permet de définir différentes zones géomorphologiques au sein de ces mouvements. Seuls les trois mouvements (4), (6) et (7) ont pu être analysés à partir du MNT généré (cadres, Fig. 4-16 et 4-17), les autres se localisant au niveau des zones inexploitable. Le mouvement de Séchilienne (3) a fait l'objet d'une étude approfondie à partir d'un MNT très haute résolution (chapitre 7).

4-3.2.1 Mouvement de Montfalcon Ouest (4)

Le Mouvement de Montfalcon Ouest (n°4) est localisé en rive gauche de la vallée de la Romanche entre 350 et 750 m d'altitude (Fig. 4-21a). Il peut être divisé en trois zones distinctes :

- (1) une niche d'arrachement de près de 100 m de haut (zone 1) caractérisée par des pentes élevées ($> 50^\circ$, Fig. 4-21c) ;
- (2) une zone de pente plus faible (zone 2) avec des pentes comprises entre 10 et 30° (Fig. 4-21c) ;
- (3) une zone en bombement de près de 100 m haut à la base du mouvement (zone 3) avec des pentes fortes (entre 30 et 40° , Fig. 4-21c), qui a débordé dans la vallée (Fig. 4-21e), et est caractérisée par une forme circulaire avec une variation latérale de l'orientation des pentes de $N270-315^\circ$ à l'Ouest (zone w) à $N180-225^\circ$ à l'Est (zone e) (Fig. 4-21d).

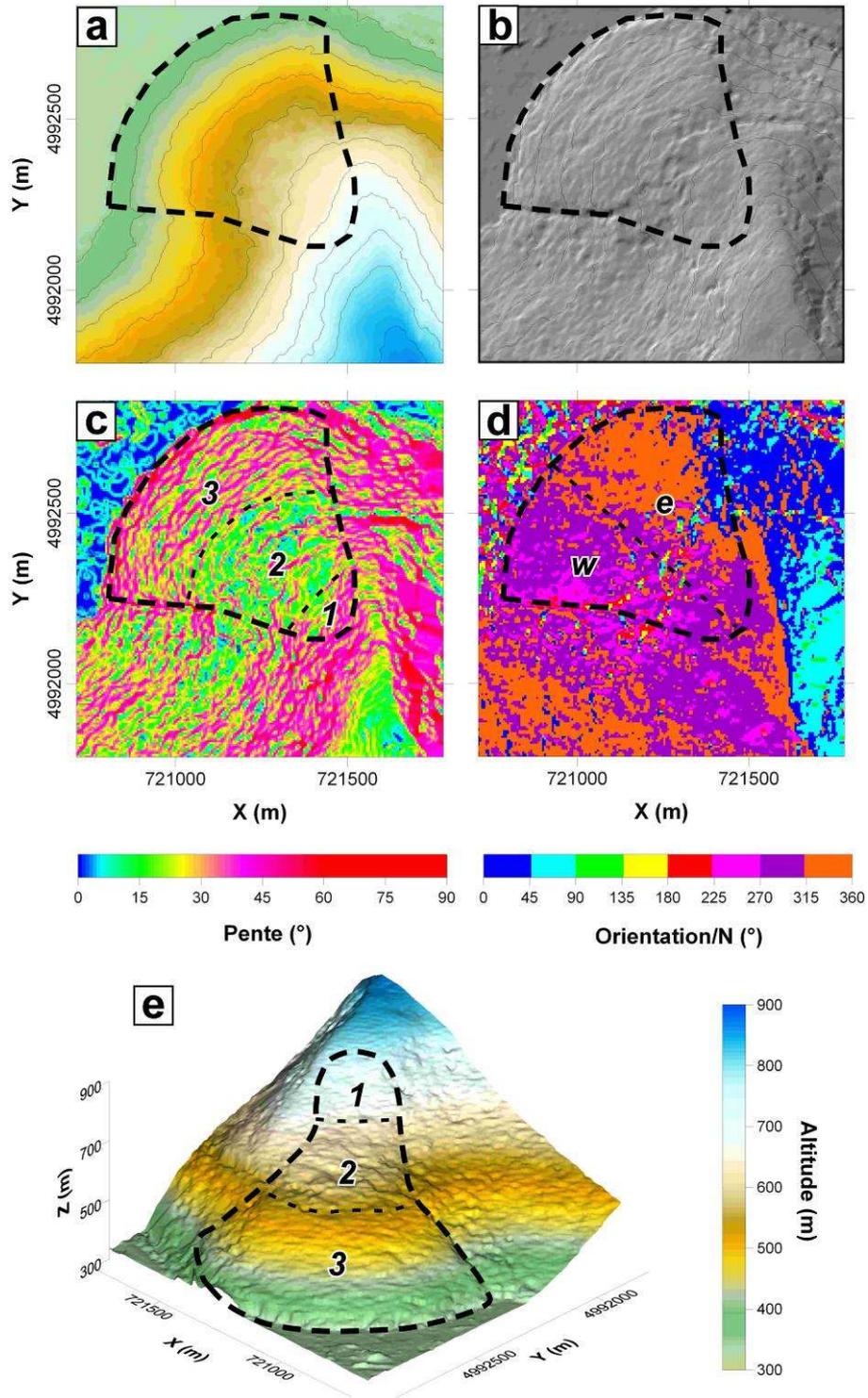


Fig. 4-21: Mouvement de Montfalcon Ouest (n°4) (trait pointillé gras). (a) MNT. (b) Représentation en relief à partir du calcul de la réflectance de la surface calculée avec une source lumineuse ayant un azimut N315° et une inclinaison de 30°. (c) Carte d'inclinaison des pentes avec une fenêtre de calcul de 3x3 pixel. (d) Carte de direction des pentes avec une fenêtre de calcul de 3x3 pixels. (e) Représentation en 3D, échelle 1:1:1. Résolution spatiale : 5.7 m. Système de projection : WGS 84 UTM 31N.

4-3.2.2 Mouvement du Péage de Vizille (6)

Le mouvement du Péage de Vizille (n°6) est localisé à l'extrémité Sud-Ouest du massif de Belledonne entre 250 et 650 m d'altitude. (Fig. 4-22a). Il correspond à une succession de paquets tassés qui se sont effondrés les uns sur les autres jusque dans la plaine alluviale (Fig. 4-22b et e). Six paquets tassés principaux peuvent être identifiés et délimités à partir des cartes d'inclinaison et d'orientation des pentes (traits pointillés, Fig. 4-22c et d). Ils sont caractérisés par une zone sommitale avec des pentes élevées ($> 50^\circ$, Fig. 4-22c) et une contre-pente à la base (Fig. 4-22d). Sous cette niche d'arrachement, les pentes s'adoucisent et deviennent inférieures à la pente d'équilibre du versant (entre 10 et 20° contre $\sim 40^\circ$, Fig. 4-22c) jusqu'au prochain paquet tassé et son escarpement sommital.

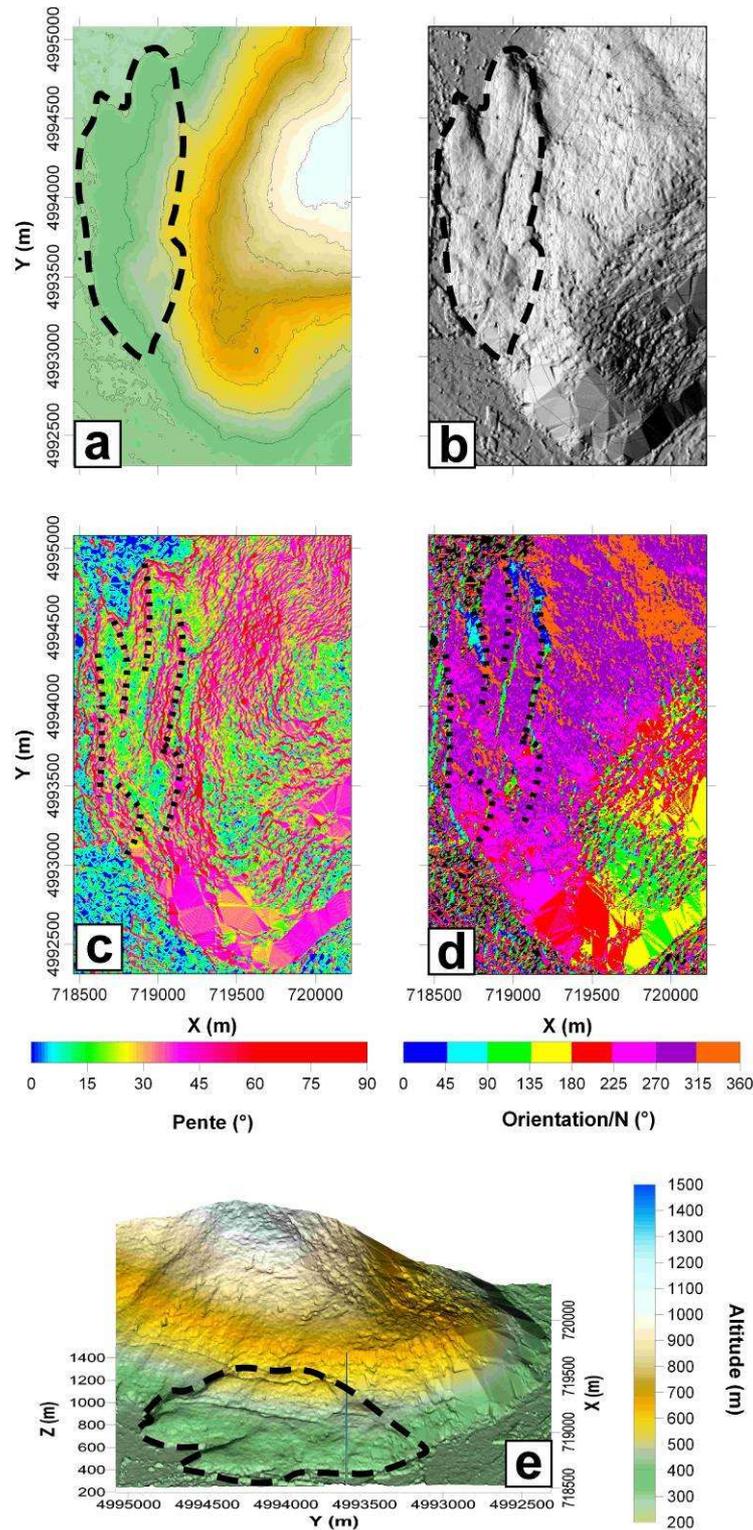


Fig. 4-22: Mouvement du Péage de Vizille (n°6) (trait pointillé gras). (a) MNT. (b) Représentation en relief à partir du calcul de la réflectance de la surface calculée avec une source lumineuse ayant un azimut N270° et une inclinaison de 30°. (c) Carte d'inclinaison des pentes avec une fenêtre de calcul de 3x3 pixels. (d) Carte de direction des pentes avec une fenêtre de calcul de 3x3 pixels. (e) Représentation en 3D, échelle 1:1:1. Résolution spatiale : 5.7 m. Système de projection : WGS 84 UTM 31N.

4-3.2.3 Mouvement de Vaulnavéy le Bas (7)

Le mouvement de Vaulnavéy le bas (n°7) est localisé sur le versant Ouest du massif de Belledonne à partir de 1200 m d'altitude et s'affaisse dans la dépression d'Uriage-Vizille à l'altitude de 300 m (Fig. 4-23a). Les représentations en relief (Fig. 4-23b et e) mettent en évidence deux facettes de glissement en V de plus de 100 m de haut et caractérisées par des pentes fortes de plus de 50° (zone 1, Fig. 4-23c et e). Immédiatement sous ces grands plans de glissement et/ou d'arrachement, une zone de faible pente (entre 15 et 30°) est observée (zone 2, Fig. 4-23c) avant de retrouver, à la base du mouvement, un grand bombement basal correspondant au volume glissé (zone 3, Fig. 4-23c et e). La transition entre les zones 2 et 3 est identifiable par une augmentation des pentes (Fig. 4-23c). La zone 1 peut être divisée en deux sous-zones, la falaise 1n au Nord avec une orientation N225-270° et la falaise 1s au Sud avec une orientation N180-270° (Fig. 4-23d). Les deux facettes, présentant une orientation différente d'environ 90° et relativement constante, s'intersectent au sommet du mouvement. Cependant, à la base des falaises, leur orientation s'infléchit progressivement vers une orientation N270-315° (Fig. 4-23d)

Sur la base de cette étude géomorphologique, le mécanisme de rupture peut être proposé. Un premier glissement selon un dièdre défini par les facettes en V au sommet est suivi par un arrachement à la base de ces falaises lorsque leur orientation varie progressivement vers une orientation Nord-Est – Sud-Ouest, parallèle à la vallée.

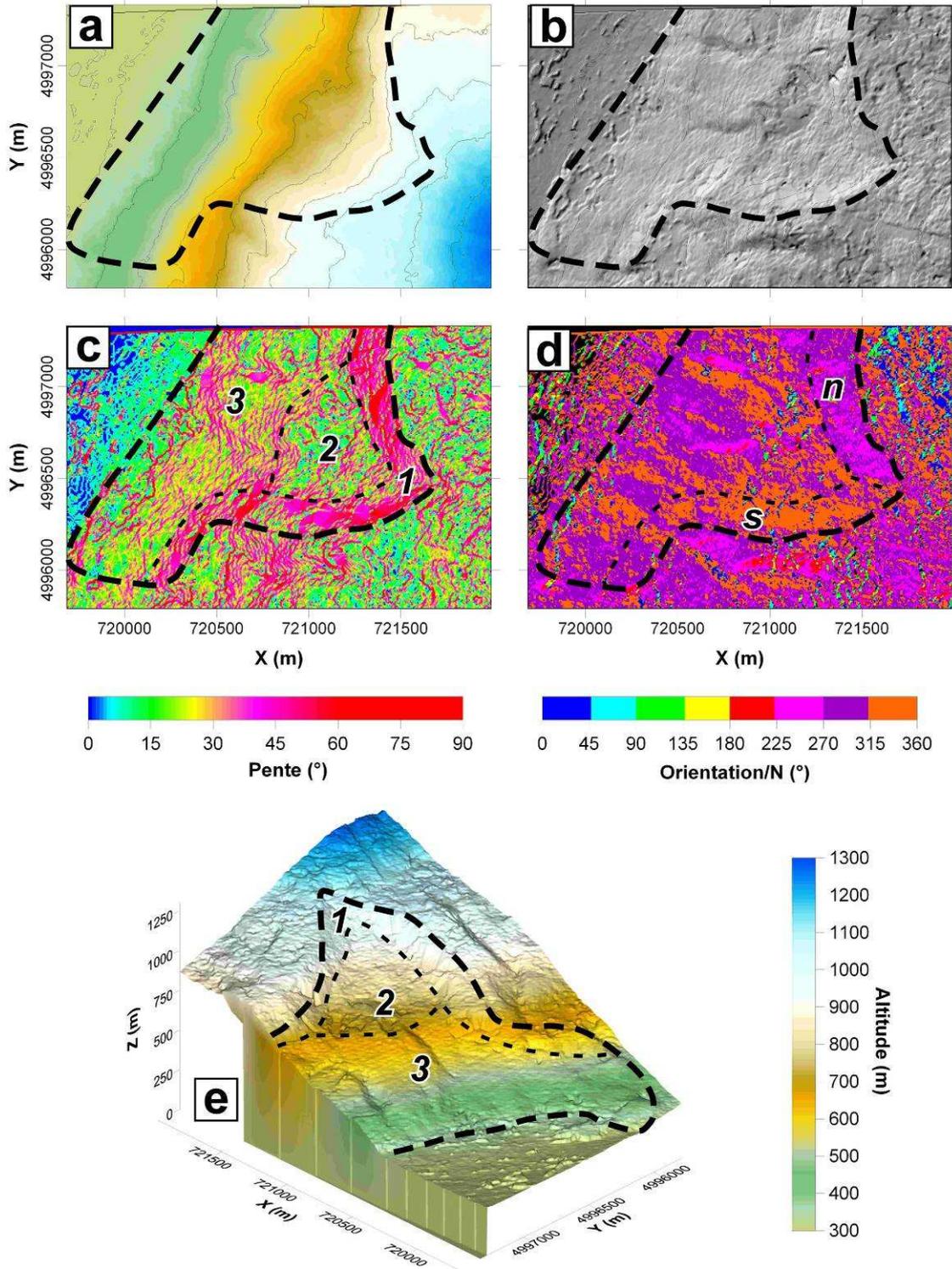


Fig. 4-23: Mouvement de Vaunavey le Bas (n°7) (trait pointillé gras). (a) MNT. (b) Représentation en relief à partir du calcul de la réflectance de la surface calculée avec une source lumineuse ayant un azimuth N315° et une inclinaison de 30°. (c) Carte d'inclinaison des pentes avec une fenêtre de calcul de 3x3 pixel. (d) Carte de direction des pentes avec une fenêtre de calcul de 3x3 pixels. (e) Représentation en 3D, échelle 1:1:1. Résolution spatiale : 5.7 m. Système de projection : WGS 84 UTM 31N.

4-4 Données structurales

Une étude structurale à grande échelle spatiale a été réalisée au sein de cette zone de manière à avoir une répartition de la fracturation dans chacun des deux domaines (externe et interne). Cette étude a été menée à partir de l'étude stéréoscopique de photographies aériennes couvrant l'ensemble de la basse vallée de la Romanche (Fig. 4-24 et Tableau 4-6).

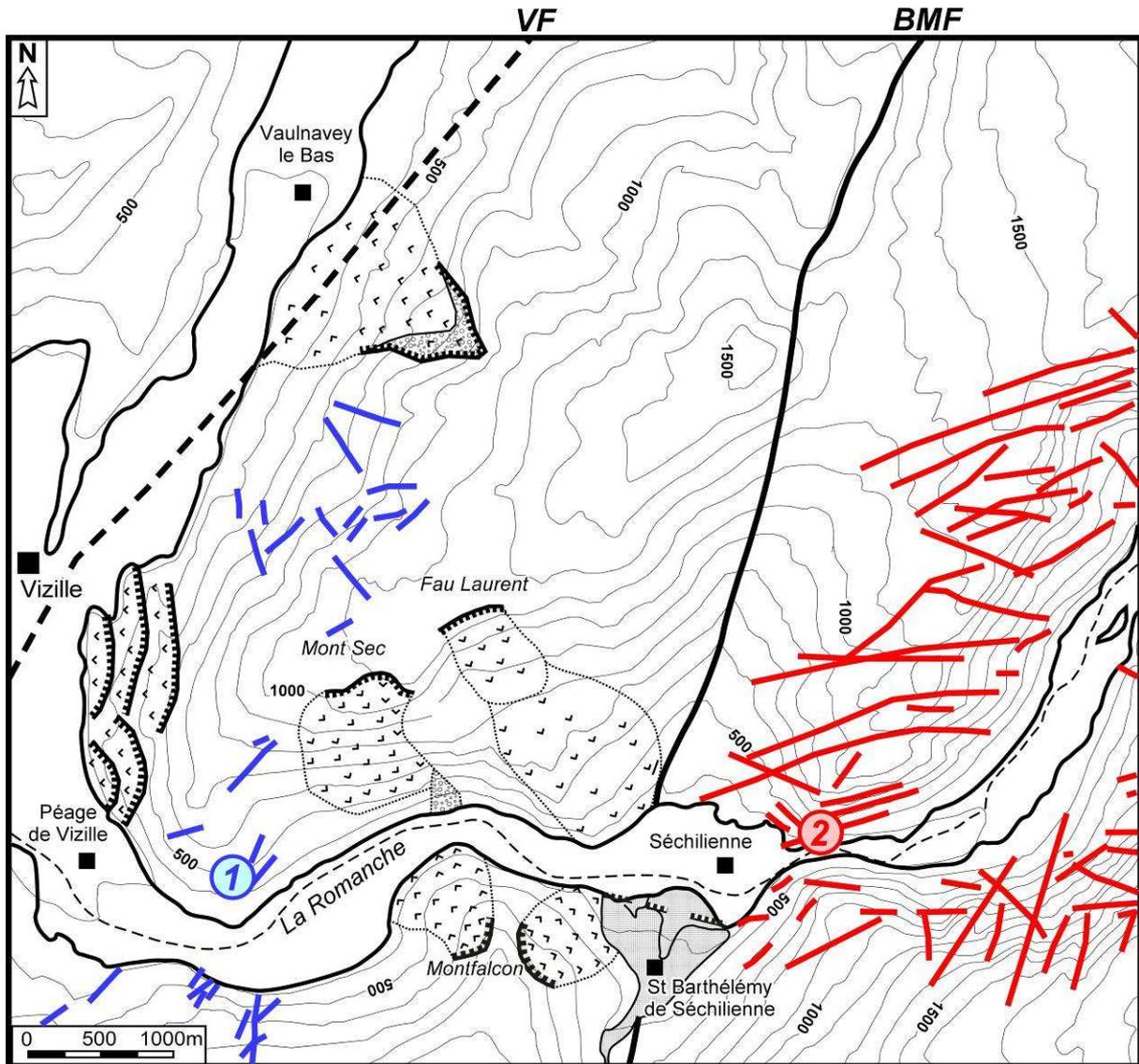


Fig. 4-24: Carte structurale de la basse vallée de la Romanche obtenue à partir de l'analyse stéréoscopique de photographies aériennes. Les linéaments bleus et rouges correspondent aux structures localisées respectivement dans le domaine externe et dans le domaine interne. Les numéros 1 et 2 correspondent aux escarpements où la fracturation a été mesurée localement.

La détermination de la fracturation au sein du domaine interne a été aisée en raison de la présence des grands affleurements dans les amphibolites en rives droite et gauche de la Romanche. En revanche, la fracturation est nettement moins visible dans le domaine externe (micaschistes) à cause (i) d'une morphologie beaucoup plus douce résultant de la moindre compétence (résistance) des micaschistes et (ii) d'une végétation importante qui recouvre une grande partie de cette zone. Il résulte que 86.5 % des linéaments mesurés sur les photographies aériennes l'ont été dans le domaine externe (Tableau 4-6).

Caractéristiques	Total	Domaine	
		Externe	Interne
<i>N</i>	90	30	60
<i>L (m)</i>	40 900	8 500	32 500
<i>S (m²)</i>	46 503 000	29 142 000	17 361 000
<i>L_S (m/m²)</i>	0.0009	0.0003	0.0019
<i>P (%)</i>	100	13.5	86.5

Tableau 4-6: Caractéristiques de la détermination de la fracturation à l'échelle régionale entre les deux domaines. *N* : nombre de linéaments détectés. *L* : longueur cumulée des linéaments. *S* : surface de la zone investiguée. *L_S* : longueur cumulée des linéaments ramenée à la surface de la zone investiguée. *P* : pourcentage de la longueur cumulée de linéaments par unité de surface.

L'orientation des ces alignements est présentée sur des diagrammes en rosace avec un intervalle de 5° pour les deux domaines (Fig. 4-25a et b). Deux familles principales de fracturation sont mises en évidence dans chacun des deux domaines (F^1 et F^2) mais l'orientation des fractures majoritaires (F^1) est sensiblement différente entre les deux domaines : $N30 \pm 10^\circ$ dans le domaine externe contre $N80 \pm 10^\circ$ dans le domaine interne (Tableau 4-7). La deuxième famille de fractures (F^2) présente une orientation $N140 \pm 10^\circ$, similaire de part et d'autre de la BMF mais est nettement plus marquée dans les micaschistes que dans les amphibolites (respectivement 26 contre 16 %) (Tableau 4-7). Une troisième famille de discontinuités minoritaire (17 %) orientée $N60 \pm 10^\circ$ est relevée dans le domaine externe (Tableau 4-7). Pour chacun des deux domaines, cette fracturation à grande échelle a ensuite été comparée à la fracturation à l'échelle de l'escarpement (site 1 pour le domaine externe et site 2 pour le domaine interne, Fig. 4-24). La représentation en rose-diagramme de l'orientation des failles mesurées sur les escarpements (31 pour le site 1 et 16 pour le site 2) met également en évidence une modification de la fracturation de part et d'autre de l'Accident Médian de Belledonne (Fig. 4-25c et d). Pour les deux domaines, la famille de fracturation principale (F^1) existe aussi à l'échelle de l'escarpement, mais la famille de fracturation mineure (F^2) n'est pas observée (Tableau 4-7).

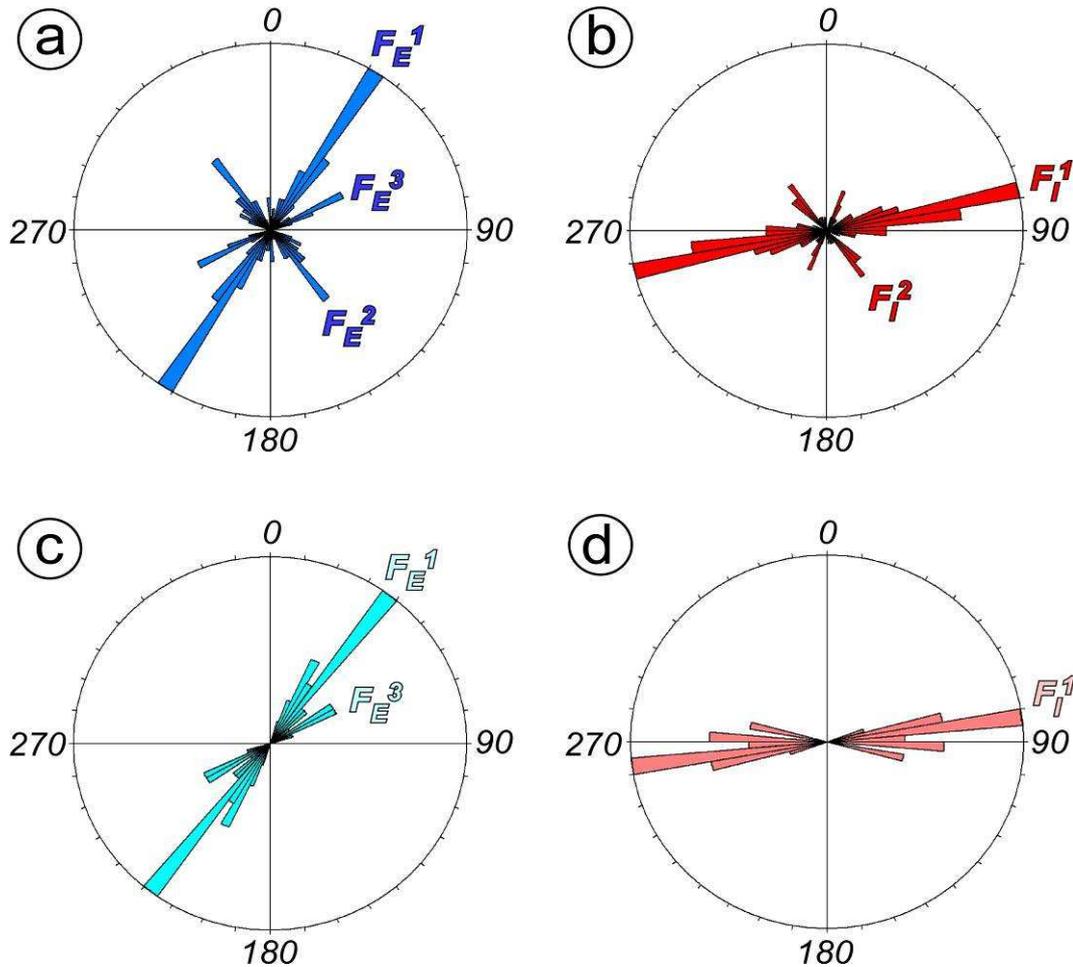


Fig. 4-25: Mesure de l'orientation (diagramme en rosace) de la fracturation pour : (a) le domaine externe à grande échelle, intervalle : 5° ; (b) le domaine interne à grande échelle, intervalle : 5° ; (c) le domaine externe à l'échelle de l'affleurement (site 1, Fig. 4-24, intervalle : 5° ; (d) le domaine interne à l'échelle de l'affleurement (site 2, Fig. 4-24, intervalle : 5°. F_E : famille de fractures dans le domaine externe (Tableau 4-7). F_I : famille de fractures dans le domaine interne (Tableau 4-7).

Famille de fractures		Orientation/N (°)	Nombre (%)	
			Echelle régionale	Echelle locale
Externe	F_E^1	30 ± 10	42	65
	F_E^2	140 ± 10	26	0
	F_E^3	60 ± 10	17	25
Interne	F_I^1	80 ± 10	54	80
	F_I^2	140 ± 10	19	0

Tableau 4-7 Caractéristiques de la fracturation dans chacun des deux domaines et à deux échelles distinctes. F_E : famille de fractures dans le domaine externe. F_I : familles de fracture dans le domaine interne.

4-5 Conclusion

La génération d'un Modèle Numérique de Terrain haute résolution (5.7 m), effectuée à partir de couples de photographies aériennes sur la basse vallée de la Romanche, a été rendue difficile à cause des variations d'altitude importantes et surtout du couvert végétal dense. Plusieurs étapes de traitement ont donc été nécessaires afin d'obtenir un MNT exploitable pour la caractérisation géomorphologique de la vallée. Cependant, une surface non négligeable couverte par le MNT généré est inexploitable (environ 25 % de la surface totale), correspondent aux versants avec des fortes pentes orientées au Sud-est qui bénéficient d'un faible éclairage rendant délicat la phase de corrélation.

Néanmoins, la caractérisation géomorphologique de trois mouvements de terrain affectant les versants de la basse vallée de la Romanche a pu être effectuée à partir de ce MNT, permettant de les localiser précisément et de proposer leur mécanisme de rupture.

Les données structurales mesurées à partir de photographies aériennes ont mis en évidence une différence significative de la fracturation entre les deux domaines interne et externe. L'intégration de la fracturation interne du mouvement de Séchilienne dans ce schéma structural est présentée dans le chapitre 7.

CHAPITRE 5:

ETUDE GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DU BASSIN DE SÉCHILIENNE

Le nombre important de mouvements de terrains de grande ampleur localisés dans la zone externe du massif de Belledonne (paragraphe 4-3.1) associé à la proximité d'une éventuelle structure en pull-apart comme le suggère la géomorphologie particulière de la vallée au niveau du village de Séchilienne (paragraphe 4-3.2) nous a amené à étudier l'origine de la formation de ce bassin, le bassin de Séchilienne (SB). En effet, le rôle d'une telle structure sur la localisation et l'activité des instabilités devra être reconsidéré si cette hypothèse se confirme.

Dans une première partie, les conclusions d'une étude pluridisciplinaire combinant des investigations géologiques et géophysiques de sub-surface autour et dans le bassin de Séchilienne qui ont été acceptés à International Journal of Earth Sciences sont présentées (Le Roux et al., in press a).

Dans une seconde partie, les résultats d'une interprétation des rapports H/V issu de profils longitudinal et transversal de bruit de fond sismique mesuré et simulé sont détaillés.

5-1 Investigations géologique et géophysique

Article accepté à International Journal of Earth Sciences sous le titre :

Interaction between tectonic and erosion processes on the morphogenesis of an alpine valley: geological and geophysical investigations in the lower Romanche valley (Belledonne massif, western Alps)

Olivier LE ROUX¹, Stéphane SCHWARTZ¹, Jean François GAMOND¹, Denis JONGMANS¹, Pierre TRICART² and Michel SEBRIER³

1. Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (CNRS, UMR 5559), Observatoire des Sciences de l'Univers, Université Joseph Fourier, BP 53, F-38041, Grenoble cedex 09

2. Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (CNRS, UMR 5025), Observatoire des Sciences de l'Univers, Université Joseph Fourier, BP 53, F-38041, Grenoble cedex 09

3. Laboratoire de Tectonique (CNRS, UMR 7072), Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 4 Place Jussieu F-75252 Paris Cedex 05

Abstract: In the Belledonne massif, the steep Paleozoic Belledonne Middle Fault (BMF) separates micaschists, displaying numerous landslides, from amphibolites. The massif is incised by the lower Romanche river valley. When crossing the BMF, the valley widens into a lozenge-shaped basin recently interpreted as an active pull-apart type structure associated with a major N110 striking Quaternary fault. Multidisciplinary investigations were carried out in the basin to check if this model has implications on the seismic and landslide hazard assessment. This study demonstrated the existence of a N80 sinistral strike slip Séchilienne Fault Zone (SFZ). This fault zone is suspected to offset the BMF by 375 m across the basin. Geophysical experiments revealed that the bedrock depth increases strongly in the basin, up to 350 m. Our study invalidates the active pull-apart origin of the basin and suggests it results from Quaternary glacial and fluvial erosion processes, magnified by the intersection of two inherited structures, the BMF and the SFZ.

Keyword: western Alps, alpine valley, alluvial lozenge-shaped basin, geophysical prospecting, Quaternary erosion processes.

5-1.1 Introduction

The Belledonne massif, one of the Paleozoic external crystalline massifs of the French Alps (Fig. 5-1a), extends over more than 120 km in a N30 direction. Mountains of the massif elevation exceed 3000 m and are bounded to the west by the large topographic depression of the Isère valley (Fig. 5-1b). The Belledonne massif was part of a Hercynian orogen located along the margin of the former European platform. Its basement is constituted by a complex of different metamorphic rocks (gneisses, amphibolites and micaschists), of Precambrian to Carboniferous age, which were deformed and metamorphosed during the Hercynian orogenesis (Ménot, 1988; von Raumer et al., 1993). This substratum is covered by non-metamorphic detrital sediments ranging from late Carboniferous to Permian age, and unconformably covered by Mesozoic sediments. During the Alpine orogenesis the Belledonne massif was affected by crustal shortening associated with the development of metamorphic overprint in greenschist facies conditions in the deep parts of the massif (Goffé et al., 2004). The shortening generated the uplift of the basement and the transportation of the Mesozoic cover to the north-west onto a more external position building-up the Chartreuse and Vercors subalpine chains (Fig. 5.1b). The Belledonne massif is divided in two major tectonic domains, the external domain to the west and the internal one to the east. These two blocks are separated by a major Late Paleozoic sub-vertical fault so-called Belledonne Middle Fault (BMF) (Fig. 5.1b). On either side of this fault, the two blocks show different lithological content, age and tectono-metamorphic history. The external domain is made of a metasedimentary unit with unknown age corresponding to micaschists affected by polyphased low-grade metamorphism (Fernandez et al., 2002), while the internal domain is constituted by a tectonic stack of acid and basic amphibolitized Cambrian to Devonian rocks (Guillot and Ménot, 1999).

The Belledonne massif is affected by a recurrent active deformation, demonstrated by the historical seismicity and the recently acquired seismic and geodetic data. The localisation of the seismic sources, provided for more than ten years by the Sismalp seismological network, shows a concentration of earthquakes along an axis parallel to the western edge of the massif (Thouvenot et al., 2003). This alignment of seismic events with M_L magnitudes lower than 3.5 and located at shallow depths (less than 10 km) extends on more than 50 kilometres (Fig. 5-1b). The focal solutions reveal a dextral strike-slip seismo-tectonic regime. This seismic activity restricted below the western limit of the Belledonne massif is suspected to reflect the

tectonic activity of the so-called Belledonne Border Fault (BBF) (Thouvenot et al., 2003). However, this structure was never directly observed on the surface through geological or morphological features, although it is correlated with a somewhat flatter topography corresponding to the Aalenian argilite monocline of the Belledonne border hills (Thouvenot et al., 2003). At the southern tip of the BBF, south of the village of Vizille (Fig. 5.1b), a $M_L=3.5$ earthquake occurred in Laffrey in 1999. The aftershocks were distributed along a N122 alignment perpendicular to that of the BBF with focal mechanisms corresponding to a left-lateral strike-slip movement (Thouvenot et al., 2003). These two seismic alignments can be interpreted as two conjugate faults consistent with a 3–5 mm/year for compression / strike-slip deformation in the western Alps external domain (front of the Belledonne massif), as shown by GPS monitoring (Martinod et al. 1996, 2001).

The southern part of the Belledonne massif is carved by the East-West trending lower Romanche river valley (Fig. 5-1b). This incision results from the alternate activity of the Romanche river and the Romanche glacier during the Quaternary glaciations (Montjuvent and Winistorfer, 1980). The resulting morphology displays steep slopes, around 35 to 40 degrees, which are affected by large active or past gravitational movements in the micaschists (Barféty et al., 1970; Fig. 5-2a). Of major concern is the large Séchilienne landslide which is located on the right bank of the Romanche river and whose more active part corresponds to several million m^3 (Méric et al., 2005). The proposed destabilisation mechanism (Vengeon et al., 1999; Pothérat and Alfonsi, 2001) is a slope decompression that follows the ice melting during the last retreat stage of the Romanche glacier at the end of the Würm period (15,000 yr BP).

Since the beginning of the glacier retreat (18,000 yr BP), four successive lakes were created upstream the Livet gorge (Fig. 5-1b) by the damming of the Romanche river and flooded the Bourg d'Oisans plain (Bailly-Maître et al., 1997). The last lacustrine episode started about 3,000 yr BP, when the valley was dammed by the two opposite alluvial fans of the Vaudaine and the Infernet torrents (Fig. 5-1b). This heterogeneous dam regularly failed, generating gigantic flash floods in the Romanche valley. The last historically known catastrophic flood occurred in 1219 and damaged the Grenoble city, 30 km downstream (Cottes, 1924). More recently, a minor flooding was reported in 1612. These successive flooding episodes formed the blocky terrace levels observed in the Livet gorge upstream the Séchilienne village (Fig. 5-1b) (Bailly-Maître et al., 1997) and truncated three large alluvial fans, generating rectilinear scarps up to several hundreds of meters long and several tens of meters high (Fig. 5-1b).

Close to the village of Séchilienne, the Manche valley is crosscut by the north-south trending BMF that correlates morphologically with two valleys displaying contrasted features (Fig. 5-2a). North of the Séchilienne basin, the BMF trace follows a narrow valley. On the contrary, the southern valley is wider and filled by moraines and nested alluvial cones deposited by the Saint Barthélemy torrent (Fig. 5-2a). The morphological study of the area also reveals a particular kilometric lozenge-shaped basin, so-called the Séchilienne basin, located at the intersection of the lower Manche valley with the BMF morphological trace (Fig. 5-2a). The basin is filled by glacio-alluvial deposits of unknown thickness. Based on its lozenge shape morphology, the Séchilienne basin has been interpreted by Pothérat and Alfonsi (2001) as an active pull-apart type structure. According to this hypothesis transtension was supposed to concentrate within a left-hand relay along a N110 sinistral transcurrent fault during Quaternary times. Alternatively, the Séchilienne basin could also have formed by the combined erosion of the Manche glacier and river on the inherited fracture pattern of the site. The new geomorphological, structural and geophysical data brought in this paper favour this second hypothesis.

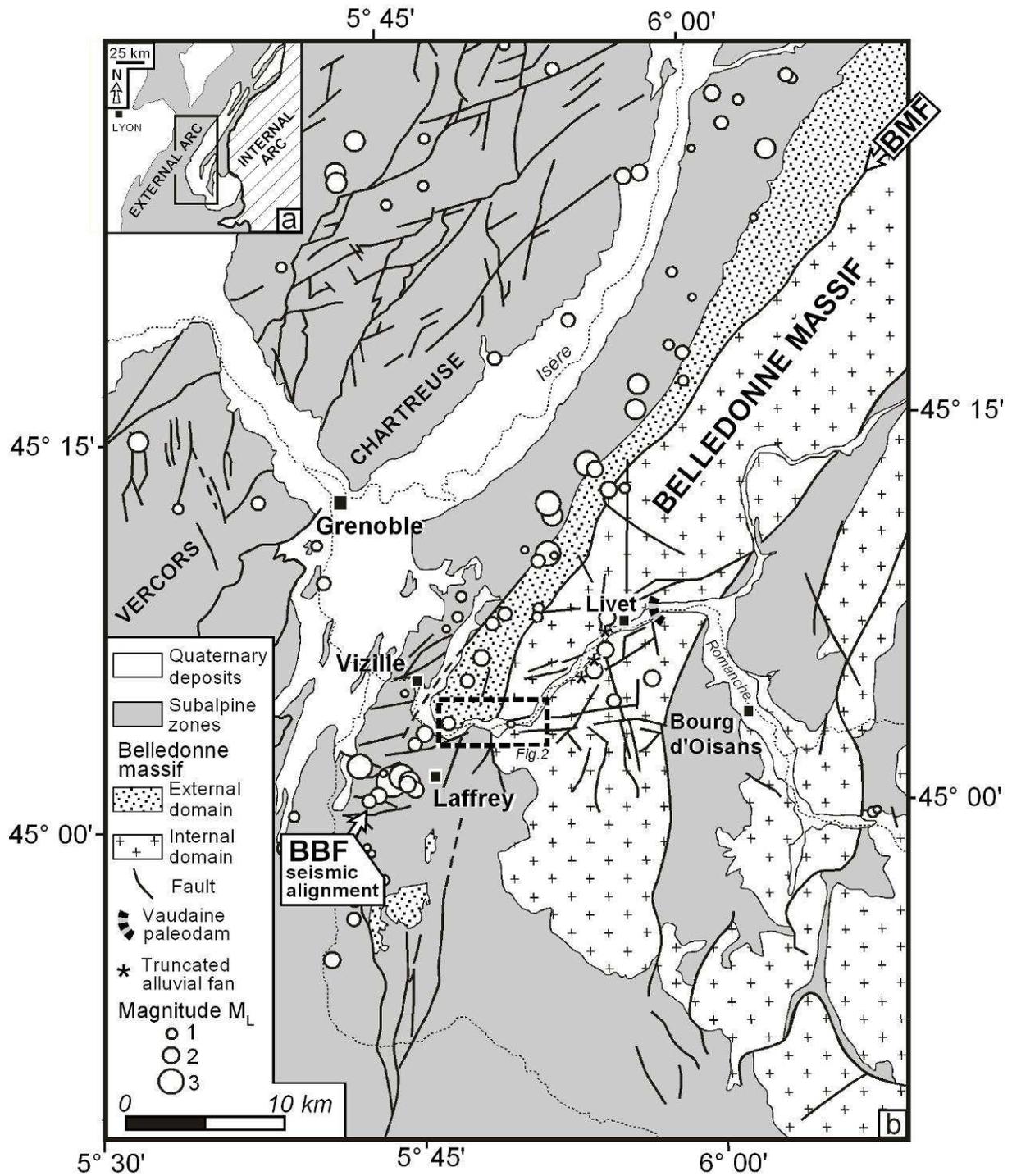


Fig. 5-1: (a) Structural sketch map of the western Alps with the internal and external arc. (b) Structural and seismicity map of the southwestern part of the external crystalline massif of Belledonne centered on the lower Romanche river valley. The seismic alignment of the Belledonne Border Fault (BBF) and the Belledonne Middle Fault (BMF) are indicated. The polygone in dashed line locates Figure 5-2.

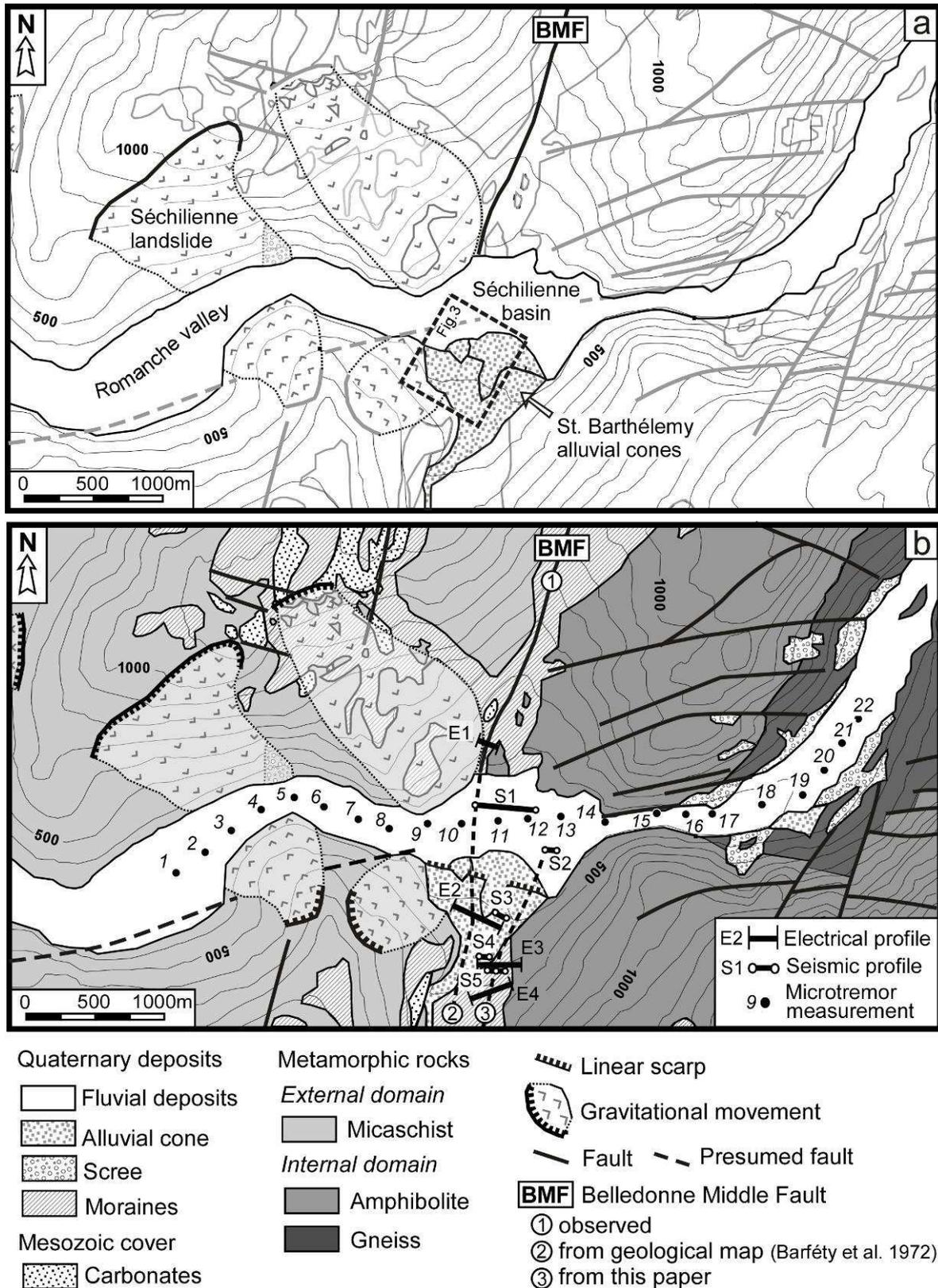


Fig. 5-2: (a) Geomorphological map of the study area along the lower Romanche valley. The polygon in dashed line locates Figure 5-3. (b) Geological map of the lower Romanche valley (modified from Barfétý et al. 1972) with the location of our geophysical investigation.

5-1.2 Analyses structurale et géomorphologique

The study of brittle structures along the lower Romanche valley was first performed at the regional scale by using stereographic couples of aerial views (2003 IGN survey). The main regional scale lineaments reported in rose diagrams (Fig. 5-3) have directions similar to local scale fracturing and are interpreted as faults on either side of the BMF. The dataset was treated according to the two main distinct lithological domains present in the area (Fig. 5-2b). In the micaschist domain, due to the thick vegetal cover and the presence of large gravitational movements, the observation of the main lineaments is made difficult. Each of the two rose diagrams (Fig. 5-3) shows a major fracture family with an orientation of N60 in the micaschists and N70 in the amphibolites. In the micaschists a second fracture family, striking N40, is visible. Minor fractures, which are more scattered in the amphibolites than in the micaschists, exhibit a common N140 orientation for the two lithologies. Obviously, the regional scale faulting does not explain the N110 striking morphological boundaries of the Séchilienne basin. In order to solve this paradox, the brittle structure was analysed at the outcrop scale along the boundaries of the basin. Five main measurement sites were defined: sites 1, 2 and 3 in the eastern amphibolites, sites 4 and 5 in the western micaschists (Fig. 5-3). The amphibolitic rock bar on the right bank (Fig. 5-3, site 1) exhibits numerous near-parallel vertical fault surfaces trending N80. They correspond to successive cliffs of several hundred meters in elevation and length. These fault surfaces display near-horizontal striae and grooves reaching several tens meters long and bear fibres constituted by minerals such as chlorite, epidote and quartz. This paragenesis is symptomatic of greenschists facies conditions suffered during the Alpine deformation and suggests a minimal equilibrium temperature of 200°C (Spear, 1993). Such a temperature implies that the main displacement along the fault occurred at several kilometers depth. This depth is not compatible with the near surface deformation process as expected in the Quaternary pull-apart basin hypothesis. These main greenschist fibres are locally overprinted by smaller striae (centimetric to millimetric length) that indicate some minor reactivation of the transcurrent fault surface. The main fibres give evidence of a left lateral displacement and they correspond to the main structural direction observed at the regional scale (Fig. 5-3, rose diagram). Dense faulting and developed friction structures lead us to recognize a major N80 fault zone in the lower Romanche valley. We propose to call this fault the Séchilienne Fault Zone (SFZ on Fig. 5-3). The morphology of the valley in this place, very narrow, rectilinear along the N80 direction and with vertical walls, is the outward

trace of the SFZ. This fault clearly visible in the amphibolites (site 1 in Fig. 5-3) is expected to connect with the N80 presumed fault crosscutting the micaschists of the left bank of the river, downstream the Séchilienne basin (Fig. 5-2b). The total length of the structure would exceed 6 km (Fig. 5-3). Processing striae and striated planes data in amphibolites (sites 1, 2 and 3 in Fig. 5-3) with the right angle dihedral method (Angelier and Mechler, 1977) yielded paleotensors (Tableau 5-1).

In site 1 a near-vertical intermediate stress axis (transcurrent type regime) and a N35 near-horizontal maximal stress is obtained. In sites 2 and 3, the N80 sinistral strike-slip faulting may also be observed but does not correspond to major fault planes like in site 1. Moreover, in sites 2 and 3, numerous small N110 faults are associated with minor N150 low angle reverse faults. These three computed paleotensors (Tableau 5-1) display a N30-40 near-horizontal maximal stress axis. A permutation of the intermediate and minimal stress axes between site 2 and site 3 results from the relative weight of the numerous low angle reverse fractures in site 3. Based on this analysis, we do not recognize along the right bank of the Séchilienne basin any signature of a major N110 fault zone, as required in the pull-apart basin hypothesis.

In the western micaschists (Fig. 5-3, sites 4 and 5) striated near-vertical faults are distributed in two main families oriented N40 and N60 and show right lateral displacement. Unlike the amphibolites, these striated faults present weak lateral extension and do not correspond to major topographic cliffs. Moreover, the quartz and calcite fibres as well as the grooves exhibit only centimetric lengths. The inferred paleotensors (Tableau 5-1) correspond to a N80-100 near-horizontal maximal stress and a near-vertical intermediate stress.

In each lithology the paleotensors inferred from fracturing measurements are homogeneous but differ on either side of the BMF. Nevertheless they stay compatible with the main direction of the shortening that resulted in the Tertiary regional fold system of Vercors and Chartreuse subalpine chains (Gratier et al., 1989; Gamond, 1994). In the amphibolites the three paleotensors are similar and compatible with a left lateral strike slip displacement along the N80 SFZ. In site 1 fracturing is the signature of the SFZ. In sites 2 and 3, farther from the main fault zone, this SFZ direction is shaded off within a more scattered fracture pattern. In the micaschists where sites 4 and 5 are far from the presumed trace of the SFZ, the structural data do not show any influence of this fault zone activity.

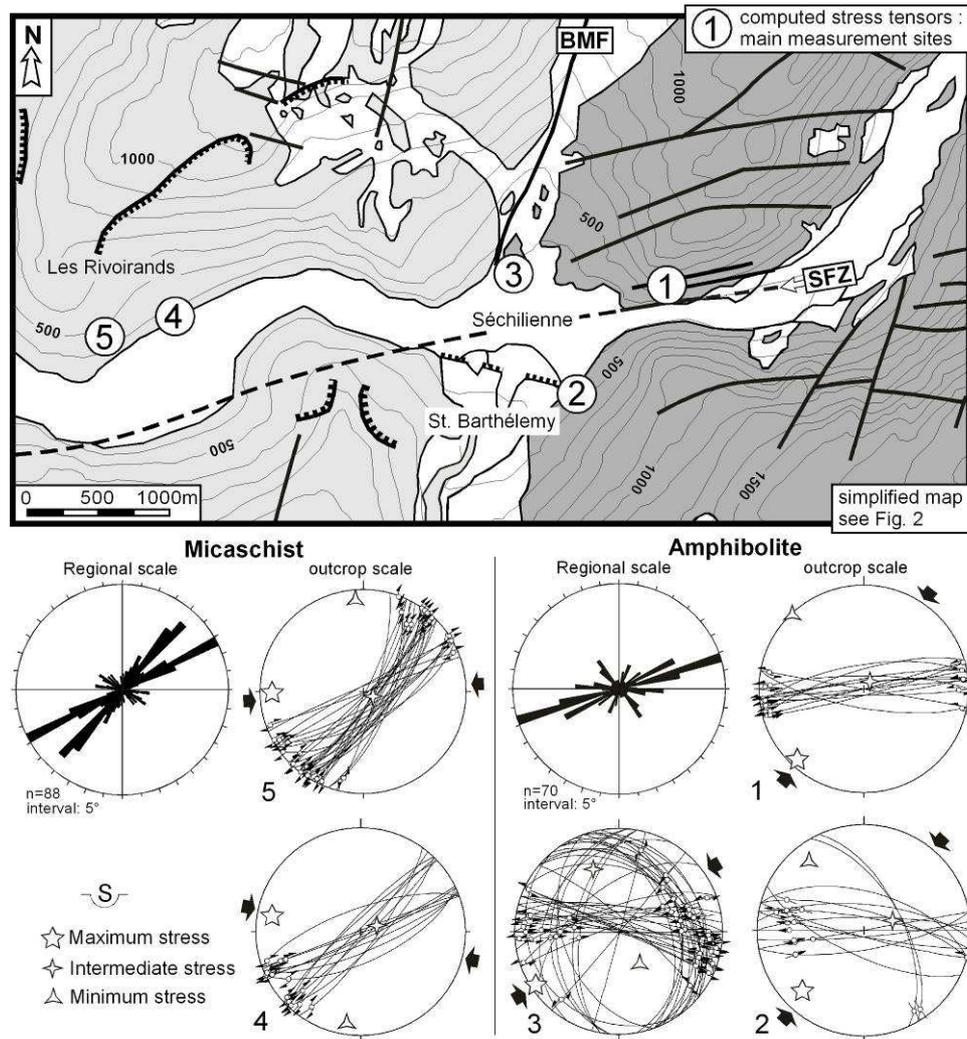


Fig. 5-3: Location map of the structural analysis sites and of the Séchillienne Fault Zone (SFZ). The regional scale structural data are shown as rose diagrams segmented in 5° classes for the micaschists and the amphibolites. The local scale structural data (at sites labelled 1 to 5) are plotted as great circles on lower hemisphere Wülf net projection. The paleomain stress axes in each site have been computed by right angle dihedral method. See text and Tableau 5-1 for discussion.

N	Site	X (m)	Y (m)	Z (m)	Nb	σ_1 (°)	σ_2 (°)	σ_3 (°)
AMPHIBOLITE								
1	RN91 Est	724 125	4 993 500	390	16	219/03	49/87	309/01
2	Saint Barthélémy	723 400	4 992 250	500	15	223/16	088/68	317/15
3	Séchillienne Nord	722 800	4 993 200	360	48	239/03	330/22	140/68
MICASCHIST								
4	RN91 Ouest	724 125	4 992 250	325	15	281/08	068/80	190/05
5	Les Rivoirands	719 600	4 992 410	370	31	268/06	148/78	359/10

Tableau 5-1: Parameters of the computed paleotensors related to the striated faults along the Romanche river valley. N: number of the measurement site; Nb: number of data; σ_1 , σ_2 , σ_3 : main stress axis (azimuth/plunge).

On the left bank of the Romanche River, the St. Barthélemy torrent generated nested post-würmian alluvial fans (Barféty et al., 1972), the presence of which prevents from precisely locating the BMF trace (Fig. 5-2). The main fan (cone 1, Fig. 5-4), which is the oldest one and is stabilized, shows a lateral kilometeric extent with a slope less than 5° . The frontal part of this fan is truncated by a rectilinear 1000 m long N110 trending scarp that makes the southern boundary of the Séchilienne basin. This limit corresponds to a steep slope break ($> 50^\circ$) that can reach 25 m high in its central part (Fig. 5-4). This bench is carved by two more recent fans. The smallest one (cone 2, Fig. 5-4), 150 m wide, is also stabilized and partially truncated by a N110 trending 50 m long and 3 m high scarp . The central part of the bench is overlaid by the present-day St. Barthélemy alluvial fan (cone 3, Fig. 5-4) that spreads out in the Séchilienne basin over more than 500 m wide. On the contrary the northern boundary of the Séchilienne basin does not display any alluvial fan. The bare amphibolitic bedrock of this side is composed by an association of small scale fractures of varied orientation (N80, N110, N150). This association makes its contour line jagged while the global envelope trends N110 (Fig. 5-3) and parallels to the southern limit of the basin. This particular frame gives the basin its lozenge shape. To explain the basin morphology two hypotheses can be proposed. (i) Quaternary tectonic processes associated with a pull-apart displacement (Pothérat and Alfonsi, 2001) and causing the subsidence of the basin infilling. (ii) Quaternary erosion activities of the Romanche glacier and river reworking a previously faulted zone at the contact between two different lithologies.

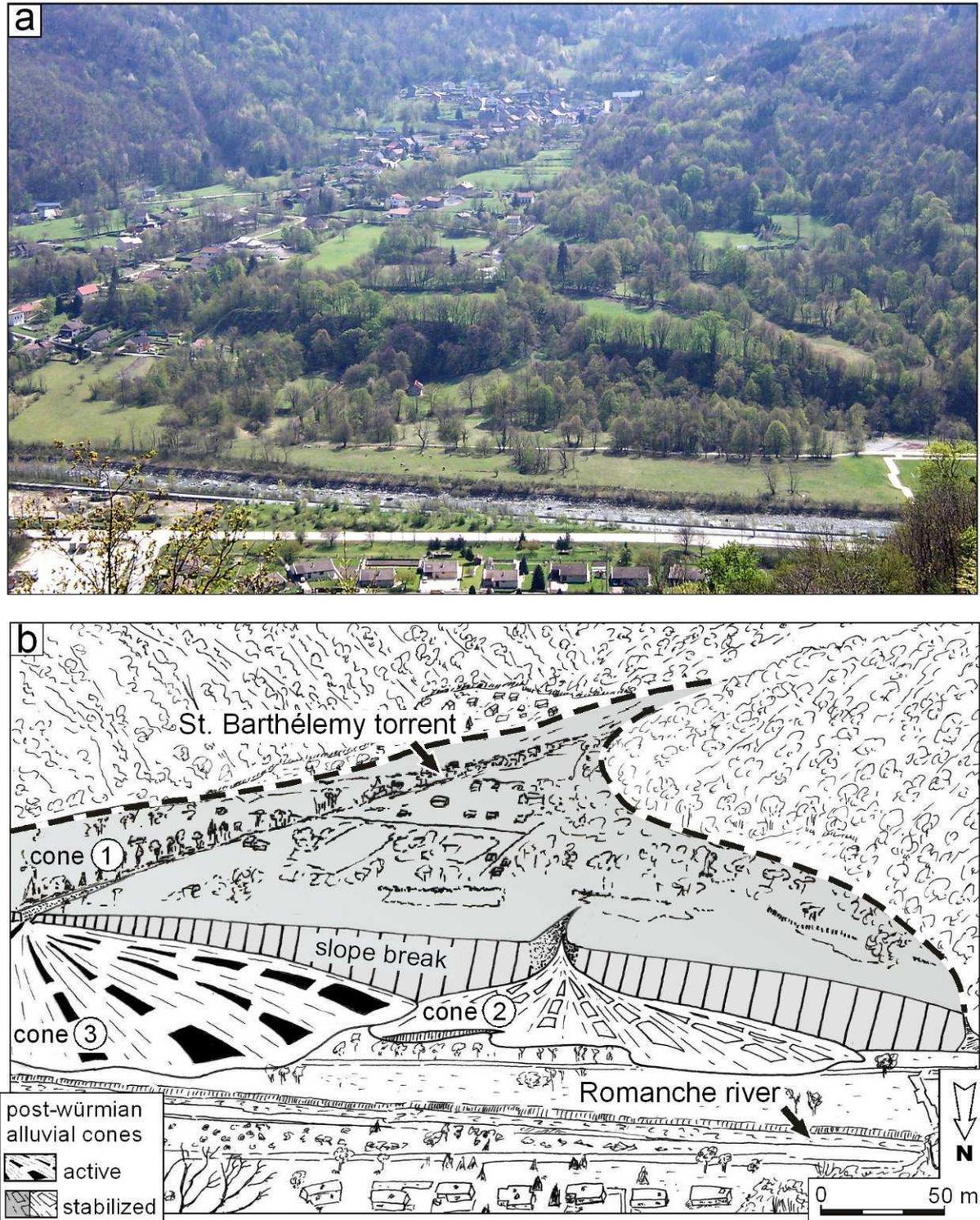


Fig. 5-4: (a) Southward view of the Saint Barthélemy post-würmian alluvial system seen from north. The area photographed is located on Fig. 5-2a. (b) Interpretation of the alluvial system as three nested cones. The stabilized cone 1 displays a rectilinear slope break.

5-1.3 Prospection géophysique

Geophysical experiments were performed in and around the Séchilienne basin, in order to discriminate between the two hypotheses for the basin formation. A first objective was to locate the BMF south of the basin where it is hidden below Quaternary deposits and to assess if this inherited linear structure is displaced across the basin. A second objective was to determine the longitudinal valley floor profile across the basin.

5-1.3.1 Méthodes

Near-surface geophysical prospecting has now become a major tool, particularly in active tectonics, for constraining the geometry of faults affecting the shallow layers (among others, Demanet et al., 2001; Green et al., 2003; Carvalho et al., 2006). The choice of the investigating technique mainly depends on the expected geophysical contrast, the target depth and the required resolution. A fault generally juxtaposes blocks of different nature and may also disturb hydrogeological conditions. Since the electrical resistivity is a geophysical parameter exhibiting a wide range of values depending on the nature of the material and the water content (Telford et al., 1990). Electrical Resistivity Tomography (ERT) has emerged as one of the more frequently used and robust technique for tracing faults at the surface from a few m to a few tens of m depth (e.g. Suzuki et al., 2000; Demanet et al., 2001; Caputo et al., 2003; Nguyen et al., 2007). Faults are however often buried below a recent soil cover and the high resolution seismic reflection technique was used for mapping faults at greater depth, from a few tens to a few hundreds m (e.g. Shields et al., 1997; Demanet et al., 2001; Carvalho et al., 2006). Sedimentary basins (from a few tens of m to a few km thick) are classically imaged using the seismic reflection technique (e.g. Witheley et al., 1986; Stephenson et al., 2002; Bradford et al., 2006) that also allows to image the bedrock interface (Brabham and McDonald, 1992; Jongmans et al., 1998). Since the pioneering work of Nogoshi and Igarashi (1972) and Nakamura (1989), the recording of microtremors has been increasingly applied for investigating sedimentary structures. In particular, the H/V technique, which consists in computing the spectral ratio of the Fourier amplitude spectra of the horizontal (H) over the vertical (V) components of the microtremors recorded at the surface, was shown to be able to provide a reliable estimate of the fundamental resonance frequency f_0 of the site (Bard, 1998). Because of the relation between f_0 , shear wave velocity within the soft layers and their thickness (Tokimatsu, 1997), the H/V method was applied as an exploration tool for mapping the geometry of different basins (e.g. Delgado et al., 2000 ; Parolai et al., 2002 ; Gueguen et

al., 2007), assuming that the shear-wave velocity profile is known. These three geophysical methods were applied in this study in order to define the position of the Belledonne Middle Fault and to estimate the thickness of the infilling of the Séchilienne basin.

Four electrical resistivity tomography profiles (labelled E1 to E4, Fig. 5-2b) were performed using a Wenner configuration with a number of electrodes ranging from 64 to 80 and a spacing of 2.5 m or 5 m. The electrical profile characteristics are summarized in Tableau 5-2a. Apparent resistivity data were inverted using the algorithm proposed by Loke and Barker (1996) using the software Res2dinv (Loke, 1998). Five seismic profiles (S1 to S5) with various characteristics (Tableau 5-2b) were acquired in the Sechilienne Basin (S1 and S2) and in the St Barthelemy alluvial fan (S3 to S5) (Fig. 5-2b). For profiles S1 and S3 to S5, the classical P-wave refraction method (Burger, 1992) was used to derive P-wave velocity values and the geometry of the layers. The signals of the long (470 m) profile S1 were recorded with 4.5 Hz geophones and the dispersion curves of the Rayleigh waves were computed and inverted for deriving the S-wave velocity profile. Surface wave inversion was performed using the *Geopsy* software (www.geopsy.org; Wathelet, 2003). Reflected events were also picked and processed using the formula of Dix (1955) in order to obtain a vertical Vp profile in the basin. Profile S2 is a short SH refraction profile performed in the basin for obtaining S-wave velocity values in the shallow alluvial layers. Microtremors were recorded at 22 sites spaced 250 m apart along the Romanche valley (Fig. 5-2). Acquisition was made during 30 minutes with a three-component 5-s sensor and a sampling frequency of 200 Hz. The records are cut in time windows of 30 s and the Fourier amplitude spectra are computed and smoothed using the processing proposed by Konno and Ohmachi (1998). The H/V ratio at each station is obtained by averaging the H/V ratios of all windows.

(a)	Profile	Ne	Xe (m)	L (m)	D (m)
	E1	64	2.5	157.5	25
	E2	80+16	5	475	65
	E3	64	5	315	50
	E4	80	5	395	65

(b)	Profile	Ns	Ng	Xe (m)	T (s)	F (Hz)
	S1	5	48	10	5	2000
	S2	2	24	2.5	2	2000
	S3	5	24	2.5	2	2000
	S4	5	24	4	2	2000
	S5	10	24	5	2	2000

Tableau 5-2: Physical parameters of geophysical experiments. (a) Electrical profiles. Ne: Number of electrodes. Xe: Electrode spacing. L: Profile length. D: Approximate investigation depth. E2 was performed using the roll-along technique with one cable of 16 electrodes. (b) Seismic profiles. Ns: Number of sources. Ng: Number of geophones. Xg: Geophone spacing. T: time length, F, sampling frequency.

5-1.3.2 Position de l'Accident Médian de Belledonne (BMF)

Four electrical resistivity tomography profiles (E1 to E4, Fig. 5-2b) were performed on both sides of the basin in order to locate the Belledonne Middle Fault (BMF) to the south of the Séchilienne basin, where it is hidden by Quaternary deposits. BMF juxtaposes micaschists to the west and amphibolites to the east (Fig. 5-2b), which are likely to exhibit a strong contrast of electrical resistivity. The four profiles were obtained after 5 iterations (Fig. 5-5) with RMS (Root Mean Square) values lower than 3%. The inferred models are therefore consistent with the data.

Profile E1 was carried out to the North of the Séchilienne basin (Fig. 5-2b), where the position of the BMF is well constrained by geological outcrops. Below a 3 m to 10 m thick resistive layer (a few thousands ohm.m), interpreted as rock debris, the BMF is clearly evinced by a sharp lateral contrast of resistivity, from 400 ohm.m to 1000 ohm.m in the micaschists to more than 3000 ohm.m in the amphibolites. The resistivity value measured in the micaschists is consistent with the results found in the same rocks close to the Séchilienne landslide (Meric et al, 2005).

Directly south of the Séchilienne basin, the bedrock is covered by the Quaternary alluvial fan where the village of Saint Barthélemy is installed. One 480 m long electrical resistivity profile and one 57.5 m long seismic profile (E2 and S3, Fig. 5-2b) were performed on this alluvial

fan in order to determine the fan thickness and to locate, if possible, the BMF underneath. The 60 m deep electrical image E2 (Fig. 5-5b) shows little resistivity contrast with values ranging between 400 and 800 ohm.m on average. Only local resistive spots are observed as well as a complex-shape conductive zone below the stream flowing over the fan. The seismic profile S3 performed at the eastern end of E2 (Fig. 5-2b) reveals the presence of three seismic near horizontal layers with P-wave velocity values of 750, 1500 and 3200 m/s (Fig. 5-5b). The two first layers probably correspond to the alluvial fan material with the presence of the water table (1500 m/s) at about 14 m depth. The high velocity ($V_p=3200$ m/s) measured in the third layer indicates that the bedrock top is reached at 30 m depth. Similar V_p values were found in the micachists by Méric et al. (2005) on the other bank of the Romanche River. Resistivity values (400 to 800 ohm.m) below 30 m are consistent with the presence of micachists and do not show a lateral contrast. These results suggest that the about 30 m thick alluvial fan is made of partially saturated to saturated medium-size material overlying micachists with similar resistivity values. The BMF is thus not seen on the electrical image and the contact between micachists and amphibolites has so to be eastwards located.

Two other electrical tomography sections (E3 and E4) were conducted to the South of the Séchilienne basin (Fig. 5-2b) where BMF is buried below thin till deposits. The eastern ends of the two profiles were positioned on the amphibolites. On the E3 section, below the resistive moraine layer (over 2000 ohm.m with some high resistivity zones probably due to the presence of pebbles and boulders in the moraine), the image (Fig. 5-5c) exhibits a sharp lateral increase of resistivity from the west (500-800 ohm.m) to the east (more than 2500 ohm.m). The superficial conductive zone (less than 600 ohm.m) observed between 140 m and 180 m of distance corresponds to the location of a spring at 160 m characterized by a conductive water (measured around 25 ohm.m) which locally decreases the ground resistivity. Two seismic profiles were performed along this E3 section, S4 at the western end of E3 and S5 centred over the spring (Fig. 5-5c). The seismic refraction interpretation reveals the presence of three layers with P-wave velocity values of 350, 1000 and 3200 m/s west of the spring, and 350, 700 and 4500 m/s east of the spring (Fig. 5-5c). The overlying soil layers are characterized by low P-wave velocity (less than 1000 m/s) suggesting that these layers are unsaturated, in agreement with the relative high resistivity values (over 650 ohm.m) measured along profile E3 (Fig. 5-5c). The bedrock top is reached between at 20 m to 30 m depth to the west of the spring and at 10 m depth eastwards. This 10 m high step, associated at depth with significant lateral velocity and resistivity contrasts (from 3200 m/s and 650 ohm.m to the west

to 4500 m/s and 2500 ohm.m to the east, Fig. 5-5c), is interpreted as the trace of the BMF juxtaposing micaschists and amphibolites. On the E4 section, the electrical image (Fig. 5-5d) also exhibits a sharp lateral increase of resistivity from the west (400-700 ohm.m) to the east (more than 2500 ohm.m) at 30 m depth. The very high resistivity values (more than 8000 ohm.m) obtained in the first 5 meters coincide with the presence of amphibolites blocks having fallen from the eastern slope. Below, the high resistivity values (1000-4000 ohm.m) measured down to 30 m depth probably correspond to unsaturated quaternary deposits (till) with the presence of pebbles and boulders. The strong lateral resistivity contrast at depth is also interpreted as the trace of the BMF.

Geophysical results show that the BMF is shifted 200 m to 300 m to the east (Fig. 5-2b, trace 3) compared to the fault trace 2 drawn on the geological map (Barféty et al., 1972). Considering a rectilinear geometry for the southern and northern branches of the BMF (trace 3 in Fig. 5-2b) gives a sinistral strike-slip displacement of about 375 m in the centre of the basin, which could result from the activity of the SFZ.

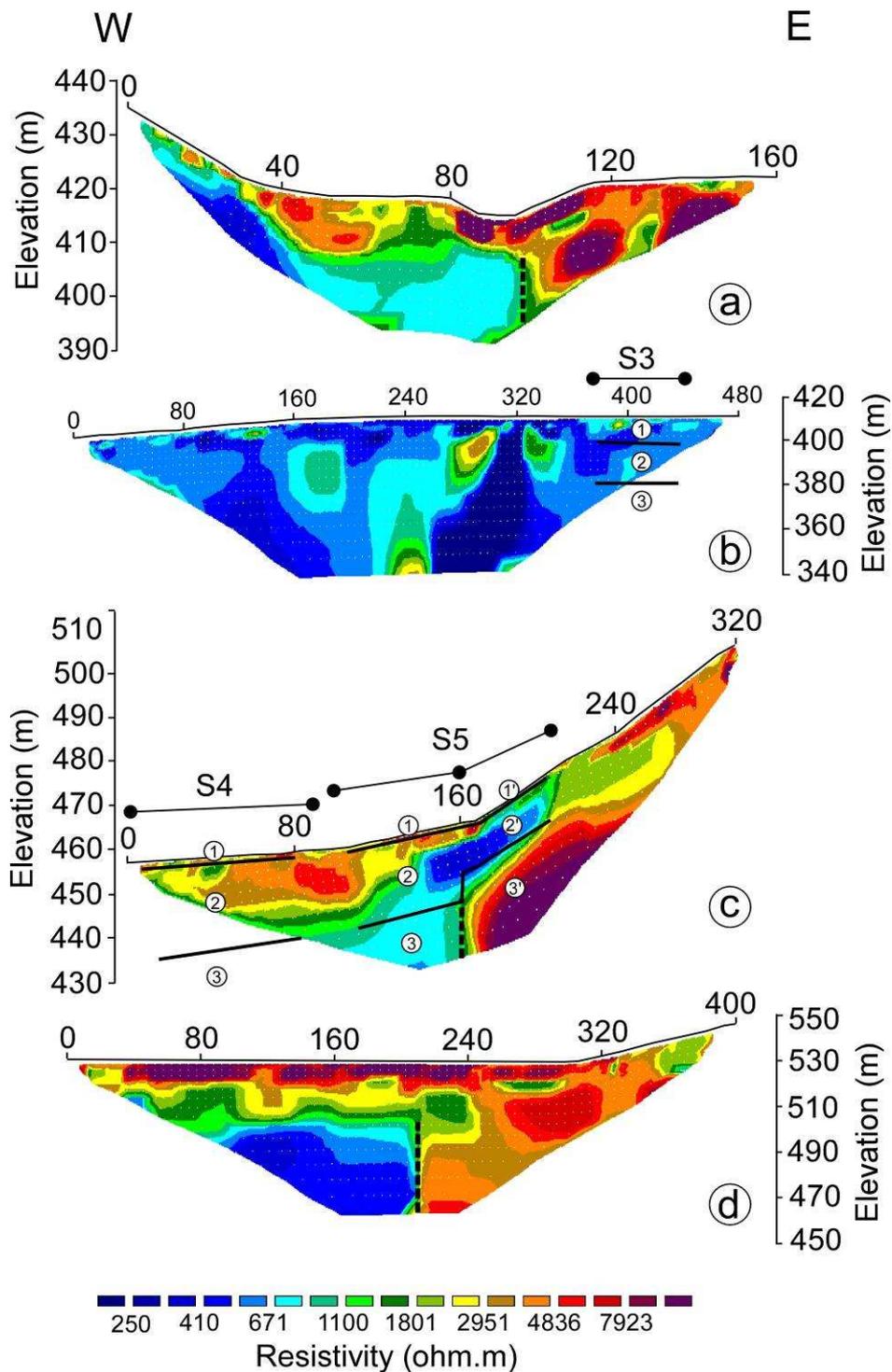


Fig. 5-5: West-East oriented electrical resistivity tomography sections with seismic refraction interpretation of S3, S4 and S5 profiles. (a) E1 resistivity profile, RMS=3.2%, 5 iterations. (b) E2 resistivity profile, RMS=2.3%, 5 iterations, P-wave velocity deduced from seismic refraction interpretation of profile S3: (1) 600-800m/s (2) 1450-1550m/s (3) 3100-3300m/s. (c) E3 resistivity profile, RMS=2.0%, 5 iterations, P-wave velocity deduced from seismic refraction interpretation of profile S4 and S5: (1) 350-400m/s (2) 900-1100m/s (3) 3150-3250m/s (1') 300-350m/s (2') 700-800m/s (3') 4300-4700m/s. (d) E4 resistivity profile, RMS=2.3%, 5 iterations. Dotted line: deduced position of the Belledonne Middle Fault (BMF).

5-1.3.3 Investigation dans le bassin

Twenty two single-station microtremor measurements were made along the Romanche valley, downstream, into and upstream the Séchilienne basin (labelled 1 to 22 in Fig. 5-2b). Three H/V curves (stations 4, 12 and 16) and a section with the 22 H/V ratios are plotted in Fig. 5-6. The computed H/V curves exhibit two specific shapes according to the position of the stations. First, downstream (Fig. 5-6a and d) and upstream (Fig. 5-6c and d) the Séchilienne basin, H/V ratios show a well defined single peak with an amplitude greater than 4 between 1.4 to 2 Hz and 2 to 3.5 Hz respectively. The curve shape fits the criteria proposed in the SESAME guideline (Köller et al., 2004) for a 1D resonance phenomenon and the peak frequency values correspond to the resonance frequency of the alluvial layers overlying the bedrock. Downstream the basin, the peak frequency decreases from 2.5 to 1.5 Hz (Fig. 5-6d), indicating a deepening of the bedrock top. Less frequency variations are shown upstream where the highest peak frequency values are reached (around 3 Hz). Into the Séchilienne basin (Fig. 5-6b and d), H/V ratios do not display a well-defined peak with an amplitude higher than 3 over a wide low-frequency band (0.3 to 1.5 Hz) in the centre of the basin and a steady low H/V value (< 2) near the basin borders. Such plateau-like shapes were already observed on many valley or basin edges where significant variations of the soft layer thickness occur (Uebayashi, 2003; Köller et al., 2004). Guillier et al. (2006) simulated ambient seismic noise in 2D and 3D structures in order to test the relevancy of H/V curves in providing qualitative and quantitative information on site features. They showed that H/V curves exhibit well-defined peaks in the flat parts of the structures and plateau-like shapes of low amplitude in parts with strong lateral sediment thickness variation. For such plateau-like H/V curves, picking the frequency at the plateau cut-off (Fig. 5-6b) generally overestimates the 1D theoretical resonance frequency, resulting in a lower bound of the bedrock depth value.

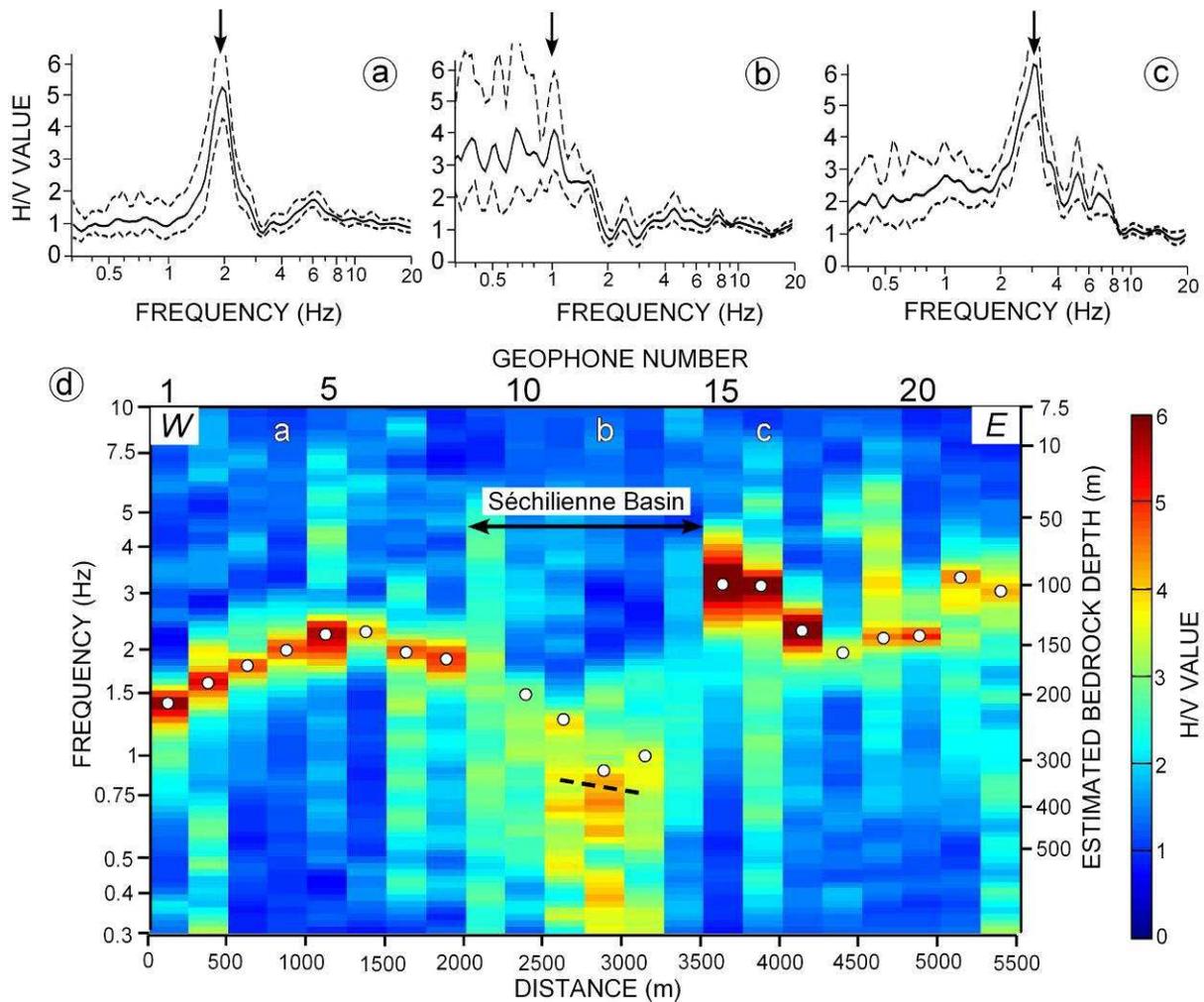


Fig. 5-6: *H/V curves at (a) Station 4 (downstream the basin), (b) Station 12 (within the basin) and (c) Station 16 (upstream the basin). The arrows show the peak frequency. (d) Longitudinal H/V profile along the river. White circle: peak frequency. Dashed line: interface between sediments and bedrock as inferred from seismic reflexion.*

Two seismic profiles were conducted in the Séchilienne basin (S1 and S2 in Fig. 5-2b) in order to characterize the seismic velocities in the glacio-alluvial layers and to determine the basin depth. Fig. 5-7a shows the vertical-component seismograms recorded along the 470 m long S1 profile for the offset shot T5. They exhibit predominant Rayleigh-type surface waves (R) which will be used further for deriving S-wave velocity values. Refracted P-waves were first analysed and the time-distance graphs for the direct and reverse shots (T2 and T4) are plotted in Fig. 5-7b. They show the presence of three layers with P-wave velocity values of about 700, 1400 and 2300 m/s, respectively (Fig. 5-7d). The relatively low velocity ($V_p \approx 2300$ m/s) within the third layer indicates that the bedrock was not reached and probably corresponds to deep saturated glacio-alluvial sediments. The similarity of the curves and of the P-wave velocity values for direct and reverse shots indicates that layers are near

horizontal. The water table ($V_p=1400$ m/s) was found at about 8 m depth. The Rayleigh wave dispersion curve was extracted between 5 and 20 Hz and is plotted in Fig. 5-7c. Phase velocity values vary between 400 m/s at high frequency to 650 m/s at low frequency. This curve was inverted using a three-layer model and the obtained S-wave velocity profile is shown in Fig. 5-7d with V_s values of 300, 600 and 850 m/s in the three layers. These values are consistent with the results of the SH refraction profile S2 (Fig. 5-7d). S-wave velocity in the shallow layer (4 to 7 m thick) is about 300 m/s and dramatically increases to reach 650 m/s to 800 m/s in the consolidated alluvial layers. Similarly to the refraction experiment, the surface wave investigation was not deep enough to reach the bedrock.

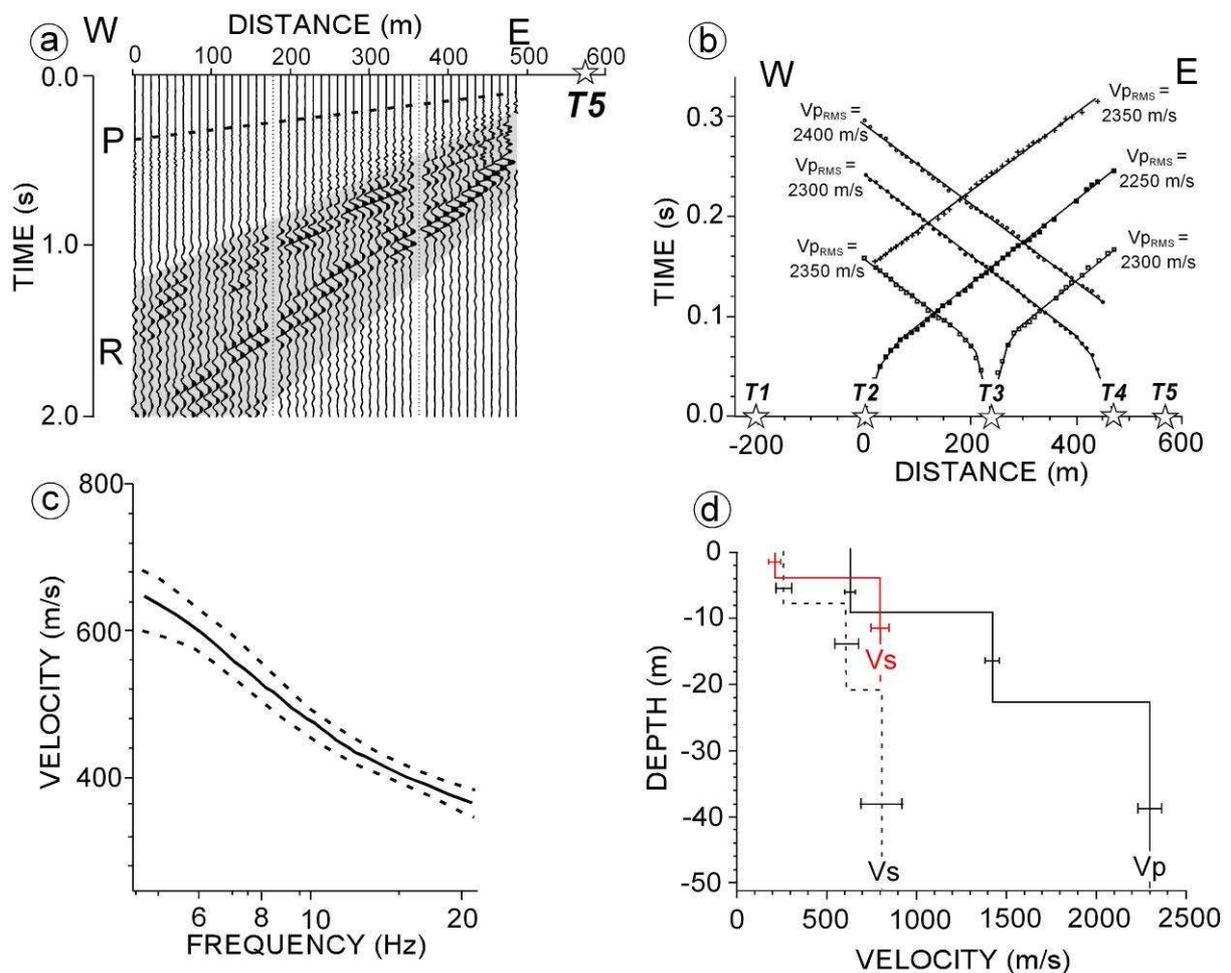


Fig. 5-7: Seismic investigation in the basin. (a) Raw S1 seismic section of shot T5, P: refracted P-wave, R: Rayleigh waves. (b) Time-distance graph inferred from the 5 shots of S1 profile. (c) Dispersion curve of surface wave for shot T5. Dashed lines show two uncertainties. (d) Interpretative section of velocity inferred from seismic refraction (continuous line) and from surface wave inversion (dashed line), dark: S1 profile, red: S2 profile.

We then attempt to find out reflected events in the measured seismograms using classical processing techniques. Fig. 5-8a shows the signals of shot T5 after applying a 50-100 Hz band pass filter (Fig. 5-8a). The obtained seismic record reveals four well-defined reflected waves (R1 to R4 in Fig. 5-8a), whose analysis yields the P-wave seismic profile of Fig. 5-8b. The P-wave velocity values (2200 to 2500 m/s) are consistent with the ones found in the refraction analysis. R1 to R3 events probably correspond to seismic impedance contrasts in the alluvial filling. After normal move-out, the stronger reflection in the seismograms (R4) appears between 300 ms (for shot T1) and 340 ms (for shot T5) TWT, corresponding to depth values between 330 m to the west and 370 m to the east (Fig. 5-8b). This main reflector probably coincides with the interface between the bedrock and the sediments.

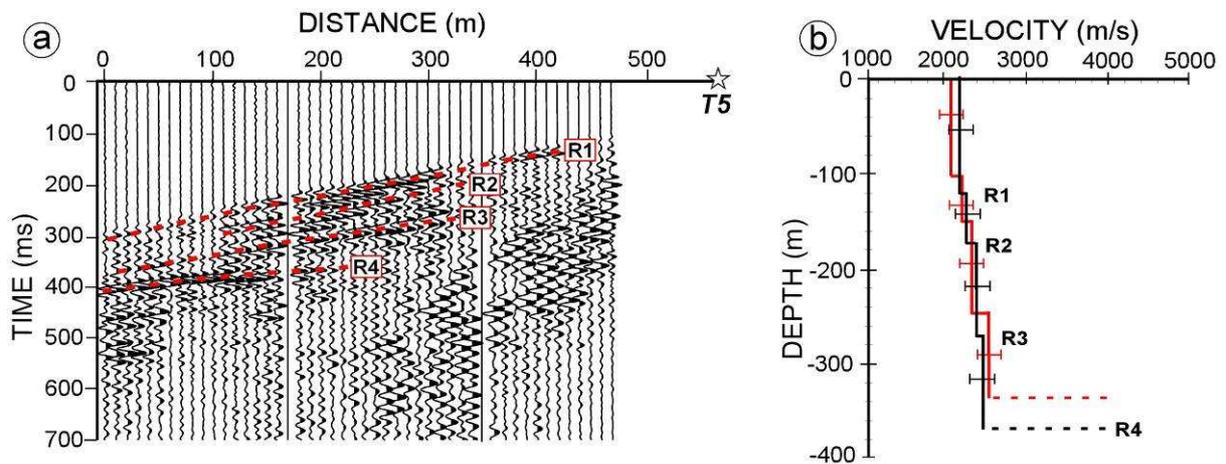


Fig. 5-8: (a) S1 seismic record of shot T5, processed with a band-pass 50-100 Hz filter. R1 to R4: reflected waves. (b) P wave velocity profile inferred from seismic reflection, dark: S1 profile shot T5, red: S1 profile shot T1.

In order to evaluate the thickness of the sedimentary deposits along the valley, we have computed the ellipticity curve for 7-layers 1D velocity models defined from seismic experiments (Fig. 5-9a). V_p and V_s values in the first three layers (to 50m depth) are given by the seismic refraction and surface wave inversion results, while V_p values in the three deeper sedimentary layers are provided by the analysis of reflected waves (Fig. 5-8b). S-wave velocities for these layers are derived from P-wave velocities, keeping the Poisson's ratio of 0.42 obtained in the third layer. For the P-wave velocity in the crystalline substratum we took the value of 4000 m/s measured by Meric et al. (2005) at 100 m depth in the micaschists. A corresponding value of 2000 m/s for S-wave velocity was obtained considering a Poisson's ratio of 0.33. Ellipticity curves were computed for five models with sediment thickness H increasing from 100 m to 400 m. The velocity profiles were linearly adjusted to the bedrock

depth, from the second to the 7th layer (Fig. 5-9a). Ellipticity values are plotted versus frequency in Fig. 5-9b. For these 1D models, the curves exhibit a clear peak at a frequency which decreases when the thickness H of the glacio-alluvial deposits increases.

The comparison between the computed ellipticity curves (Fig. 5-9b) and the experimental peak frequency values (white dots in Fig. 5-6d) allows sediment thickness values to be estimated below each measurement point (see the depth scale in Fig. 5-6d). Along the H/V profile, the sediments display two zones of increased thickness. East of the profile (geophones 17 to 20 on Fig. 5-6d) the sediment thickness reaches 150-170 m. Over the Séchilienne basin (geophones 10 to 13 in Fig. 5-6d), the thickness abruptly increases to 300-350 m. In the deeper part of the basin, thickness values obtained from the H/V curves are well correlated with the reflector analysis which found the bedrock depth between 330 and 370 m (dotted line in Fig. 5-6d). The striking feature of the basin longitudinal profile is the strong asymmetry with a steeper eastern boundary. This boundary can be interpreted as the superimposition of two cumulative weakening effects: (i) the contact zone between the micaschists and the amphibolites (BMF) and (ii) the SFZ trace.

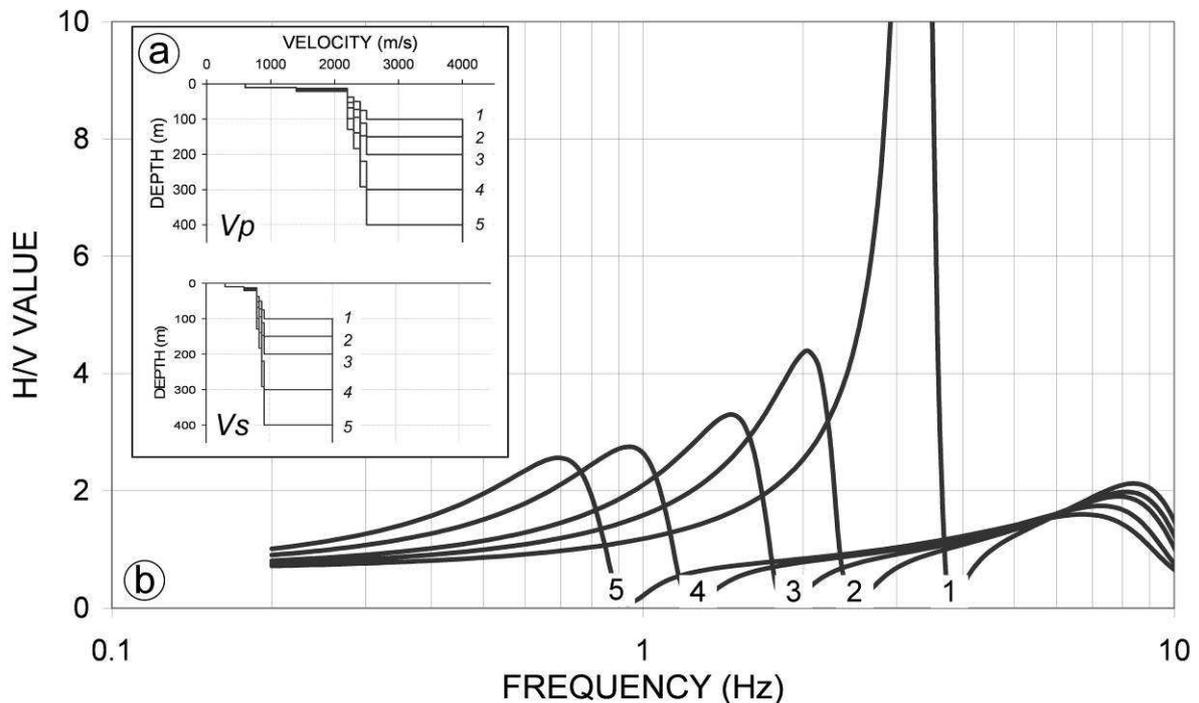


Fig. 5-9: (a) Velocity profiles for five models with different sediment thickness (H). (b) Computed H/V curves for different sediment thickness (H). 1: $H=100\text{m}$; 2: $H=150\text{m}$; 3: $H=200\text{m}$; 4: $H=300\text{m}$; 5: $H=400\text{m}$.

5-1.4 Discussion

The data presented in this paper allow evaluating the consistency of each of the two hypotheses proposed for the basin formation.

5-1.4.1 Activité d'un pull-apart

This interpretation is based on the lozenge shape of the Séchilienne basin and on the tectonic significance of the N110 trending rectilinear slope break which affects the oldest alluvial fan (cone 1) of the Saint Barthélemy torrent. In the pull-apart hypothesis (Pothérat and Alfonsi, 2001), the slope break would correspond to the southern branch of a dilational jog along a major sinistral strike-slip N110 fault zone, whereas the northern branch would correspond to the present day N110 northern boundary of the Séchilienne basin. Our geological and morphological observations, along the structural measurements at different scales (including on the right bank in the micaschists downstream the Sechilienne basin, site 4), do not however confirm the existence of such a N110 major sinistral fault zone. On the contrary, our study has revealed the existence of a left lateral N80 trending strike-slip fault (SFZ, Fig 5-3) which could explain the sinistral displacement of about 375 m between the northern and southern branches of the BMF in the centre of the basin. The hypothesis that these two branches can be joined through a virgation is unlikely, as the BMF trace at the regional scale does not exhibit such abrupt geometry changes.

In such a pull-apart model, any increment of displacement along the main fault should create a free space causing the topographic basin surface and the frontal part of cone 1 to subside. Taking into account the present-day basin surface geometry (1000 m x 750 m) and a depth of 350 m (determined from H/V and seismic data), a simple computation model based on a constant infilling volume (before and after incremental opening) shows that the N110 horizontal displacement needed to obtain a 25 m subsidence (maximal measured height of the slope break) ranges from 70 m for a rectangular transverse vertical section to 130 m in the case of a triangular transverse vertical section. Since the slope break is dated post-Würm (Barféty et al., 1972), the mean inferred strike-slip velocity is then about 4.5 to 8.6 mm/yr. In the studied area, the potential maximal magnitudes estimated from the historical and the instrumental seismicity recorded during the last 20 years by the Sismalp network ($M_L < 3.5$) are lower than $M_L = 5.5$ (Thouvenot et al., 2003). The scale laws (e.g., Wells and Coppersmith, 1994) that express the magnitude versus the displacement at the ground surface show that a

$M_L=5.5$ seismic event would generate a displacement of about 1 cm whereas a $M_L=7.5$ seismic event would generate a displacement of about 10 m. In the case of the Séchilienne basin, the 4.5 to 8.6 mm/yr values imply either (i) a recurrent seismic activity corresponding to a $M_L=5.5$ seismic event per year during a 15,000 years period on a 2 km long fault rupture surface, or (ii) 7 to 13 seismic events with a $M_L=7.5$ on a 100 km long fault rupture surface during the same period of time. None of these two extreme scenarios matches the seismotectonic and morphologic features of the area. The Séchilienne pull-apart basin model then appears to be weakly supported by the data. Moreover in tectonically active zones such as the French south eastern alpine foreland, the estimated Quaternary to present-day deformation rates along the major strike slip faults (like the Middle Durance Fault) show values ranging from 0,01 to 0,1 mm/yr (Siame et al., 2004, Cushing et al., 2007). The post Würmian deformation rates resulting from the Séchilienne pull-apart hypothesis are thus not consistent with such low rates.

5-1.4.2 Processus érosifs quaternaires

In the Alps the geometry of the valleys results from the combined erosional activity of glaciers and rivers. The glacier effect was to broaden valley bottoms and to generate multiple steps and overdeepenings tens to hundreds of meters deep (MacGregor et al., 2000, van der Beek and Bourbon, 2008). Several hypotheses have been put forward for explaining the generation of steps and overdeepenings: variations in glacier length over multiple climate cycles, tributary junctions, variations in lithology or rock resistance and inherited tectonic patterns (MacGregor et al., 2000, Anderson et al., 2006, Molnar et al., 2007). Geophysical measurements performed along the Romanche valley evidence the presence of two overdeepenings in the Romanche floor profile. The upstream shallowest one (150 to 170 m in depth) is located within the amphibolites at the crossing at depth of the SFZ. It probably results from a selective erosion process led by this fractured zone. The downstream deepest one (about 350 m in depth) is located within the micaschists across the Séchilienne basin and exhibits a strong asymmetry. Its steep eastern boundary corresponds to the contact between amphibolites and the more erodable micaschists, which was shown by geophysical data to be shifted 375 m upstream when compared to the trace drawn in the geological map. This significant bedrock deepening along with the broadening of the valley (Séchilienne basin) probably stems from the strong lithological contrast between amphibolites and micaschists. In this interpretation, the lozenge basin shape results from the glacier and river erosion activity

on a heterogeneous and strongly fractured area located at the junction of two inherited fault zones (SFZ and BMF). The rectilinear slope break truncating the post-Würm cone 1 of the Saint Barthélemy torrent is assigned to one of the catastrophic floods along the Romanche valley (Bailly-Maître et al., 1997), resulting from a sudden emptying of the Bourg d'Oisans natural paleo-lake (Fig. 5-1b). This interpretation is supported by the presence of a similar but smaller scarp affecting cone 2 in the same fan complex (Fig. 5-4) and by the observation of three truncated alluvial fans upstream the Séchilienne basin (Fig. 5-1b). The slope break of cone 1 could be due to the last registered catastrophic flood of 1219 and the truncation affecting cone 2 to one subsequent minor event. Chronological data have to be acquired to confirm this hypothesis. The N110 striking northern boundary of the Séchilienne basin does not present a rectilinear global trending. In detail the contour line is jagged and it was made by a succession of erosion surfaces. These erosive directions follow preferential fracture directions unroofed by the Romanche river activity.

5-1.5 Conclusion

The peculiar lozenge-shaped Séchilienne basin was the subject of a multidisciplinary study combining geophysical, geological and geomorphological investigations. Seismic data (microtremor measurements and reflected waves) revealed a significant valley floor overdeepening (from 100 m to 350 m depth) across the Séchilienne basin, exhibiting a strong asymmetry with a steep eastern boundary. This overdeepening is aligned with the southern branch of the near-vertical Late Paleozoic Belledonne Middle Fault (BMF), as located by the electrical resistivity tomography profiles. This fault was displaced eastward 375 m with respect to its trace on the geological map. This BMF shift was attributed to a N80 sinistral strike slip fault so-called Séchilienne Fault Zone (SFZ) which was observed on the right bank of the amphibolite gorges just upstream the Séchilienne basin. An overdeepening of the valley floor (from 100 m to 170 m) was observed in the eastern prolongation of this fault. No sign of recent activity along this fault was evidenced by our study. Data interpretation suggests that the Séchilienne basin geometry results mainly from the Quaternary glacial erosion across a major lithological contrast, between amphibolites to the east and more erodable micaschists to the west. The rock erodability in the zone was magnified by the intersection of two inherited structures, the Belledonne Middle fault and the Sechilienne Fault Zone. The N110 striking northern boundary of the basin does not correspond to any major fault zone. It was formed by a succession of erosion surfaces produced by the Romanche activity and led by the existing

fracture pattern. In the southern side of the basin, the N110 rectilinear scarp truncating the post-Würm cone 1 of the Saint Barthélemy nested cones system is interpreted to be due to one of the major floods which occurred along the Romanche valley. The tectonic origin of this scarp was shown to be weakly supported by the seismicity and geological data. In the micaschist domain, the concentration of gravitational instabilities suggests that the landslide hazard assessment may depend on recent Quaternary processes reworking a previously mechanically weakened massif. The scope of this work is that the Séchilienne lozenge shape basin was partly controlled by Quaternary glacial and fluvial erosion processes reworking the previous geological and structural framework of the Belledonne massif.

Acknowledgments: We thank JD Champagnac and an anonymous reviewer for their helpful suggestions, which improved the quality of the manuscript. This work was financially supported by Pôle Grenoblois des Risques Naturels (PGRN) programme. We gratefully acknowledge T. Camelbeeck for his helpful discussions about the seismic framework.

5-2 Comparaison entre mesure et simulation du rapport H/V

5-2.1 Théorie

5-2.1.1 Origine du bruit de fond

Le bruit de fond sismique correspond à toute sollicitation, autre que les séismes, qui génèrent des vibrations dans les sols. Ces sollicitations sont de natures diverses et variées, citons par exemple les marées, l'impact des vagues sur les côtes, le vent sur le sol, les vibrations des arbres ou des fondations des bâtiments sous l'effet du vent, l'écoulement de l'eau, les machines des usines, le roulement des trains ou des voitures, les pas d'un homme...

D'après les différents travaux sur l'origine du bruit (Guttenberg, 1958 ; Asten, 1978 ; Asten and Henstridge, 1984), le bruit de fond est classé en fonction de son origine :

- (1) origine naturelle ;
- (2) origine anthropique.

Suivant que le bruit de fond est issu de l'une ou l'autre de ces sources, son comportement fréquentiel et temporel est différent. Trois bandes de fréquence (f) sont en général définies (Bonnefoy-Claudet, 2004 ; Bonnefoy-Claudet et al., 2004) :

- (1) $f < 0.5$ Hz : bruit lié aux ondes lointaines et naturelles (houle, cyclone sur les océans, perturbations météorologiques globales ...) ;
- (2) $f \sim 1$ Hz : bruit lié aux conditions météorologiques locales (vent ...) ;
- (3) $f > 1$ Hz : bruit lié aux activités humaines (voiture, pas, usine ...).

Une limite vers 1 Hz semble donc différencier le bruit d'origine naturelle de celui d'origine anthropique.

5-2.1.2 Rapports spectraux H/V

La technique du rapport H/V consiste à faire le rapport spectral entre la composante horizontale et verticale du bruit de fond sismique (Nakamura, 1989). Les rapports spectraux H/V ont été calculés dans cette thèse avec le logiciel *geopsy* (Wathelet, 2003) basé sur l'algorithme suivant (Bard et al., 2004) :

- 1) sélection des trois composantes (2 horizontales orthogonales l'une à l'autre et 1 verticale) d'un signal de bruit de fond sismique enregistré sur 1800 s pour le bruit de fond ambiant ou simulé sur 360 s pour le bruit de fond synthétique ;
- 2) recherche des N_i fenêtres (de 30 à 60 s pour le bruit ambiant et de 45 s pour le bruit synthétique) stationnaires simultanément sur les trois composantes avec un critère d'anti-trigger de type STA/LTA pour le bruit ambiant ;
- 3) calcul des spectres des trois composantes sur chaque fenêtre N_i ;
- 4) application d'un filtre passe-haut à 0.2 Hz et lissage des spectres pour chaque fenêtre par la technique de Konno and Ohmachi (1998), avec un paramètre b égal à 40 ;
- 5) calcul des rapports du spectre lissé de chacune des deux composantes horizontales et de leur moyenne quadratique sur le spectre lissé de la composante verticale sur chacune des fenêtres ;
- 6) calcul de la moyenne géométrique des rapports spectraux H/V pour toutes les fenêtres.

5-2.1.3 Ellipticité des ondes de Rayleigh

L'ellipticité des ondes de Rayleigh est le rapport des déplacements horizontaux sur verticaux à la surface du sol (mouvement particulaire). Dans le cadre d'un milieu stratifié, le mouvement particulaire des ondes de Rayleigh a la propriété d'être elliptique dans un plan déterminé par la verticale et la direction de propagation. Le calcul analytique de l'ellipticité étant complexe (Ben-Menahem and Singh, 1981 ; Malischewsky and Scherbaum, 2004), nous avons utilisé le logiciel *geopsy* (Wathelet, 2003) pour estimer la courbe d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh en 1D. Elle est obtenue par calcul théorique de la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh pour un modèle de sol donné (Wathelet, 2003).

5-2.1.4 Fonction de transfert

Dans le cas de vallée présentant une faible épaisseur devant sa largeur (1D), la résonance de la couche de sol est causée par le piégeage et la réverbération des ondes de volume dans les différentes couches horizontales de sédiments surmontant le substratum rocheux. La fonction de transfert de la couche de sol peut se calculer de manière exacte à partir de techniques classiques de propagation des champs d'onde sismiques dans des milieux stratifiés (Thomson, 1950 ; Haskell, 1953).

Dans le cas d'une colonne de sol comprenant n couches, Dobry et al. (1976) ont proposé une méthode de calcul de la fréquence de résonance 1D (f_0) des ondes S basé sur une approche simplifiée de la méthode de Rayleigh (Biggs, 1964) (Fig. 5-10) :

$$f_0 = \frac{1}{2\pi} \frac{4 \sum_{i=1}^n \frac{z_{mi}^2}{\beta_{Si}^2} H_i}{\sum_{i=1}^n (X_i + X_{i+1})^2 H_i} \quad (5-1)$$

$$X_1 = 0 ; X_{i+1} = X_i + \frac{z_{mi}}{\beta_{Si}^2} H_i \quad (5-2)$$

où H_i , X_i , z_{mi} et β_{Si} correspondent respectivement à l'épaisseur de la couche i , à une caractéristique du mode fondamental estimé au bas de la couche i , à l'épaisseur de sédiments au milieu de la couche i et à la vitesse des ondes S dans la couche i (Fig. 5-10).

Cette méthode présente l'avantage d'estimer la fréquence de résonance de la couche de sol avec moins de biais par rapport à l'utilisation de la vitesse ou de la longueur moyenne.

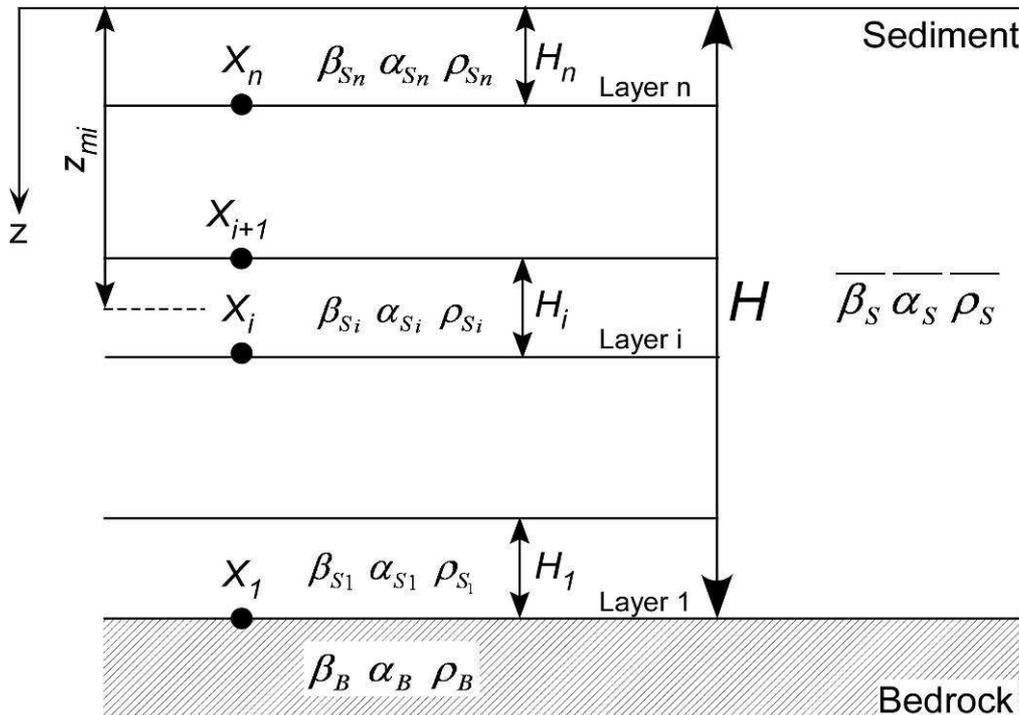


Fig. 5-10: Profil de couches de sol. H : épaisseur sédimentaire sur le substratum ; H_i : épaisseur de la couche i ; $\beta_{Si}, \alpha_{Si}, \rho_{Si}$: vitesse des ondes S, des ondes P et densité de la couche i ; $\overline{\beta_S}, \overline{\alpha_S}, \overline{\rho_S}$: vitesse des ondes S, des ondes P et densité moyenne des sédiments ; $\beta_B, \alpha_B, \rho_B$: vitesse des ondes S, des ondes P et densité du substratum ; z_{mi} : épaisseur de sédiments au milieu de la couche i ; X_i, X_{i+1} : paramètres caractérisant le mode fondamental estimé au bas et au sommet de la couche i .

5-2.1.5 Signification de la fréquence du pic H/V en 1D

Une étude paramétrique de l'origine et de la signification du pic des rapports spectraux H/V (f_{HV}) a démontré l'importance du contraste d'impédance (Z) entre le substratum et les sédiments (Bonnefoy-Claudet, 2004 ; Bonnefoy-Claudet et al., 2006). Le contraste d'impédance (Z) est défini comme le rapport des produits de la vitesse des ondes S et de la densité du substratum ($\beta_B \rho_B$) sur celui des sédiments ($\beta_S \rho_S$) :

$$Z = \frac{\beta_B \rho_B}{\beta_S \rho_S} \quad (5-3)$$

Dans le cas d'un profil non uniforme de la vitesse des ondes S dans les sédiments et présentant un gradient, Bonnefoy-Claudet (2004) a introduit trois contrastes d'impédance différents : de surface (Z^+), profond (Z^-) et moyen (\bar{Z}) (Fig. 5-10) :

$$Z^+ = \frac{\beta_B \rho_B}{\beta_{S_n} \rho_{S_n}} \quad (5-4)$$

$$Z^- = \frac{\beta_B \rho_B}{\beta_{S_1} \rho_{S_1}} \quad (5-5)$$

$$\bar{Z} = \frac{\beta_B \rho_B}{\beta_S \rho_S} \quad (5-6)$$

Suivant la valeur du contraste d'impédance moyen (\bar{Z}), Bonnefoy-Claudet (2004) a distingué trois cas :

- (1) fort contraste d'impédance ($\bar{Z} > 5$) : la fréquence f_{HV} correspond à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh (f_{ell}) et à celle de la résonance des ondes S (f_0) ;
- (2) contraste d'impédance moyen ($3 < \bar{Z} < 5$) : la fréquence f_{HV} correspond à la fréquence de résonance des ondes S (f_0) mais la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh (f_{ell}) la surestime de plus de 20% ;
- (3) faible contraste d'impédance ($\bar{Z} < 3$) : la fréquence f_{HV} correspond à la fréquence de résonance des ondes S (f_0) mais la courbe d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh n'exhibe pas de pic.

En conclusion, la fréquence du pic du rapport H/V (f_{HV}) donne une bonne estimation de la fréquence de résonance des ondes S du sol en 1D (f_0) (écart de moins de 20%) mais ne peut être expliquée dans tous les cas par la polarisation horizontale du mode fondamental des ondes de Rayleigh (Bonney-Claudet, 2004 ; Bonney-Claudet et al., 2008).

L'origine du pic sur les rapports H/V est donc complexe et dépend principalement du contraste d'impédance entre les sédiments et le substratum (Bonney-Claudet, 2004 ; Bonney-Claudet et al., 2008) :

- (1) fort contraste d'impédance ($\bar{Z} > 5$) : le pic du rapport H/V peut s'expliquer par la polarisation horizontale du mode fondamental des ondes de Rayleigh et/ou par la phase d'Airy du mode fondamental du mode de Love et/ou par la résonance des ondes de volume S ;
- (2) contraste d'impédance moyen ($3 < \bar{Z} < 5$) : le pic du rapport H/V peut s'expliquer par la phase d'Airy du mode fondamental du mode de Love et/ou par la résonance des ondes de volume S ;
- (3) faible contraste d'impédance ($\bar{Z} < 3$) : le pic du rapport H/V peut s'expliquer par la résonance des ondes de volume S.

5-2.1.6 Résonance 2D

Dans le cas où l'épaisseur sédimentaire est du même ordre de grandeur que la largeur de la vallée, l'interférence entre les ondes de surface générées en bords de vallée et en profondeur conduit à la formation d'ondes stationnaires (Bard and Bouchon, 1985). Ces résonances ont donc des caractéristiques différentes selon la direction perpendiculaire à l'axe de la vallée (« perpendiculaire »), selon la direction axiale parallèle à l'axe de la vallée (« axial ») et suivant la direction verticale (« vertical ») (Field, 1996) (Fig. 5-11).

En simulant la réponse sismique (méthode d'Aki and Larner (1970)) d'une vallée sinusoïdale soumise à des ondes incidentes SH, SV et P, Bard and Bouchon (1985) ont montré l'existence de trois modes fondamentaux de résonance (Fig. 5-12) :

- (1) mode SH excité sur la composante axiale uniquement, avec une amplitude maximale au centre de la vallée et nulle aux bords de la vallée (Fig. 5-12a) ;
- (2) mode SV excité à la fois sur la composante perpendiculaire avec une amplitude maximale au centre de la vallée et nulle aux bords de la vallée, et sur la composante verticale avec une amplitude nulle aux bords et au centre de la vallée et présentant deux maxima (Fig. 5-12b) ;
- (3) mode P excité à la fois sur la composante verticale avec une amplitude maximale au centre de la vallée et nulle aux bords de la vallée, et sur la composante perpendiculaire avec une amplitude nulle aux bords et au centre de la vallée et présentant deux maxima (Fig. 5-12c).

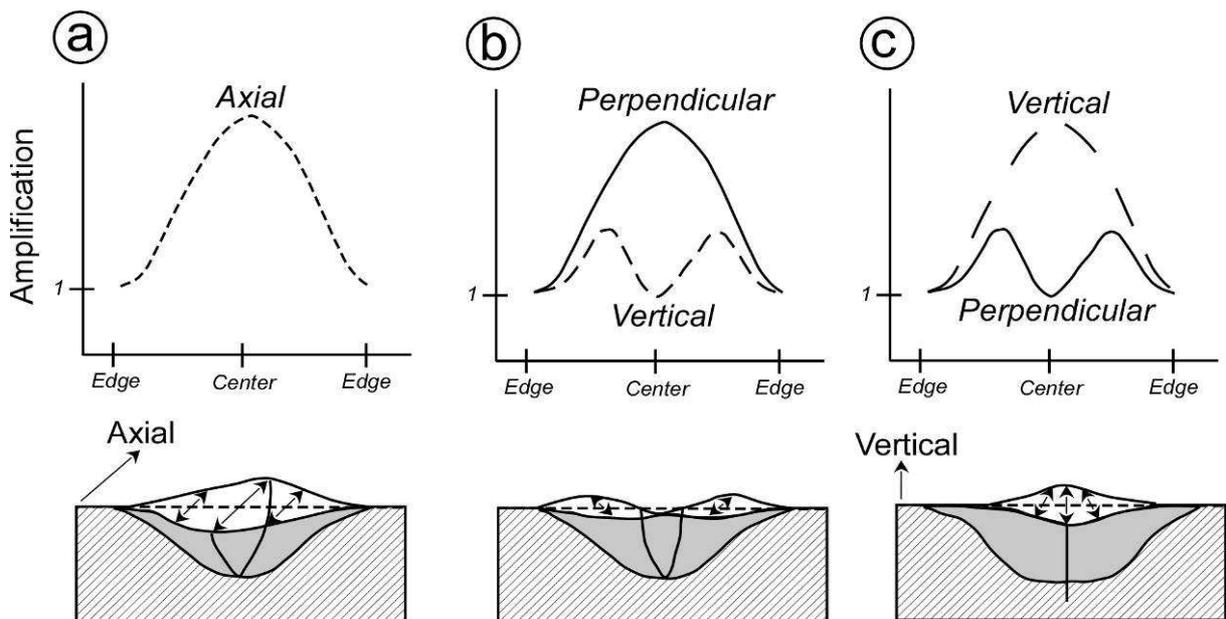


Fig. 5-12: Amplification (haut) et déplacement (bas) des trois modes fondamentaux d'une vallée sinusoïdale 2D (d'après Bard and Bouchon (1985)). (a) Mode SH. (b) Mode SV. (c) Mode P.

Bard and Bouchon (1985) ont proposé les formules suivantes pour estimer les fréquences de résonance d'une vallée 2D d'épaisseur max H_{MT} et de largeur à mi-profondeur W_T (Fig. 5-11) en fonction de la fréquence de résonance 1D au centre de la vallée (f_0^C), respectivement f_{SH} et f_{SV} pour les modes fondamentaux SH et SV :

$$f_{SH} = f_0^c \sqrt{1 + \frac{H_{MT}^2}{\left(\frac{W_T}{2}\right)^2}} \quad (5-7)$$

$$f_{SV} = f_0^c \sqrt{1 + \left(\frac{2.9 H_{MT}}{W_T}\right)^2} \quad (5-8)$$

Des comparaisons entre le bruit de fond ambiant et synthétique dans des vallées 2D comme le bassin grenoblois en France (Hobiger, 2005), la haute vallée du Rhône dans le Valais Suisse (Roten et al., 2006 ; Roten et Fäh, 2007), ou dans le bassin de Colfiorito en Italie (Cornou et al., 2004) ont été effectuées et ont confirmé ces résultats. Ainsi, les rapports spectraux entre les spectres du bruit enregistrés sur les sédiments et sur le rocher mettent en évidence une amplification à des fréquences supérieures à la fréquence de résonance 1D du site. De plus, ces fréquences correspondent bien aux fréquences de résonance 2D définies par Bard and Bouchon (1985) suivant les composantes analysées :

- (1) amplification à une fréquence proche de f_{SV} sur les composantes verticale (au 1/3 et au 2/3 de la vallée) et perpendiculaire (au centre de la vallée) ;
- (2) amplification à une fréquence proche de f_{SH} sur la composante axiale (au centre de la vallée).

Ces rapports spectraux peuvent être effectués dans le cas de telles vallées profondes car, à la fréquence de résonance, (i) l'excitation de ces vallées a une origine naturelle et (ii) les sources peuvent être considérées comme similaires pour les sites sur le rocher et les sites sur les sédiments étant données les longueurs d'ondes mises en jeu.

5-2.1.7 Rapport de forme critique, transition 1D-2D

De manière à identifier des vallées dont la réponse sismique est caractérisée par des résonances 2D de vallées dont la réponse est caractérisée par des réverbérations verticales (résonances 1D) et des propagations latérales d'ondes de surface bien distinctes, Bard and Bouchon (1985) ont introduit le concept de rapport de forme critique, défini comme le rapport entre l'épaisseur de sédiments maximale (H_{MT}) et la largeur de la vallée à mi-profondeur (W_T) (Fig. 5-11) :

$$SR = \frac{H_{MT}}{W_T} \quad (5-9)$$

A partir d'une étude paramétrique pour le mode SH, Bard and Bouchon (1985) ont défini un rapport de forme critique (SR_C) qui distingue une vallée caractérisée par une résonance 2D (lorsque $SR > SR_C$), d'une vallée caractérisée par une résonance 1D (lorsque $SR < SR_C$) :

$$SR_C = \frac{0.65}{\sqrt{C_v - 1}} \quad (5-10)$$

Ce rapport de forme critique (SR_C) est fonction du contraste de vitesses entre le substratum et les sédiments (C_v) et du type d'onde considéré (SH, SV ou P, Fig. 5-12) qui s'exprime dans le cas SH et SV par :

$$C_v = \frac{\beta_B}{\beta_s} \quad (5-11)$$

5-2.1.8 Rapport H/V et vallée 2D

Dans le cas d'une vallée 1D (rapport de forme SR inférieure au rapport de forme critique SR_C (Eq. 5-10)), la fréquence du pic du rapport spectral H/V donne une bonne estimation de la fréquence de résonance 1D du site (paragraphe 5-2.1.4). En revanche, dans de nombreuses vallées étroites ou sur les bords de bassins présentant des variations brutales d'épaisseur, les rapports H/V n'exhibent pas de pic mais présentent des formes en plateau (Uebayashi, 2003). Guillier et al. (2006) ont simulé le bruit de fond dans des structures 2D et 3D de manière à tester la pertinence de la technique H/V à donner des informations qualitatives et quantitatives pour de telles géométries. Cette étude montre que les courbes H/V exhibent des pics individuels dans la partie plate et au centre des bassins, et des formes en plateau de plus faible amplitude sur les bords. Pour ces géométries particulières, Guillier et al. (2006) ont suggéré de définir la fréquence $f_{H/V}$ comme étant la fréquence de coupure haute du plateau et ont montré que cette fréquence $f_{H/V}$ surestime généralement la fréquence de résonance théorique 1D. En effet, dans le cas de vallées 2D, il existe différentes fréquences de résonance suivant le mode (et donc la composante) considéré avec une fréquence de résonance 2D supérieure à celle 1D (paragraphe 5-2.1.5).

Dans des bassins 2D, il est donc préconisé de calculer séparément les rapports spectraux axial sur vertical (A/V) et perpendiculaire sur vertical (P/V) (Roten et al., 2006). En effet, au centre du bassin, l'amplification maximale autour de f_{SH} sur la composante axiale et autour de f_{SV} sur la composante perpendiculaire associée à une amplification tendant vers 0 sur la composante verticale permet de distinguer la fréquence de résonance du mode SH (f_{SH}) sur les rapports A/V et celle du mode SV (f_{SV}) sur les rapports P/V au centre de la vallée (Roten et al., 2006).

Par le même raisonnement, les rapports A/V et P/V devraient être plats vers les bords du bassin. Le rapport A/V n'a cependant, en théorie, aucun sens physique car l'amplitude sur la composante verticale n'est aucunement en relation avec le mode SH. Il est cependant calculé car il aide à l'interprétation tout en gardant en mémoire que les fréquences mesurées peuvent être légèrement décalées à cause de la contribution du mode SV provenant de la composante verticale. Ainsi, dans une vallée 2D, Roten et al., (2006) ont montré l'inadéquation d'utiliser la relation théorique 1D pour estimer la vitesse des ondes S ou l'épaisseur sédimentaire à partir des courbes H/V.

5-2.2 Description de l'étude

Au cours de cette étude, nous avons comparé les résultats des rapports spectraux H/V mesurés dans la basse vallée de la Romanche par des capteurs trois composantes 5 s et calculés sur le bruit synthétisé dans la vallée modélisée. Les objectifs de l'étude sont :

- (1) de valider le modèle (épaisseur, vitesse) déduit des mesures géophysiques (paragraphe 5-1.3.3) et
- (2) de comprendre les valeurs de fréquences déterminées sur les courbes H/V (f_{HV}).

Cependant, le faible nombre d'études sur les résonances 2D (travaux numériques de Bard and Bouchon, 1985 et de Paolucci, 1999 ; observations de Hobiger (2005), de Roten et al. (2006), de Cornou et al. (2004)) et sur les résonances 3D (travaux numériques de Rial (1989) et de Riepl (1992)) par manque de compréhension et de bonnes données a rendu cette étude délicate.

5-2.2.1 Campagnes expérimentales

Deux campagnes expérimentales ont été réalisées au cours de cette étude. Une première, réalisé en Mai 2006, a permis d'enregistrer le bruit de fond sismique ambiant pendant 1800 s sur 18 capteurs individuels répartis le long d'un profil longitudinal (profil P) et situés, si possible, au milieu de la vallée (P-1 à P-18, Tableau 5-3 et Fig. 5-13a). Lors d'une deuxième campagne effectuée en Novembre 2007, 9 capteurs ont été déployés suivant un profil transversal à la vallée (profil T3), au centre du bassin de Séchilienne (T3-1 à T3-9, Tableau 5-3 et Fig. 5-13a). Ils ont mesuré le bruit de fond ambiant durant 1800 s.

5-2.2.2 Simulation numérique

Des simulations numériques du bruit de fond ont été réalisées sur le modèle géométrique et sismique de la basse vallée de la Romanche obtenu par prospection géophysique (paragraphe 5-1.3.3). Le bruit synthétique a été calculé en 60 points selon 3 directions (Nord-Sud, Est-Ouest et verticale) à la surface des sédiments pendant 360 s (8 simulations de 45 s chacune). Les 60 points de mesures du bruit synthétique se répartissent en 5 profils distincts, le profil longitudinal P et le profil transversal dans le bassin de Séchilienne T3 sur lesquels le bruit de fond ambiant a été mesuré lors des campagnes expérimentales (paragraphe 5-2.2.1), plus trois autres profils transversaux dans le bassin de Séchilienne (T1, T2 et T4) (Tableau 5-3 et Fig. 5-13a).

La première étape consiste à définir le modèle en terme (i) d'épaisseur des couches de sédiments ($H(x,y)$) en fonction des coordonnées spatiales (x et y) et (ii) de caractéristiques géophysiques : vitesses des ondes P et S ($\alpha(z)$ et $\beta(z)$) et géotechnique : densité ($\rho(z)$) en fonction de la profondeur (z).

Le modèle utilisé consiste en une grille (x, y, z) de 13410 x 13410 x 480 m avec une résolution horizontale de 30 m centré autour du village de Séchilienne ayant pour caractéristique l'épaisseur sédimentaire ($H(x,y)$). Les couples (x, y) situés hors de la vallée modélisée sont associés à une épaisseur nulle ($H=0$). A partir des mesures de prospection sismique active et passive (paragraphe 5-1.3.3), l'épaisseur maximale au centre de la vallée ($D_T = L_T$) (Fig. 5-11) (H_{MT}) (Fig.5-13b) est estimée pour différentes positions longitudinales (D_L). L'épaisseur dans le sens transversal est ensuite déduite en appliquant une fonction sinusoïdale entre les deux bords du bassin de demi-période $2L_T$ et d'amplitude H_{MT} (Fig. 5-11 et Fig. 5-13). A chaque point de la grille est enfin associée une valeur d'épaisseur ($H(x,y)$) par krigeage des différents couples déterminés précédemment. La géométrie de la vallée est présentée à la figure 5-13.

Nous avons choisi de découper la vallée en quatre parties présentant des caractéristiques géométriques (profondeur maximale longitudinale H_{ML} , largeur dans le sens longitudinal $2L_L$) significativement différentes (Fig. 5-13b) :

- (1) le bassin de l'Ile Falcon (*IF Basin*) entre les points P-01 et P-04 ;
- (2) la vallée à l'aval du bassin de Séchilienne (*downstream*) entre les point P-05 et P-09 ;
- (3) le bassin de Séchilienne (*BS Basin*) entre les points P-10 et P-14 ;
- (4) la vallée à l'amont du bassin de Séchilienne (*upstream*) entre les point P-15 et P-18.

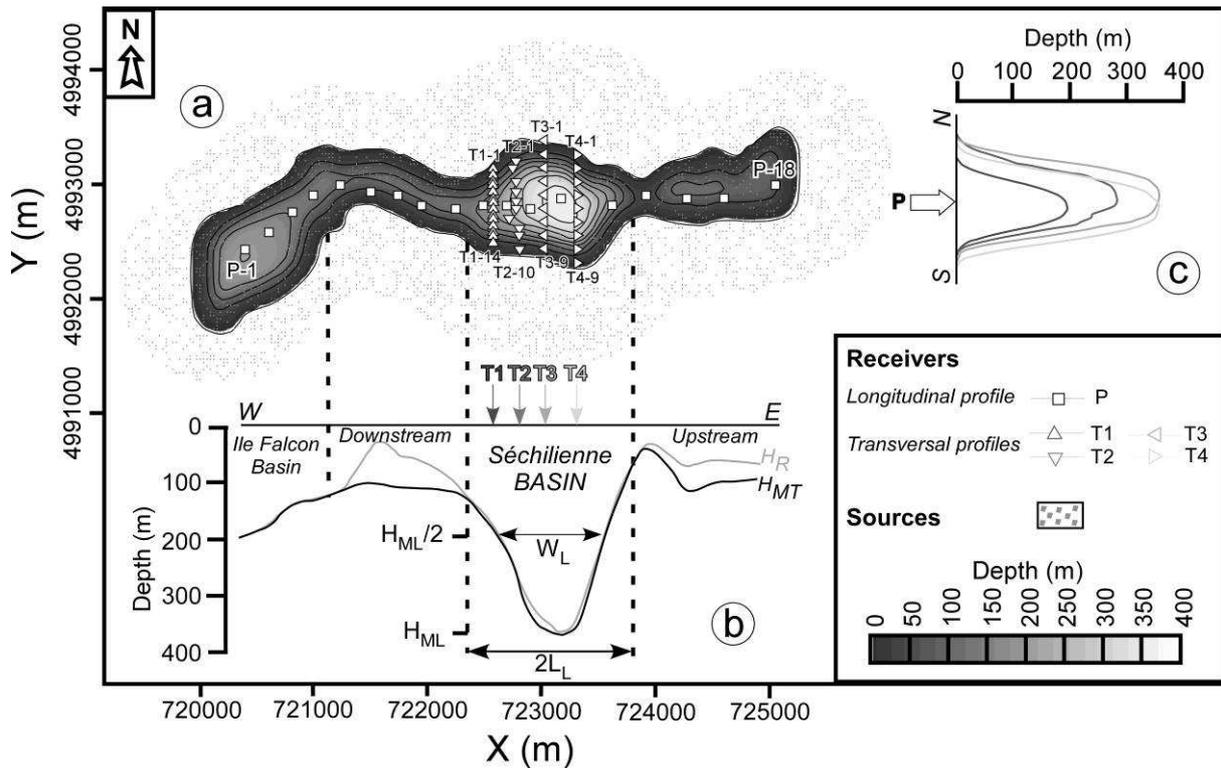


Fig. 5-13: (a) Géométrie 3D de la basse vallée de la Romanche et localisation des capteurs et des sources utilisés dans la modélisation. (b) Coupe le long du profil longitudinal (profil P) ; H_R : profondeur sédimentaire sous les capteurs ; H_{MT} : profondeur sédimentaire maximale au centre de la vallée dans le sens transversal ; H_{ML} : profondeur sédimentaire maximale au centre de la vallée dans le sens longitudinal ; $2L_L$: largeur du bassin dans le sens longitudinal ; W_L : largeur du bassin à mi-profondeur dans le sens longitudinal. (c) Coupe le long des profils transversaux (profils T1 à T4).

Page suivante :

Tableau 5-3: Caractéristiques géométriques et géophysiques du modèle sous les différents capteurs ; D : distance longitudinale depuis P-01 ; H_R : profondeur sédimentaire sous les capteurs ; H_{MT} : profondeur sédimentaire maximale au centre de la vallée dans le sens transversal ; $2L_T$: largeur transversale de la vallée ; W_T : largeur transversale à mi-profondeur maximale de la vallée ; D_T : distance transversale à partir du bord Nord de la vallée ; X_T : distance transversale entre le centre de la vallée et le capteur ; H_{ML} : profondeur sédimentaire maximale au centre de la vallée dans le sens longitudinal ; $2L_L$: largeur du bassin dans le sens longitudinal ; W_L : largeur du bassin à mi-profondeur dans le sens longitudinal ; D_L : distance longitudinale à partir du bord Ouest de la vallée ; X_L : distance longitudinale entre le centre de la vallée et le capteur ; $\beta_{Sn}, \beta_{S1}, \beta_S$: vitesse des ondes S de la couche superficielle, profonde et moyenne des sédiments ; β_B : vitesse des ondes S du substratum ; Z^+, Z^-, Z : contraste d'impédance maximum, minimum et moyen ; $Cv^-, Cv^+, :$: Contraste de vitesse minimum, maximum.

Deuxième partie :
Caractérisation morphologique, structurale et géophysique de la basse vallée de la Romanche

NAME	TRANSVERSE (North-South)										LONGITUDINAL (West-East)														
	D	H _k	H _{HT}	2L _T	W _T	D _T	H _{HT} /W _T	X _T	X _T /L _T	H _{HT} /W _T	H _{HT} /W _L	X _L	X _L /L _L	β _{HT}	β _{H1}	β _S	β _S	Z ⁺	Z ⁻	Z	Cv ⁺	Cv ⁻	Cv [*]		
P-01	0	200	200	950	580	410	0.34	-85	-0.14			-400	-0.40	300	806	677	2000	88	3.3	3.9	2.5	6.7	6.7		
P-02	260	180	180	870	550	365	0.33	-70	-0.16			-160	-0.16	300	801	659	2000	88	3.3	4.0	2.5	6.7	6.7		
P-03	530	140	140	720	360	315	0.39	-45	-0.13		0.13	120	0.12	300	787	619	2000	88	3.3	4.3	2.5	6.7	6.7		
P-04	770	130	130	670	320	310	0.41	-25	-0.07			360	0.36	300	782	608	2000	88	3.4	4.3	2.6	6.7	6.7		
Moyenne							0.37																	4.6	
Ecart type							0.04																		2.2
P-05	1025	105	110	610	290	395	0.38	90	0.30			-460	-0.51	300	767	576	2000	88	3.4	4.6	2.6	6.7	6.7		
P-06	1300	30	100	500	230	395	0.43	145	0.58			-180	-0.20	300	568	421	2000	88	4.5	6.2	3.4	6.7	6.7		
P-07	1545	55	110	520	240	365	0.46	105	0.40		0.08	60	0.07	300	696	460	2000	88	3.8	5.4	2.9	6.7	6.7		
P-08	1770	65	110	510	230	330	0.48	75	0.29			-300	-0.33	300	718	511	2000	88	3.7	5.1	2.8	6.7	6.7		
P-09	2075	110	120	500	250	280	0.48	30	0.12			950	0.64	300	770	583	2000	88	3.4	4.5	2.6	6.7	6.7		
Moyenne							0.45																		4.8
Ecart type							0.04																		2.0
P-10	2315	160	170	720	360	320	0.47	-40	-0.11			-635	-0.65	300	795	640	2000	88	3.3	4.1	2.5	6.7	6.7		
T1-01	10	10	10	80	55	55		-355	-0.87			300	279	320	2000	88	8.2	9.4	8.2	7.2	6.7	6.7			
T1-02	35	35	35	115	115	115		-295	-0.72			300	620	438	2000	88	4.2	6.0	4.2	6.0	3.2	6.7	6.7		
T1-03	80	80	80	175	175	175		-235	-0.57			300	741	538	2000	88	3.5	4.9	2.7	6.7	6.7	6.7			
T1-04	105	105	105	205	205	205		-205	-0.50			300	767	576	2000	88	3.4	4.6	2.6	6.7	6.7	6.7			
T1-05	150	150	150	265	265	265		-145	-0.35			300	791	630	2000	88	3.3	4.2	2.5	6.7	6.7	6.7			
T1-06	175	175	175	325	325	325		-85	-0.21			300	800	655	2000	88	3.3	4.0	2.5	6.7	6.7	6.7			
T1-07	185	185	185	355	355	355	0.43	-55	-0.13			300	803	664	2000	88	3.3	4.0	2.5	6.7	6.7	6.7			
T1-08	2410	190	190	820	440	415		5	0.01			-540	-0.72	300	804	668	2000	88	3.3	3.9	2.5	6.7	6.7		
T1-09	185	185	185	475	475	475		65	0.16			300	803	664	2000	88	3.3	4.0	2.5	6.7	6.7	6.7			
T1-10	175	175	175	505	505	505		95	0.23			300	800	655	2000	88	3.3	4.0	2.5	6.7	6.7	6.7			
T1-11	145	145	145	565	565	565		165	0.38			300	789	625	2000	88	3.3	4.2	2.5	6.7	6.7	6.7			
T1-12	90	90	90	625	625	625		215	0.52			300	753	554	2000	88	3.5	4.7	2.7	6.7	6.7	6.7			
T1-13	65	65	65	655	655	655		245	0.60			300	718	511	2000	88	3.7	5.1	2.8	6.7	6.7	6.7			
T1-14	20	20	20	715	715	715		305	0.74			300	468	361	2000	86	3.4	6.9	4.1	6.7	6.7	6.7			
P-11	2535	230	230	910	460	420	0.50	-35	-0.08			-415	-0.55	300	812	701	2000	88	3.2	3.8	2.5	6.7	6.7		
T2-01	85	85	85	200	200	200		-350	-0.64			300	748	547	2000	88	3.5	4.8	2.7	6.7	6.7	6.7			
T2-02	115	115	115	265	265	265		-265	-0.52			300	774	589	2000	88	3.4	4.5	2.6	6.7	6.7	6.7			
T2-03	240	240	240	390	390	390		-160	-0.29			300	814	708	2000	88	3.2	3.7	2.5	6.7	6.7	6.7			
T2-04	270	270	270	480	480	480		-70	-0.13			300	818	733	2000	88	3.2	3.6	2.4	6.7	6.7	6.7			
T2-05	275	275	275	570	570	570	0.50	20	0.04			300	819	733	2000	88	3.2	3.6	2.4	6.7	6.7	6.7			
T2-06	2630	270	270	630	630	630		80	0.15			-320	-0.43	300	818	730	2000	88	3.2	3.6	2.4	6.7	6.7		
T2-07	225	225	225	740	740	740		190	0.35			300	811	697	2000	88	3.2	3.5	2.4	6.7	6.7	6.7			
T2-08	175	175	175	865	865	865		315	0.57		0.53	300	800	655	2000	88	3.3	4.0	2.5	6.7	6.7	6.7			
T2-09	100	100	100	925	925	925		375	0.68			300	762	569	2000	88	3.5	4.6	2.6	6.7	6.7	6.7			
T2-10	10	10	10	1045	1045	1045		495	0.90			300	279	320	2000	88	8.4	8.2	7.2	6.7	6.7	6.7			
P-12	2750	320	350	1050	650	620	0.54	95	0.18			-200	-0.27	300	823	761	2000	88	3.2	3.5	2.4	6.7	6.7		
T3-01	5	5	5	10	10	10		-515	-0.98			300	300	269	2000	88	8.8	9.8	8.8	6.7	6.7	6.7			
T3-02	80	80	80	130	130	130		-395	-0.75			300	741	538	2000	88	3.5	4.9	2.7	6.7	6.7	6.7			
T3-03	240	240	240	250	250	250		-275	-0.52			300	814	708	2000	88	3.2	3.7	2.5	6.7	6.7	6.7			
T3-04	385	385	385	370	370	370		-155	-0.30			300	825	770	2000	88	3.2	3.4	2.4	6.7	6.7	6.7			
T3-05	2870	345	350	630	630	630	0.57	-35	-0.07			-80	-0.11	300	825	776	2000	88	3.2	3.4	2.4	6.7	6.7		
T3-06	300	300	300	610	610	610		85	0.16			300	821	749	2000	88	3.2	3.5	2.4	6.7	6.7	6.7			
T3-07	160	160	160	850	850	850		325	0.62			300	795	640	2000	88	3.3	4.1	2.5	6.7	6.7	6.7			
T3-08	25	25	25	970	970	970		445	0.85			300	546	402	2000	88	4.8	6.5	3.7	6.7	6.7	6.7			
P-13	3045	365	370	1050	640	600	0.58	-35	-0.07			95	0.13	300	827	787	2000	88	3.2	3.3	2.4	6.7	6.7		
T4-01	15	15	15	55	55	55		-470	-0.90			300	405	354	2000	88	6.5	7.4	4.9	6.7	6.7	6.7			
T4-02	120	120	120	175	175	175		-350	-0.67			300	777	596	2000	88	3.4	4.4	2.6	6.7	6.7	6.7			
T4-03	260	260	260	295	295	295		-230	-0.44			300	817	723	2000	88	3.2	3.6	2.4	6.7	6.7	6.7			
T4-04	3195	340	340	415	415	415		-110	-0.21			245	0.33	300	825	773	2000	88	3.2	3.4	2.4	6.7	6.7		
T4-05	350	350	350	600	600	600	0.58	10	0.02			300	826	779	2000	88	3.2	3.4	2.4	6.7	6.7	6.7			
T4-06	335	335	335	655	655	655		130	0.25			300	825	770	2000	88	3.2	3.4	2.4	6.7	6.7	6.7			
T4-07	250	250	250	775	775	775		250	0.48			300	815	716	2000	88	3.2	3.7	2.5	6.7	6.7	6.7			
T4-08	95	95	95	895	895	895		370	0.70			300	758	582	2000	88	3.5	4.7	2.6	6.7	6.7	6.7			
T4-09	5	5	5	1015																					

A partir du profil de vitesse obtenu lors de l'interprétation des profils sismiques (Fig. 5-7d et 5-8b), un modèle géophysique et géotechnique est déduit au centre du bassin de Séchilienne (Tableau 5-4 et Fig. 5-14, traits pointillés).

Depth (m)	α (m/s)	β (m/s)	ρ (kg/m ³)	Interprétation géologique
0 -10	600	300	1900	Sédiments fluviaux insaturés
10 -20	1400	600	1900	Sédiments fluviaux saturés
20 - 120	2200	800	1900	Sédiments fluviaux glaciaires saturés
120 - 170	2300	840	1900	Sédiments fluviaux glaciaires saturés
170 - 270	2400	880	1900	Sédiments fluviaux glaciaires saturés
270 - 370	2500	920	1900	Dépôts glaciaires
> 370	4000	2000	2500	Substratum

Tableau 5-4: Caractéristiques géophysique et géotechnique déduites de l'interprétation des profils de sismiques réalisés au centre du bassin de Séchilienne. α : vitesse des ondes P ; β : vitesse des ondes S ; ρ : densité.

Ce modèle est ensuite étendu à l'ensemble de la vallée en faisant l'hypothèse d'une couche superficielle d'épaisseur constante de 10 m (correspondant à la zone non saturée comme le suggère la vitesse des ondes P qui passe de 600 à 1400 m/s (Tableau 5-4)) surmontant 5 couches dont l'épaisseur est ajustée linéairement en fonction de l'épaisseur totale de sédiments (H). De manière à avoir un modèle de vitesse le plus simple possible et dont la vitesse ne dépend que de la profondeur (z), le modèle de vitesse (V) en onde S (β) ou en onde P (α) des cinq couches profondes est lissé par une loi exponentielle :

$$V = a e^{-b/z} \quad (5-12)$$

La loi exponentielle a été utilisée car le gradient de vitesse est très important à la surface et devient faible à grande profondeur (Tableau 5-4). Cette loi n'est donc pas significativement différente d'une loi puissance couramment utilisée (Ohrnberger et al., 2004) ($V = cz^d$) avec $c = a$ et d très petit.

Les caractéristiques géophysique et géotechnique du modèle utilisé sont résumées en Tableau 5-5 et en Fig. 5-14, traits pleins.

z (m)	β (m/s)		α (m/s)		ρ (kg/m ³)
	a	b	a	b	
0 - 10	300	0	600	0	1900
10 - H	852.2	11.16	2370.5	14.52	1900
> H	2000	0	4000	0	2500

Tableau 5-5: Caractéristiques géophysique et géotechnique utilisées dans notre modèle. z : profondeur ; β : vitesse des ondes S ; α : vitesse des ondes P ; ρ : densité.

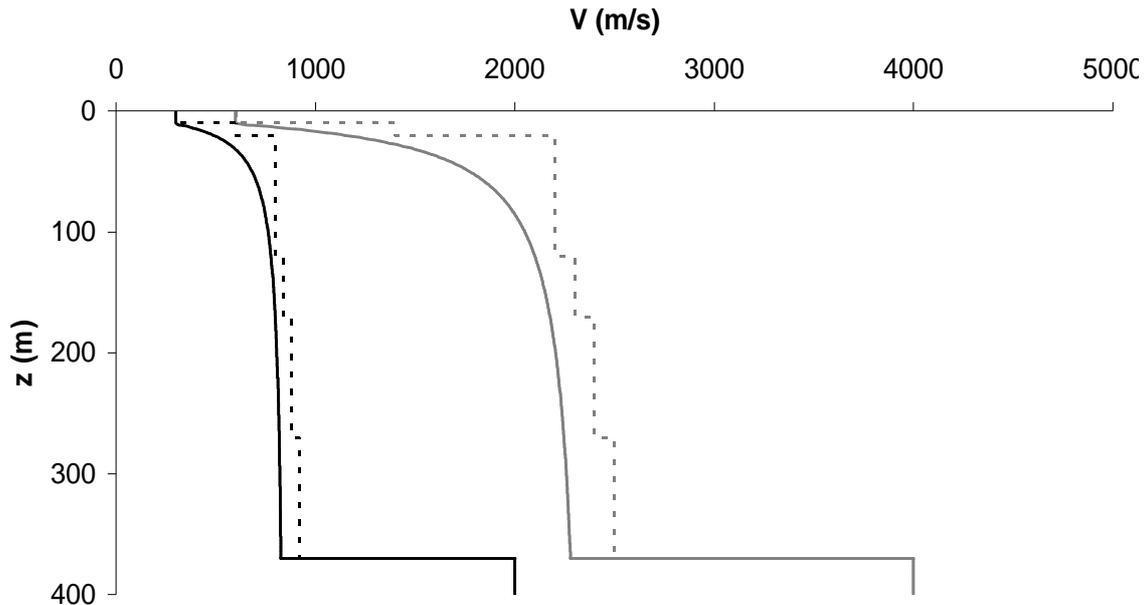


Fig. 5-14: Profils de vitesses des ondes S (noir) et des ondes P (gris) issus de l'interprétation des profils sismiques au centre du bassin (trait pointillé) et lissé pour la modélisation de la vallée (trait plein) pour une épaisseur de sédiments (H) de 370 m.

La simulation numérique du bruit de fond a ensuite été réalisée sur ce modèle grâce au programme *NOISE* développé durant le projet *SESAME* (Moczo et al., 2002 ; Moczo et Kistek, 2002 ; Cornou et al. 2004). Les sources de bruit sont modélisées par des points forces dont les caractéristiques suivantes sont déterminées de façon aléatoire :

- (1) position dans le plan (x,y), toutes les sources étant à la surface (z=0) ;
- (2) direction et amplitude de la force ;
- (3) temps d'occurrence ;
- (4) fonction source temporelle (avec un spectre en énergie plat entre 0.3 et 3 Hz) qui est soit (i) un signal de type Dirac pour modéliser des sources impulsives et transitoires (comme le passage d'une voiture ou le pas d'un homme) ou (ii) un signal de type mono chromatique pour modéliser des sources avec un contenu fréquentiel donné (comme des machines industrielles).

Le champ d'onde généré par ces sources est ensuite propagé dans le modèle à l'aide d'un algorithme de différences finies de type DVS (Displacement Velocity Stress) précis au 4^{ème} ordre en espace et au 2^{ème} ordre en temps. Les équations du mouvement sont résolues pour des milieux visco-élastiques hétérogènes présentant des discontinuités latérales et une surface libre (Moczo and Kistek, 2002).

Dans cette étude, 8 séquences de bruit de 45 s ont été simulées entre 0.3 et 3 Hz. En effet, pour des raisons de stabilité numérique, il est actuellement difficile de simuler le bruit de fond à des fréquences élevées (Moczo and Kistek, 2002). Les sources sont majoritairement localisées hors de la vallée (voir les positions des sources pour la simulation 1, Fig. 5-13a) de manière à éviter des interférences avec les récepteurs.

5-2.3 Fréquences de résonance et d'ellipticité des ondes de Rayleigh en 1D

De manière à calculer la fréquence de résonance théorique (Dobry et al. 1976) et la fréquence de l'ellipticité des ondes de Rayleigh (Wathelet, 2003) dans le cas 1D au droit de chaque récepteur sur l'épaisseur totale de sédiments (H_R), il est nécessaire de discrétiser le modèle de vitesse. Nous avons choisi de considérer 11 couches ($n = 11$) (Fig. 5-10), la couche superficielle ($i = 11$) ayant une épaisseur ($H_{11} = 10$ m) et des caractéristiques géophysiques ($\beta_{11} = 300$ m/s et $\alpha_{11} = 600$ m/s) constantes quelle que soit H_R et les 10 autres ($i = 1$ à 10) étant ajustées en fonction de H_R avec les caractéristiques suivantes :

- (1) une épaisseur identique donnée par la formule suivante :

$$H_i = \frac{H_R - H_{11}}{10} \quad (5-13)$$

- (2) des caractéristiques géophysiques, supposées constantes dans chaque couche, déterminées par la formule de vitesse (Eq. 5-12 et Tableau 5-5) pour la profondeur prise au milieu de la couche i (z_{mi}) (Eq. 5-14 et Fig. 5-10).

$$z_{mi} = \sum_{i=i+1}^n H_i + \frac{H_i}{2} \quad (5-14)$$

Les deux fréquences théoriques (f_0 et f_{ell}) sont alors calculées pour différentes valeurs de H_R (Fig. 5-15).

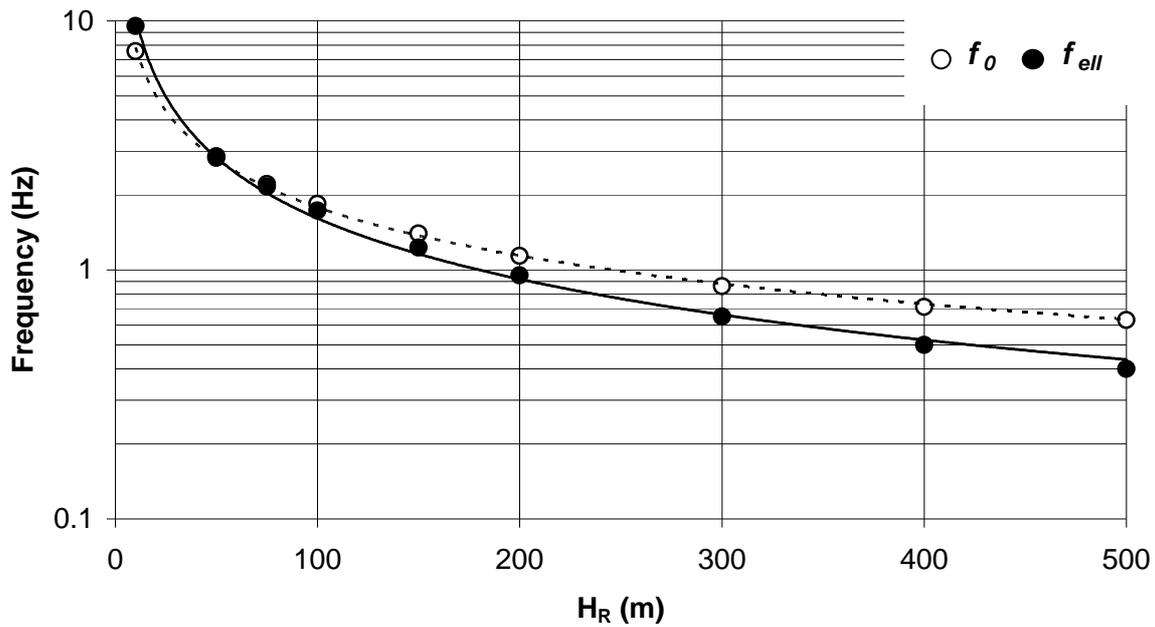


Fig. 5-15: Fréquences théoriques 1D de résonance (f_0 , cercle noir) et d'ellipticité des ondes de Rayleigh (f_{ell} , cercle blanc) en fonction de 9 épaisseurs de sédiments (H_R) variant de 10 à 500 m. Les courbes correspondent aux lois puissances déduites. Trait plein : fréquence de résonance (Eq. 5-15, $R^2 = 0.996$). Trait pointillé : fréquence d'ellipticité (Eq. 5-16, $R^2 = 0.999$).

Une relation puissance entre les fréquences 1D et les épaisseurs de sédiments peut ainsi être déduite :

$$f_0 = 67.5 H_R^{-0.81} \quad (5-15)$$

$$f_{ell} = 34.4 H_R^{-0.64} \quad (5-16)$$

5-2.4 Comparaison des courbes H/V mesurées et simulées

5-2.4.1 Comparaison des spectres

Les spectres de Fourier du bruit de fond mesuré et simulé à la station P-12 ont été calculés (Fig. 5-16). Ces spectres sont significativement différents. Le bruit réel (mesuré entre 0.3 et 10 Hz) se caractérise principalement par un contenu fréquentiel basse fréquence (< 0.9 Hz) tandis que le bruit synthétique (calculé entre 0.3 et 3 Hz) présente principalement un contenu fréquentiel haute fréquence (> 0.9 Hz) (Fig. 5-16). Le contenu fréquentiel basse fréquence observé sur le spectre du bruit de fond mesuré signifie que l'origine du bruit de fond est majoritairement naturelle dans la vallée (paragraphe 5-2.1.1).

Cette différence s'explique par plusieurs facteurs. Tout d'abord, la fonction source a un spectre en énergie plat entre 0.3 et 3 Hz (paragraphe 5-2.2.2) et les sources étant superficielles, la majorité de l'énergie se propage dans les sédiments et celle passant dans le substratum est dissipée et n'est pas réintroduit dans les sédiments car ce dernier est modélisé comme un demi-espace homogène (sans gradient de vitesse). De plus, l'effet de filtrage passe haut de la structure fait que le bruit simulé contient très peu d'énergie à basse fréquence. Enfin, pour obtenir un contenu spectral basse fréquence, il aurait fallu introduire des sources lointaines et naturelles à basse fréquence (paragraphe 5-2.1.1) ce qui, pour des raisons de stabilité numérique ne peut être fait actuellement.

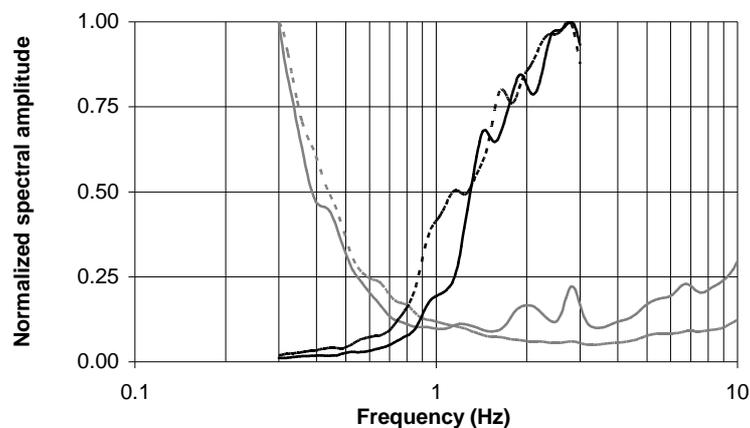


Fig. 5-16: Comparaison entre l'amplitude du spectre de Fourier pour la composante verticale (trait plein) et la moyenne des composantes horizontales (trait pointillé) du bruit simulé (noir) et mesuré (gris) à la station P-12 (Fig. 5-13).

5-2.4.2 Profil longitudinal P

Le profil longitudinal P (Fig. 5-13) des rapports spectraux H/V mesurés (Fig. 5-17a) a été étudié dans le paragraphe 5-1.3.3. Deux zones présentant des formes de courbes H/V différentes ont été mises en évidence :

- (1) à l'aval (IF Basin et downstream, Fig. 5-17) et à l'amont (upstream, Fig. 5-17) du bassin de Séchilienne ($D = 0$ à 2200 m (P-01 à P-09) et 3700 à 5000 m (P-15 à P-18)), les rapports H/V présentent un pic bien défini d'amplitude supérieure à 4 ;
- (2) dans le bassin de Séchilienne (Séchilienne basin, Fig. 5-17) ($D = 2200$ à 3700 m (P-10 à P-14)), les rapports H/V ne présentent pas de pic mais plutôt une forme de plateau avec une amplitude supérieure à 3 sur une gamme étendue de fréquences allant de 0.3 Hz jusqu'à une limite haute définie comme la fréquence $f_{H/V}$ (Guillier et al., 2006) ; les capteurs situés aux limites Ouest (P-09) et Est (P-14) du bassin (variation brutale de l'épaisseur de sédiments) (Fig. 5-13b) montrent un rapport H/V plat (< 2).

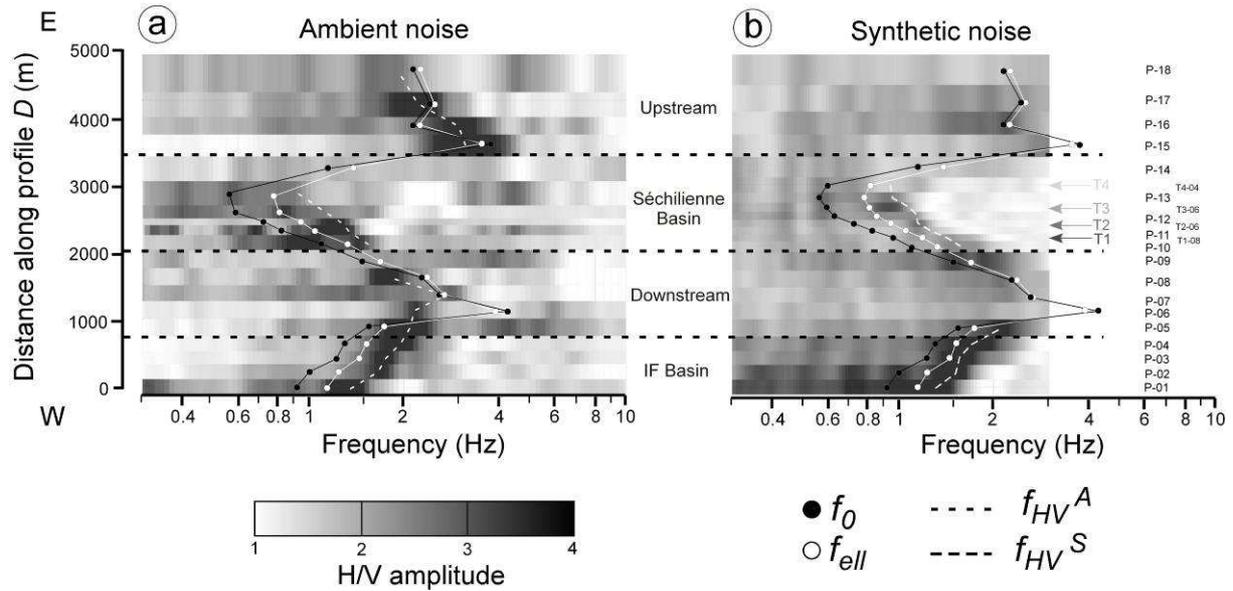


Fig. 5-17: Comparaison des rapports H/V le long du profil longitudinal P. Amplitude du rapport H/V en fonction de la distance le long du profil D et de la fréquence pour (a) le bruit ambiant mesuré et (b) le bruit synthétique. D : distance depuis P-01. f_0 : fréquence de résonance 1D. f_{ell} : fréquence d'ellipticité des ondes de Rayleigh. f_{HV}^A : fréquence du pic du rapport HV pour le bruit ambiant mesuré. f_{HV}^S : fréquence du pic du rapport HV pour le bruit synthétique. Les traits pointillés noirs délimitent les 4 zones définies, le bassin de l'Ile Falcon (IF Basin), le bassin aval au bassin de Séchilienne (downstream), le bassin de Séchilienne (Séchilienne Basin) et le bassin amont au bassin de Séchilienne (upstream).

Les rapports spectraux H/V du bruit de fond ambiant calculés à partir du bruit de fond synthétique (Fig. 5-17b) confirme cette distinction. Si l'on excepte les points P-06 à P-09 et P-15 à P-18 qui présentent un rapport H/V synthétique plat (< 2), la forme générale des rapports H/V entre les mesures et la modélisation présente de fortes similitudes aussi bien en terme de forme (un pic bien marqué d'amplitude élevée à l'aval du bassin de Séchilienne, une amplitude plus faible dans le bassin de Séchilienne et une forme plate sur les bords du bassin de Séchilienne) qu'en terme de fréquences f_{HV} (trait pointillé blanc, Fig. 5-17). L'écart relatif entre ces mesures (Δf_{HV} , Eq. 5-17) est inférieur à 10 % avec une moyenne de 5 ± 3.3 % sur l'ensemble des points où les fréquences f_{HV} du bruit ambiant mesuré (f_{HV}^A) et synthétique (f_{HV}^S) ont pu être déterminées simultanément (Tableau 5-6).

$$\Delta f_{HV} = \frac{|f_{HV}^A - f_{HV}^S|}{f_{HV}^A} \quad (5-17)$$

Capteur		f_{HV}^A (Hz)	f_{HV}^S (Hz)	Δf_{HV} (%)	f_0 (Hz)	f_{ell} (Hz)	Δf_{ID} (%)	Δf_{HV-ID}
IF Basin	P-01	1.35	1.31	3.0	0.92	1.16	25.4	-44.0
	P-02	1.65	1.52	7.9	1.01	1.24	23.2	-57.6
	P-03	1.75	1.58	9.7	1.23	1.46	18.1	-35
	P-04	1.95	1.76	9.7	1.31	1.53	16.6	-41.7
	Moyenne			7.6 ± 3.2			20.8 ± 4.2	-44.6 ± 9.5
Downstream	P-05	2.10	2.11	0.5	1.56	1.75	12.4	-35.2
	P-06	2.20	-	-	4.29	3.90	-9.1	48.8
	P-07	2.82	-	-	2.63	2.65	0.7	-7.3
	P-08	1.99	-	-	2.30	2.38	3.6	13.3
	P-09	-	-	-	1.50	1.70	13.3	-
Moyenne						4.2 ± 9.2	4.9 ± 35.4	
Séchilienne Basin	P-10	1.45	1.48	2.1	1.11	1.34	20.8	-32.4
	P-11	1.23	1.16	5.7	0.82	1.06	28.5	-44.9
	T2-06	1.21	1.15	5.0	0.72	0.96	32.0	-62.9
	P-12	1.09	1.11	1.8	0.63	0.86	35.9	-74.3
	P-13	0.91	0.95	4.4	0.57	0.79	38.9	-63.9
	P-14	-	-	-	1.17	1.39	19.5	-
Moyenne			3.8 ± 1.7			29.2 ± 7.9	-55.7 ± 16.8	
Upstream	P-15	3.10	-	-	3.79	3.53	-6.7	18.2
	P-16	3.00	-	-	2.16	2.27	4.9	-38.8
	P-17	2.25	-	-	2.45	2.50	2.2	8.1
	P-18	1.97	-	-	2.16	2.27	4.9	8.9
Moyenne						1.3 ± 5.5	-0.9 ± 25.7	
Moyenne				5.0 ± 3.3				

Tableau 5-6: Comparaison des différentes fréquences obtenues sur le profil P. f_{HV}^A : fréquence du pic du rapport H/V du bruit de fond ambiant mesuré. f_{HV}^S : fréquence du pic du rapport H/V du bruit de fond synthétique. Δf_{HV} : écart relatif entre les fréquences f_{HV} (Eq. 5-17). f_0 : fréquence de résonance théorique 1D (Eq. 5-15). f_{ell} : fréquence d'ellipticité des ondes de Rayleigh 1D (Eq. 5-16). Δf_{ID} : écart relatif entre f_0 et f_{ell} (Eq. 5-18). Δf_{HV-ID} : écart relatif entre f_0 et la moyenne des fréquences f_{HV} (Eq. 5-19).

Deux principales différences peuvent être observées et expliquées entre les figures 5-17a et b :

- (1) Les points P-06 à P-09 et P-15 à P-18 présentent un rapport H/V plat sur la modélisation contrairement aux mesures où un pic bien marqué est présent à haute fréquence (> 2 Hz). Ce pic est dû à la faible épaisseur sédimentaire de la vallée (< 110 m) et ne peut par conséquent pas être observé sur la modélisation qui est limitée, pour des raisons numériques, à haute fréquence.
- (2) L'amplitude H/V pour les fréquences supérieures à la fréquence f_{HV} est faible et uniforme (~ 1) sur la modélisation contrairement aux mesures qui présentent une amplitude variable et plus élevée. Cette différence s'explique probablement par le modèle de vitesse qui a été lissé alors que des variations plus franches de vitesse existent en réalité notamment dans les couches superficielles (Fig. 5-14).

Cette forte similitude entre les rapports spectraux issus du bruit de fond ambiant mesuré et du bruit de fond synthétique confirme le modèle déduit de la prospection géophysique (paragraphe 5-1.3.3) à la fois en termes d'épaisseur de sédiments ($H(D)$) et de caractéristiques géophysiques (β et α).

Nous allons maintenant chercher à comprendre l'origine de l'amplitude du rapport H/V visible à la fois sur le bruit de fond ambiant mesuré et synthétique. Pour cela, nous avons calculé la fréquence de résonance théorique 1D (f_0 , points noirs Fig. 5-17, Eq. 5-15) et la fréquence d'ellipticité des ondes de Rayleigh (f_{ell} , points blancs Fig. 5-17, Eq. 5-16).

L'écart relatif entre ces deux fréquences (Δf_{1D}) a été calculé (Tableau 5-6) :

$$\Delta f_{1D} = \frac{f_{ell} - f_0}{f_0} \quad (5-18)$$

Nous observons une valeur de fréquence d'ellipticité (f_{ell}) nettement supérieure à la fréquence de résonance (f_0) dans les bassins de l'Ile Falcon et de Séchilienne, tandis que ces valeurs sont similaires à l'aval et à l'amont du bassin de Séchilienne (Fig. 5-17, Tableau 5-6). Cet écart relatif montre une forte dépendance avec le contraste d'impédance moyen (\bar{Z} , Eq. 5-6) (Fig. 5-18), et est d'autant plus grand, comme l'a montré Bonnefoy-Claudet (2004) (paragraphe 5-2.1.5), que \bar{Z} est faible. Dans la basse vallée de la Romanche, un contraste d'impédance moyen de 4.8 peut être établi comme la limite inférieure d'une bonne similitude (< 10 %) entre ces deux fréquences (Fig. 5-18), ce qui est en accord avec les travaux de Bonnefoy-Claudet (2004). Cette dépendance permet d'expliquer l'écart important observé dans les deux bassins. En effet, avec le modèle de vitesse choisi (Tableau 5-5), plus l'épaisseur sédimentaire H est grande (ce qui est le cas dans ces deux parties de la vallée (Fig. 5-13)), plus le contraste d'impédance sera faible et donc plus l'écart entre f_0 et f_{ell} sera grand. Inversement, à l'aval et à l'amont du bassin de Séchilienne, H est relativement faible (Fig. 5-13), générant un contraste d'impédance moyen (\bar{Z}) élevé et donc un faible écart entre ces deux fréquences (Tableau 5-6). L'ellipticité des ondes de Rayleigh ne peut donc pas, en tout cas dans toute la vallée, expliquer la fréquence du pic du rapport H/V. Dans la zone étudiée, nous fixerons comme une valeur limite un contraste d'impédance moyen de 4.8 en dessous de laquelle la fréquence du pic du rapport H/V n'est pas due à la polarisation horizontale du mode fondamental des ondes de Rayleigh.

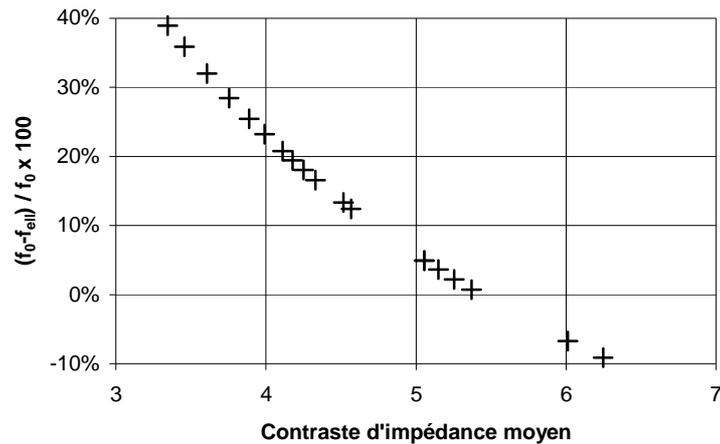


Fig. 5-18: Evolution de l'écart relatif entre la fréquence d'ellipticité des ondes de Rayleigh 1D et la fréquence de résonance des ondes S 1D et le contraste d'impédance moyen \bar{Z} .

Dans un second temps, nous allons comparer les fréquences du pic sur les rapports H/V du bruit de fond ambiant mesuré (f_{HV}^A) et synthétique (f_{HV}^S) (traits pointillés blancs, Fig. 5-17) et la fréquence de résonance théorique des ondes S pour un milieu 1D (f_0) (points noirs, Fig. 5-17a) par le calcul de l'écart relatif entre ces deux fréquences (Δf_{HV-1D}) :

$$\Delta f_{HV-1D} = \frac{f_0 - \text{Moyenne} (f_{HV}^A + f_{HV}^S)}{f_0} \quad (5-19)$$

Les valeurs obtenues pour Δf_{HV-1D} (Tableau 5-6) montrent des différences suivant les quatre zones définies permettant d'estimer le mode de résonance de la vallée :

- (1) Bassin de l'île Falcon : fréquences de résonance 1D inférieures de 35 à 60 % aux fréquences $f_{H/V}$ avec une moyenne de -44.6 ± 9.5 % (Tableau 5-6), ce qui semble indiquer un mode de résonance 2D.
- (2) Zone aval : variations brutales de Δf_{HV-1D} (de -35 à +50 %) (Tableau 5-6) qui peuvent s'expliquer par la position des capteurs transversalement à la vallée (Fig. 5-13a et Tableau 5-3, X_T/L_T). En effet, la fréquence de résonance 1D (f_0) dépend de l'épaisseur sédimentaire sous le capteur (H_R) alors que les fréquences de résonance 2D (f_{SH} et f_{SV}) sont uniquement fonction de l'épaisseur sédimentaire maximale (H_M) au centre de la vallée (paragraphe 5-2.1.6). Si pour un capteur localisé au centre de la vallée ($X_T/L_T = 0$), la fréquence de résonance 1D est inférieure aux fréquences 2D, elle peut être nettement supérieure pour un capteur localisé vers les bords de la vallée ($X_T/L_T \rightarrow 1$). Malgré un écart Δf_{HV-1D} moyen proche de 0 %, l'écart type important semble également indiquer un mode de résonance 2D dans cette partie de la vallée.

- (3) Bassin de Séchilienne : fréquences de résonance 1D inférieures de 30 à 75 % aux fréquences $f_{H/V}$ avec une moyenne de -55.7 ± 16.8 % (Tableau 5-6), suggérant à nouveau un mode de résonance 2D.
- (4) Zone amont : fréquences de résonance 1D sensiblement égales aux fréquences $f_{H/V}$ (moyenne de -0.9 ± 25.7 %, Tableau 5-6), en accord avec un mode de résonance 1D. L'écart important du point P-16 peut s'expliquer par une épaisseur locale de sédiments moins importante dans la réalité que dans le modèle.

A l'exception de la zone à l'amont du bassin de Séchilienne où la fréquence du pic H/V correspond à la fréquence de résonance des ondes S pour un milieu 1D (et, comme le contraste d'impédance moyen est élevé (> 4.8), à la fréquence d'ellipticité des ondes de Rayleigh 1D), la fréquence du pic des rapports H/V dans le reste de la vallée ne correspond pas à aucune de ces deux fréquences théoriques 1D, ce qui suggère des modes de résonance plus complexe (2D voire 3D) de la vallée. Dans la suite (paragraphe 5-2.5 et 5-2.6), nous chercherons à vérifier cette hypothèse de manière à expliquer la fréquence $f_{H/V}$ déterminée à la fois sur le bruit ambiant mesuré et synthétique.

5-2.4.3 Profil transversal T2

Un profil de 10 points de mesure a été réalisé transversalement à la vallée au centre du bassin de Séchilienne (T2, Fig. 5-13). Sur les courbes H/V du bruit de fond ambiant mesuré (Fig. 5-19a), on observe :

- (1) un rapport H/V plat (amplitude < 2) jusqu'à 400 m du bord nord du bassin (T2-01 à T2-03) ;
- (2) un rapport H/V en forme de plateau avec une amplitude supérieure à 4 qui se précise en pic bien marqué (T2-06) lorsque l'on se rapproche du centre du bassin, avec une fréquence $f_{H/V}$ sensiblement identique quelle que soit la position transversale dans la vallée (Tableau 5-7) ;
- (3) un rapport H/V avec une amplitude très élevée vers le bord Sud du bassin quelle que soit la fréquence (T2-07 à T2-10), lié à la présence de plusieurs structures superficielles (non modélisées) : une rivière endiguée (La Romanche), une route nationale semi enterrée (RN91) et des cônes de déjection imbriqués (cônes de Saint Barthélémy de Séchilienne) (Fig. 5-2 et 5-4, paragraphes 1-1.1 et 1-1.2).

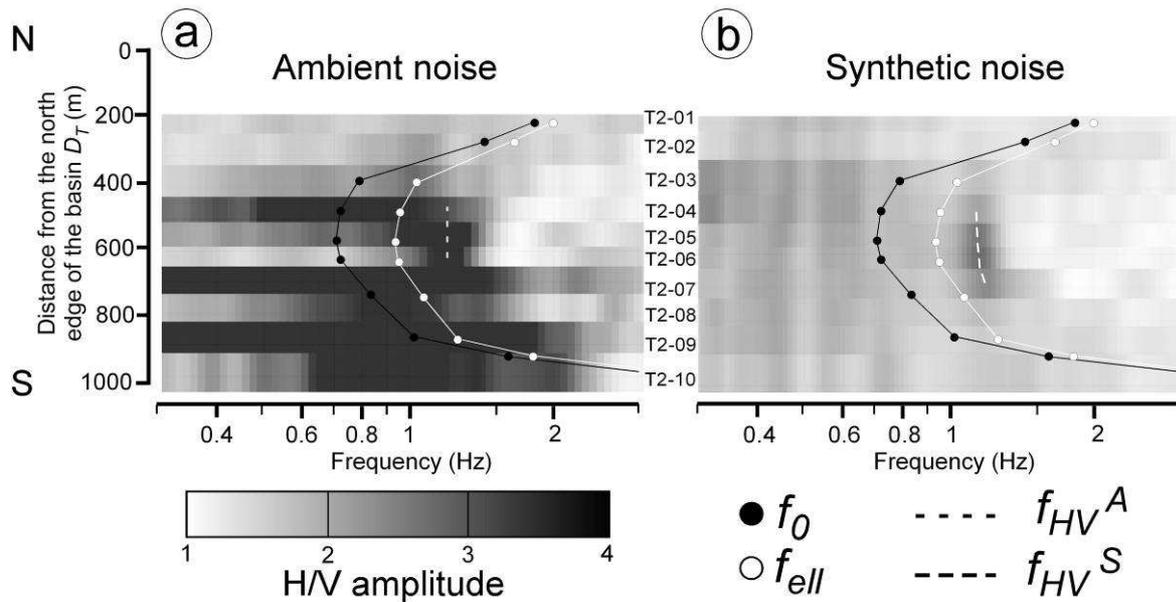


Fig. 5-19: Comparaison des rapports H/V du profil longitudinal T2. Amplitude du rapport H/V en fonction de la distance le long du profil D_T et de la fréquence pour (a) bruit ambiant mesuré et (b) bruit synthétique. D_T : distance transversale depuis le bord Nord du bassin. f_0 : fréquence de résonance 1D (Dobry et al., 1976). f_{ell} : fréquence d'ellipticité des ondes de Rayleigh (Wathelet, 2004). f_{HV}^A : fréquence du pic du rapport HV pour le bruit ambiant mesuré. f_{HV}^S : fréquence du pic du rapport HV pour le bruit synthétique.

La comparaison de ces rapports H/V avec ceux issus du bruit de fond synthétique (Fig. 5-19b) met en évidence plusieurs similitudes :

- (1) un rapport H/V plat (< 2) sur les bords de la vallée où l'épaisseur sédimentaire varie rapidement ;
- (2) un pic bien marqué, même si son amplitude (~ 3) est plus faible sur les données synthétiques que sur les rapports H/V issus du bruit de fond ambiant, au centre de la vallée où le fond sédimentaire est assez plat ;
- (3) une fréquence du pic obtenue sur les signaux synthétiques (f_{HV}^S) similaire à celle du pic des rapports H/V issus du bruit de fond ambiant (f_{HV}^A), avec un écart relatif (Δf_{HV-ID}) de $5.5 \pm 1.6 \%$ (Tableau 5.7).

De plus, les pics sur les rapports spectraux H/V du bruit ambiant et du bruit synthétique apparaissent pour le même capteur (T2-04), soit à une distance comprise entre 400 et 500 m du bord Nord du bassin. Cette correspondance confirme la forme de la coupe transversale de la vallée modélisée (Fig. 5-13c).

Capteur		f_{HV}^A (Hz)	f_{HV}^S (Hz)	Δf_{HV} (%)	f_0 (Hz)	f_{ell} (Hz)	Δf_{1D} (%)	Δf_{HV-1D}
Séchilienne Basin	T2-01	-	-	-	1.85	2.00	8.5	-
	T2-02	-	-	-	1.45	1.65	14.2	-
	T2-03	-	-	-	0.80	1.03	29.4	-
	T2-04	1.23	1.14	7.3	0.72	0.96	32.0	-63.6
	T2-05	1.20	1.15	4.2	0.71	0.94	32.4	-64.7
	T2-06	1.21	1.15	5.0	0.72	0.96	32.0	-62.9
	T2-07	-	1.20	-	0.84	1.07	28.0	-42.9
	T2-08	-	-	-	1.03	1.26	22.6	-
	T2-09	-	-	-	1.62	1.81	11.5	-
	T2-10	-	-	-	10.45	7.88	-24.6	-
Moyenne				5.5 ± 1.6				-58.5 ± 10.4

Tableau 5-7: Comparaison des différentes fréquences obtenues sur le profil T2. f_{HV}^A : fréquence du rapport H/V du bruit de fond ambiant mesuré. f_{HV}^S : fréquence du pic du rapport H/V du bruit de fond synthétique. Δf_{HV} : écart relatif entre les fréquences f_{HV} (Eq. 5-17). f_0 : fréquence de résonance théorique 1D (Eq. 5-15). f_{ell} : fréquence d'ellipticité des ondes de Rayleigh 1D (Eq. 5-16). Δf_{1D} : écart relatif entre f_0 et f_{ell} (Eq. 5-18). Δf_{HV-1D} : écart relatif entre f_0 et la moyenne des fréquences f_{HV} (Eq. 5-19).

La principale différence entre les courbes H/V issues du bruit de fond ambiant (Fig. 5-19a) et synthétique (Fig. 5-19b) concerne l'amplitude plus élevée à basse fréquence sur le capteur T2-04 pour le bruit de fond ambiant qui confère une forme de plateau à la forme des courbes H/V. Cette différence de forme résulte probablement d'une origine différente du bruit de fond entre les données réelles et synthétiques. En effet, les sources de bruit naturel n'ont pas été simulées. Ces sources apportant majoritairement une composante basse fréquence (< 1 Hz) (paragraphe 5-2.1.1), l'amplitude spectrale du bruit de fond synthétique est par conséquent négligeable dans cette gamme de fréquence contrairement à celle du bruit de fond ambiant (paragraphe 5-2.4.1) (Fig. 5-16).

Cette hypothèse est confirmée en comparant les rapports H/V mesurés à partir du bruit de fond ambiant pour un même capteur (T2-05) lors d'une mesure effectuée par vent fort d'une mesure effectuée par temps calme (Fig. 5-20). Par temps calme (courbe H/V rouge, Fig. 5-20), un pic bien marqué à 1.2 Hz apparaît avec une amplitude supérieure à 4 tandis que le rapport H/V est relativement plat à basse fréquence. En revanche, par vent fort (courbe H/V bleu, Fig. 5-20), le rapport H/V présente une forme en plateau avec une amplitude supérieur à 4 à basse fréquence. Néanmoins, comme proposé par Guillier et al. (2006) (paragraphe 5-2.1.8), la fréquence de limite haute du plateau correspond bien à la fréquence $f_{H/V}$.

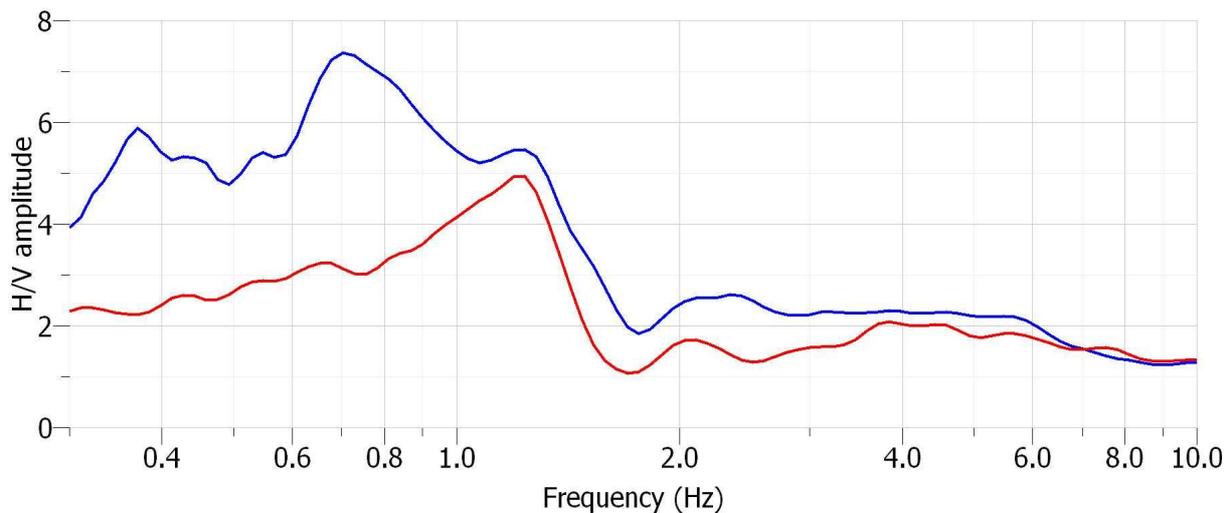


Fig. 5-20: Comparaison des rapports spectraux H/V du point T2-05 avec vent (bleu) et sans vent (rouge).

De plus, le calcul des fréquences théoriques 1D (f_0 , Eq. 5-15 et f_{ell} , Eq. 5-16) (Tableau 5-7, Fig. 5-20) permet de confirmer (paragraphe 5-2.4.2) que, dans le bassin de Séchilienne, (i) la fréquence d'ellipticité des ondes de Rayleigh est supérieure à la fréquence de résonance 1D et (ii) la fréquence du pic $f_{H/V}$ est nettement supérieur ($-58.5 \pm 10.4 \%$) à la fréquence de résonance des ondes S dans le cas 1D. L'écart relatif ($\Delta f_{H/V-1D}$) important ($-58.5 \pm 10.4 \%$) entre les fréquences du pic sur les rapports H/V du bruit de fond ambiant mesuré ($f_{H/V}^A$) et synthétique ($f_{H/V}^S$) et la fréquence de résonance théorique des ondes S pour un milieu 1D (f_0) confirme l'hypothèse d'un mode de résonance 2D ou 3D du bassin de Séchilienne.

5-2.4.4 Synthèse sur la comparaison des rapports spectraux H/V

A l'exception des capteurs localisés sur les bords des bassins, à l'aplomb de variations brusques d'épaisseur sédimentaire, les rapports spectraux H/V mesurés et calculés présentent un pic à une fréquence similaire. Cette concordance de fréquence de pic valide le modèle géométrique (Fig. 5-13) et géophysique (Tableau 5-5) déterminé pour la vallée. Cependant, l'origine de ce pic apparaît différente suivant la localisation dans la vallée. A l'amont du bassin de Séchilienne, la fréquence de ce pic correspond à la fréquence de résonance des ondes S pour un milieu 1D impliquant un mode de résonance 1D. Dans le reste de la vallée, la fréquence du pic H/V surestime la fréquence de résonance des ondes S pour un milieu 1D suggérant un mode de résonance complexe (2D ou 3D).

Ces observations sont en accord avec le critère de rapport de forme critique (SR_C) proposé par Bard and Bouchon (1985) (paragraphe 5-2.1.7). En effet, en reportant le rapport de forme transversal (H_{MT}/W_T , noir) et longitudinal (H_{ML}/W_L , blanc) en fonction du contraste de vitesse (C_v) pour les différentes zones (Fig. 5-21), la zone amont du bassin de Séchilienne est caractérisée par un mode de résonance 1D alors que les trois autres sont principalement caractérisées par un mode de résonance 2D dans le sens transversal. Il est à noter qu'en ce qui concerne le bassin de Séchilienne, le rapport de forme élevé dans le sens longitudinal suggère un mode de résonance 3D de ce bassin.

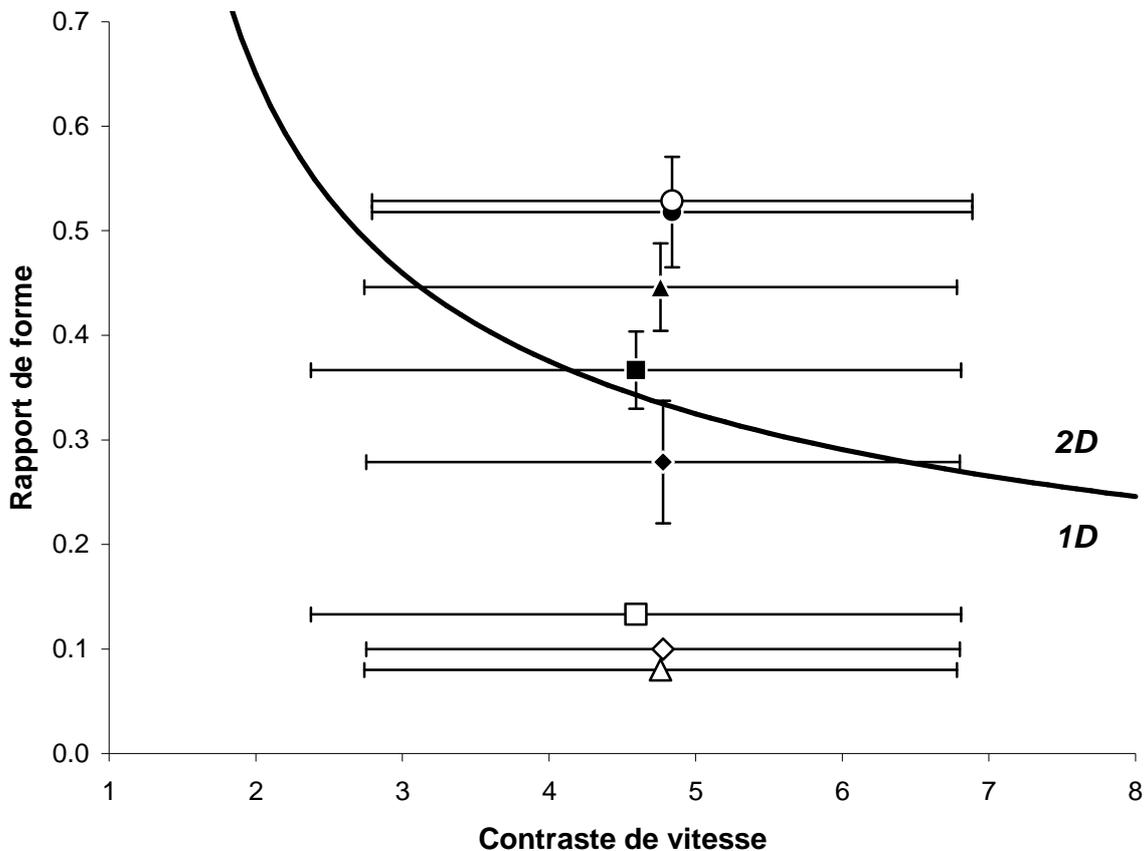


Fig. 5-21: Rapport de forme critique (SR_C) pour le mode SH (courbe noire) en fonction du rapport de forme de la vallée (H_{MT}/W_T dans le sens transversal et H_{ML}/W_L dans le sens longitudinal) et du contraste de vitesse (C_v) (Bard and Bouchon, 1985). Les barres d'erreurs horizontales et verticales correspondent respectivement à ± 1 écart type sur le contraste de vitesses et de rapport de forme (Tableau 5-3). Carré : Bassin de l'Ile Falcon. Triangle : Aval du bassin de Séchilienne. Rond : Bassin de Séchilienne. Losange : Amont du bassin de Séchilienne. Les fonds noirs correspondent au sens transversal et les fonds blancs au sens longitudinal.

5-2.5 Mise en évidence du mode de résonance 2D

5-2.5.1 Méthode

De manière à vérifier l'existence d'un mode de résonance 2D pour le bassin de l'île Falcon et pour la vallée située à l'aval du bassin de Séchilienne, la composante horizontale du rapport H/V a été décomposé en deux (composante axiale (A) et composante perpendiculaire (P), Fig. 5-11) afin de calculer séparément les rapports axial sur vertical (A/V) et perpendiculaire sur vertical (P/V). Le calcul de ces deux rapports H/V devrait permettre de distinguer les différents modes de résonance 2D, le mode SH sur le rapport A/V et le mode SV sur le rapport P/V (paragraphe 5-2.1.8). De manière à comparer les fréquences des pics A/V (f_{AV}) et P/V (f_{PV}) avec les fréquences de résonance 2D théoriques des modes SH (f_{SH}) et SV (f_{SV}) (Bard and Bouchon, 1985, partie 5-2.1.6), les écarts relatifs suivants (Δf_{AV-SH} et Δf_{PV-SV}) sont calculés :

$$\Delta f_{AV-SH} = \frac{f_{SH} - \text{Moyenne}(f_{AV}^A + f_{AV}^S)}{f_{SH}} \quad (5-20)$$

$$\Delta f_{PV-SV} = \frac{f_{SV} - \text{Moyenne}(f_{PV}^A + f_{PV}^S)}{f_{SV}} \quad (5-21)$$

5-2.5.2 Bassin de l'île Falcon

La figure 5-22 présente les rapports H/V issus du bruit de fond ambiant et synthétique du profil longitudinal dans le bassin de l'île Falcon (P-01 à P-04).

Les rapports A/V issus du bruit de fond ambiant (Fig. 5-22a) et synthétique (Fig. 5-22b) sont très similaires et présentent, à l'exception du point P-02, un pic (à respectivement f_{AV}^A et f_{AV}^S) correspondant à la fréquence de résonance théorique 2D du mode SH (f_{SH}) ($\Delta f_{AV-SH} < 10\%$) (Tableau 5-8).

Les fréquences des pics des rapports P/V des bruits de fond ambiant (Fig. 5-22c) et synthétique (Fig. 5-22d) (respectivement f_{PV}^A et f_{PV}^S) sont supérieures à celles des rapports A/V et correspondent aux fréquences de résonances théoriques 2D du mode SV (f_{SV}) (Δf_{PV-SV} moyen de $-3.0 \pm 3.8\%$) (Tableau 5-8).

Ce bon accord entre les fréquences mesurés ou calculés sur les rapports H/V et celles de résonance théoriques 2D permet de valider un mode de résonance 2D du bassin de l'île Falcon.

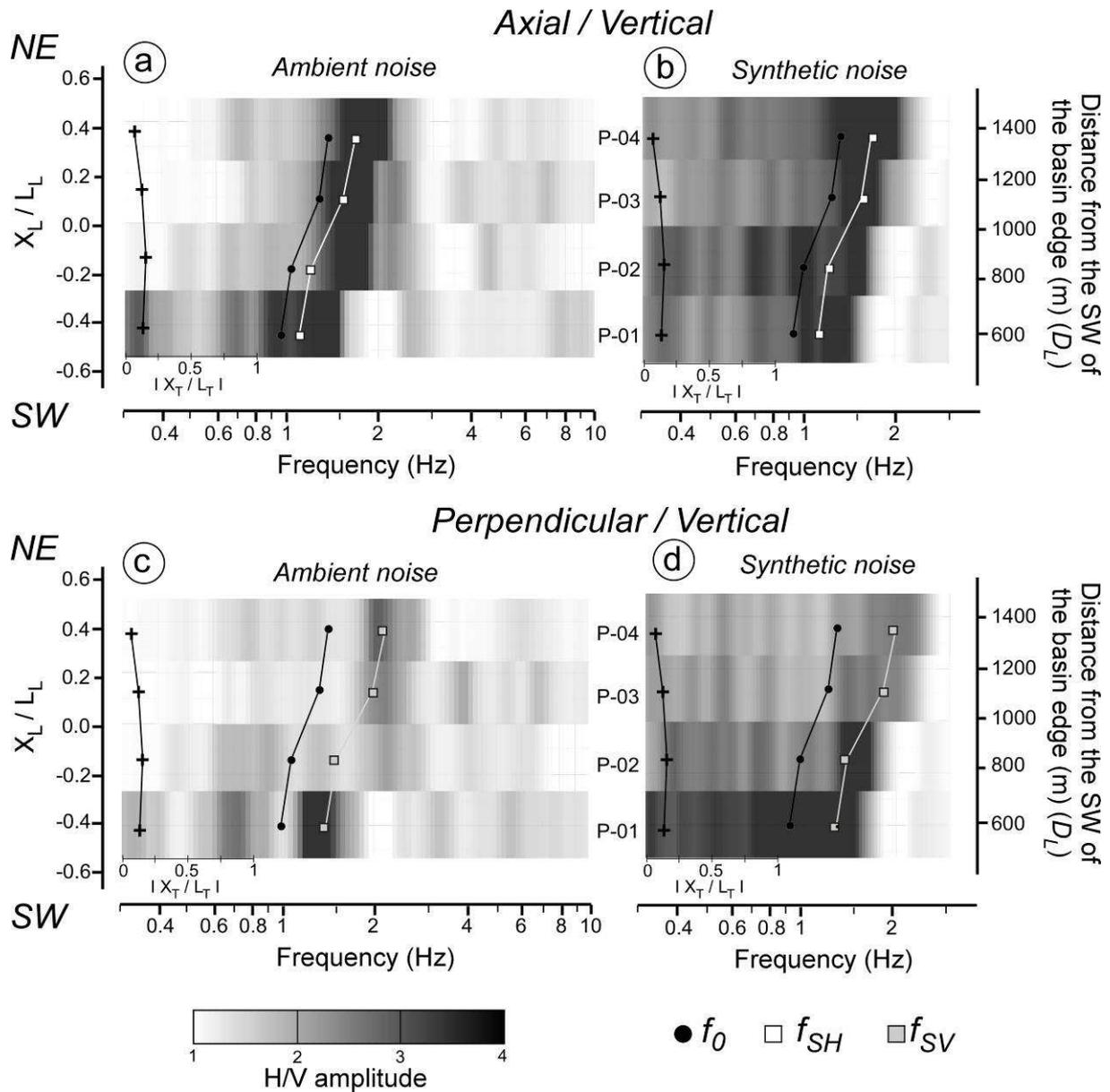


Fig. 5-22: Comparaison des rapports H/V du profil longitudinal P dans le bassin de l'Ile Falcon (P-01 à P-04). Amplitude du rapport A/V en fonction de la distance longitudinale depuis le bord Sud Ouest du bassin (D_L) et de la fréquence pour (a) bruit ambiant mesuré et (b) bruit synthétique. Amplitude du rapport P/V en fonction de la distance longitudinale depuis le bord Sud Ouest du bassin (D_L) et de la fréquence pour (c) bruit ambiant mesuré et (d) bruit synthétique. L_L : demi largeur du bassin dans le sens longitudinal. X_L : distance longitudinale entre le centre de la vallée et le capteur. L_T : demi largeur du bassin dans le sens transversal. X_T : distance transversale entre le centre de la vallée et le capteur. f_0 : fréquence de résonance 1D. f_{SH} : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SH. f_{SV} : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SV. La position transversale de chaque capteur (X_T/L_T) est indiquée par des croix.

Capteur	f_0 (Hz)	f_0^C (Hz)	f_{AV}^A (Hz)	f_{AV}^S (Hz)	f_{SH} (Hz)	Δf_{AV-SH} (%)	f_{PV}^A (Hz)	f_{PV}^S (Hz)	f_{SV} (Hz)	Δf_{PV-SV} (%)
P-01	0.92	0.92	1.22	1.23	1.12	-9.2	1.30	1.29	1.31	0.9
P-02	1.01	1.01	1.69	1.51	1.20	-33.1	-	1.50	1.39	-8.2
P-03	1.23	1.23	1.72	1.56	1.56	-5.0	2.02	1.75	1.86	-1.4
P-04	1.31	1.31	1.90	1.72	1.69	-7.3	2.07	2.10	2.02	-3.1
Moyenne						-13.6 ± 13.1				-3.0 ± 3.8

Tableau 5-8: Comparaison des différentes fréquences obtenues pour le bassin de l'Île Falcon. f_0 : fréquence de résonance théorique 1D (Eq. 5-15). f_0^C : fréquence de résonance théorique 1D au centre de la vallée (Eq. 5-15). f_{AV}^A : fréquence du pic du rapport A/V du bruit de fond ambiant mesuré. f_{AV}^S : fréquence du pic du rapport A/V du bruit de fond synthétique. f_{SH}^T : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SH dans le sens transversal (Eq. 5-7). Δf_{AV-SH} : écart relatif entre les fréquences f_{AV}^A et la fréquence f_{SH}^T (Eq. 5-20). f_{PV}^A : fréquence du pic du rapport P/V du bruit de fond ambiant mesuré. f_{PV}^S : fréquence du pic du rapport P/V du bruit de fond synthétique. f_{SV}^T : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SV dans le sens transversal (Eq. 5-8). Δf_{PV-SV} : écart relatif entre les fréquences f_{PV}^A et la fréquence f_{SV}^T (Eq. 5-21).

5-2.5.3 Zone aval du bassin de Séchilienne

La figure 5-23 présente les rapports H/V issus du bruit de fond ambiant et synthétique du profil longitudinal dans la zone aval du bassin de Séchilienne (P-05 à P-09).

Les rapports A/V issus du bruit de fond ambiant (Fig. 5-23a) présentent, à l'exception des points P-07 et P-09, un pic dont la fréquence (f_{AV}^A) est similaire avec la fréquence de résonance théorique 2D du mode SH (f_{SH}^T) (Δf_{AV-SH} moyen de 1.7 ± 6.8 %) (Tableau 5-9). Le rapport plat du point P-09 s'explique par sa position au bord Est du bassin ($X_L/L_L = 0.64$, Tableau 5-3 et Fig. 5-13a). En revanche, ce même profil A/V issu du bruit de fond synthétique (Fig. 5-23b) présente une amplitude faible quelle que soit la fréquence.

Les rapports P/V issus du bruit de fond ambiant (Fig. 5-23c) et du bruit synthétique (Fig. 5-23d) sont plats, à l'exception des rapports P/V du bruit synthétique des deux points extrêmes (P-05 et P-09) qui présentent un pic à une fréquence (f_{PV}^S) proche de la fréquence théorique 2D du mode SV (f_{SV}^T) (Δf_{PV-SV} moyen de 7.7 ± 5.3 %) (Tableau 5-9). La position transversale désaxée des capteurs (X_T/L_T élevé, Tableau 5-3 et Fig. 5-13) explique la forme plate majoritairement observée sur les rapports P/V.

Les différences entre les profils issus des mesures et de la modélisation peuvent s'expliquer par une position transversale des capteurs par rapport au centre de la vallée (X_T/L_T) différente. En effet, du fait d'une vallée relativement étroite dans cette zone, une légère imprécision sur cette position peut entraîner une différence non négligeable sur les rapports H/V.

Malgré ces différences, la bonne correspondance entre les fréquences mesurées ou calculés sur les rapports H/V et celles de résonance théoriques 2D suggère également un mode de résonance 2D de cette vallée localisée à l'aval du bassin de Séchilienne.

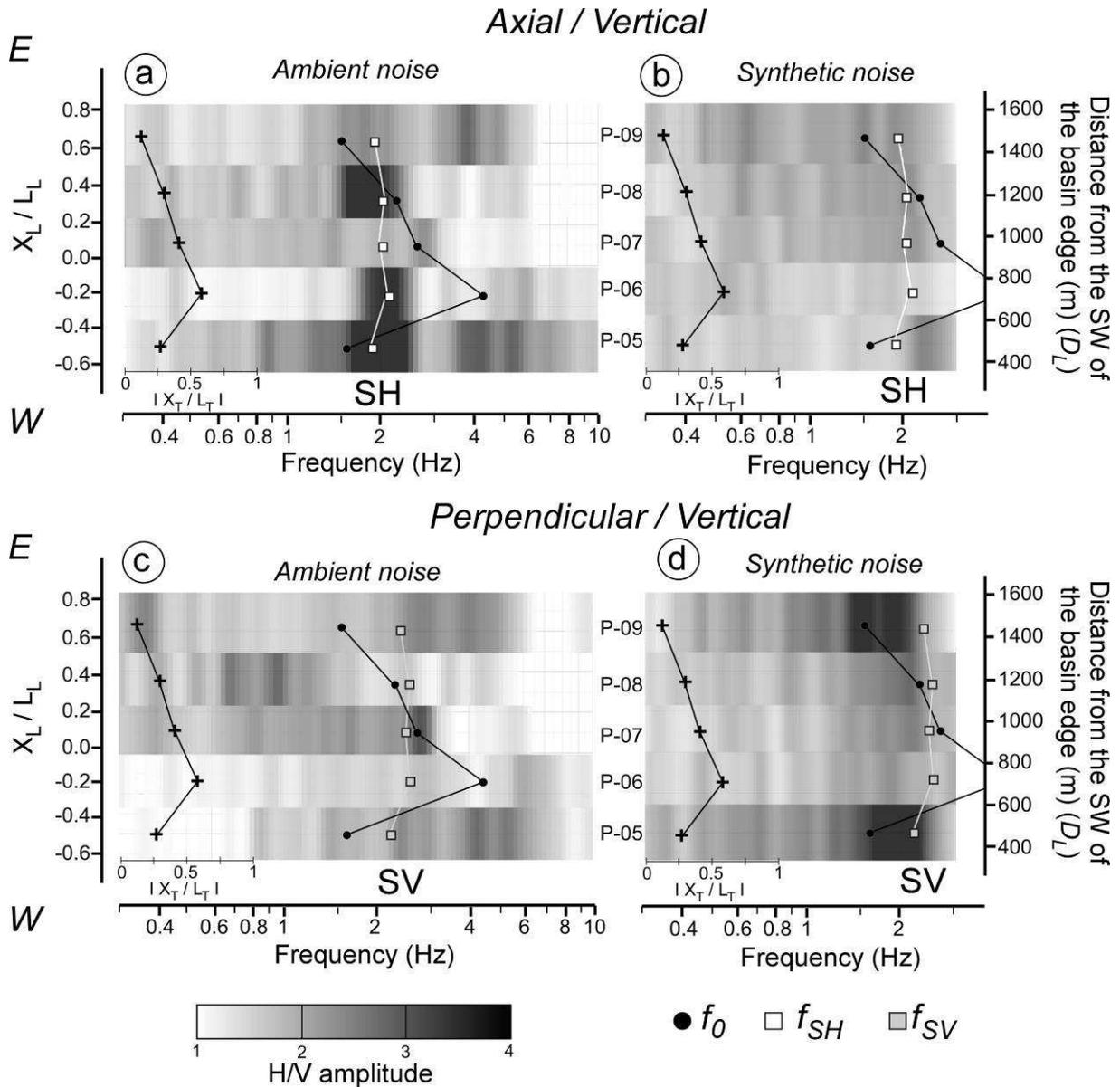


Fig. 5-23: Comparaison des rapports H/V du profil longitudinal P dans le bassin aval au bassin de Séchilienne (P-05 à P-09). Amplitude du rapport A/V en fonction de la distance longitudinale depuis le bord Sud Ouest du bassin (D_L) et de la fréquence pour (a) bruit ambiant mesuré et (b) bruit synthétique. Amplitude du rapport P/V en fonction de la distance longitudinale depuis le bord Sud Ouest du bassin (D_L) et de la fréquence pour (c) bruit ambiant mesuré et (d) bruit synthétique. L_L : demi largeur du bassin dans le sens longitudinal. X_L : distance longitudinale entre le centre de la vallée et le capteur. L_T : demi largeur du bassin dans le sens transversal. X_T : distance transversale entre le centre de la vallée et le capteur. f_0 : fréquence de résonance 1D. f_{SH} : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SH. f_{SV} : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SV. La position transversale de chaque capteur (X_T/L_T) est indiquée par des croix.

Capteur	f_0 (Hz)	f_0^C (Hz)	f_{AV}^A (Hz)	f_{AV}^S (Hz)	f_{SH} (Hz)	Δf_{HV-2D}^A (%)	f_{PV}^A (Hz)	f_{PV}^S (Hz)	f_{SV} (Hz)	Δf_{HV-2D}^P (%)
P-05	1.56	1.50	1.95	-	1.88	-3.6	-	2.14	2.23	4.0
P-06	4.29	1.62	2.16	-	2.15	-0.7	-	-	2.61	-
P-07	2.63	1.50	-	-	2.03	-	-	-	2.49	-
P-08	2.30	1.50	1.88	-	2.07	9.4	-	-	2.56	-
P-09	1.50	1.40	-	-	1.94	-	-	2.12	2.39	11.5
Moyenne						1.7 ± 6.8				7.7 ± 5.3

Tableau 5-9: Comparaison des différentes fréquences obtenues pour le bassin à l'aval du bassin de Séchilienne. f_0 : fréquence de résonance théorique 1D (Eq. 5-15). f_0^C : fréquence de résonance théorique 1D au centre de la vallée (Eq. 5-15). f_{AV}^A : fréquence du pic du rapport A/V du bruit de fond ambiant mesuré. f_{AV}^S : fréquence du pic du rapport A/V du bruit de fond synthétique. f_{SH}^T : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SH dans le sens transversal (Eq. 5-7). Δf_{AV-SH} : écart relatif entre les fréquences f_{AV} et la fréquence f_{SH}^T (Eq. 5-20). f_{PV}^A : fréquence du pic du rapport P/V du bruit de fond ambiant mesuré. f_{PV}^S : fréquence du pic du rapport P/V du bruit de fond synthétique. f_{SV}^T : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SV dans le sens transversal (Eq. 5-8). Δf_{PV-SV} : écart relatif entre les fréquences f_{PV} et la fréquence f_{SV}^T (Eq. 5-21).

5-2.5.4 Synthèse sur la différence A/V et P/V pour des vallées 2D

Cette étude a confirmé que, dans des vallées 2D, les rapports spectraux A/V et P/V présentent des pics à des fréquences différentes (respectivement f_{AV} et f_{PV}) correspondant, respectivement, aux fréquences de résonance théoriques des modes SH (f_{SH}) et SV (f_{SV}). Ces fréquences dépendent alors de l'épaisseur maximale de sédiments au centre de la vallée (H_{MT}) et non pas de leur épaisseur sous le capteur (H_R). La position transversale du capteur dans la vallée influence cependant fortement la forme des courbes H/V. En effet, un désaxement important par rapport au centre de la vallée ($X_T/L_T > 0.25$) entraîne une amplitude faible des rapports H/V (où aucun pic n'apparaît) quelle que soit la fréquence. Cette particularité est d'autant plus vraie pour les rapports P/V car le mode de résonance SV est également excité sur la composante verticale (Fig. 5-12).

5-2.6 Structure 3D du bassin de Séchilienne

Les rapports H/V des capteurs du profil longitudinal (profil P) et des profils transversaux (profils T1 à T4) localisés dans le bassin de Séchilienne sont calculés en décomposant la composante horizontale en une composante longitudinale Est-Ouest (Fig. 5-24a et b) et une composante transversale Nord-Sud (Fig. 5-24c et d). L'amplitude des rapports spectraux H/V dans la direction longitudinale (P) et dans la direction transversale (T) est présentée en fonction de la distance par rapport au centre du bassin à la figure 5-24.

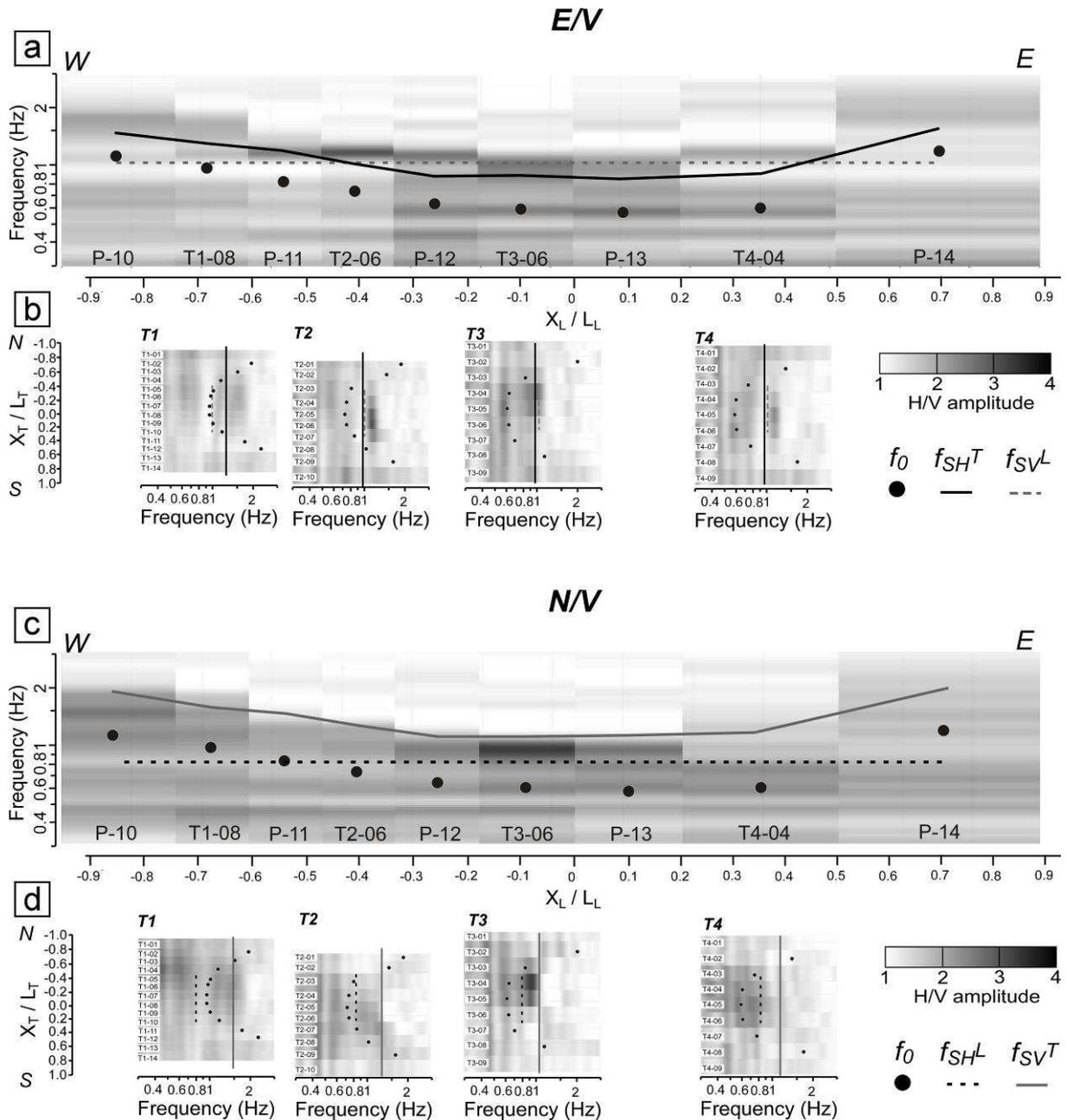


Fig. 5-24: Rapports H/V des capteurs localisés dans le bassin de Séchilienne issus du bruit synthétique. (a) Rapports E/V du profil longitudinal P (P-10 à P-14) (b) Rapports E/V des profils transversaux (T1 à T4). (c) Rapports N/V du profil longitudinal P (P-10 à P-14) (d) Rapports N/V des profils transversaux (T1 à T4) L_L : demi-largeur du bassin dans le sens longitudinal. X_L : distance longitudinale entre le centre de la vallée et le capteur. L_T : demi-largeur du bassin dans le sens transversal. X_T : distance transversale entre le centre de la vallée et le capteur. f_0 : fréquence de résonance 1D. f_{SH}^L : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SH dans le sens longitudinal (Bard and Bouchon, 1985). f_{SV}^L : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SV dans le sens transversal. f_{SH}^T : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SH dans le sens transversal. f_{SV}^T : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SV dans le sens longitudinal.

Cette amplitude est fortement dépendante de la position du capteur dans le bassin, à la fois selon les directions longitudinales et transversales. En effet, les rapports H/V présentent une amplitude faible et uniforme vers les bords longitudinaux (profil P) et transversaux (profils T1 à T4) du bassin (respectivement $|X_L / L_L|$ et $|X_T / L_T| > 0.5$). Par contre, ils exhibent une amplitude plus élevée (> 3) sous la forme d'un pic ou d'un plateau, vers le centre du bassin où l'épaisseur sédimentaire est la plus constante (Fig. 5-24). Dans ce dernier cas, une fréquence $f_{H/V}$ peut être déterminée (respectivement f_{EV} et f_{NV} sur les rapports E/V et N/V (Tableau 5-10)). Ces fréquences $f_{H/V}$ sont constantes sur les profils transversaux (Fig. 5-24 b et d) mais variables et dépendant de la position du capteur sur le profil longitudinal (X_T/L_T) (Fig. 5-24a et c). Les fréquences $f_{H/V}$ déterminées sont systématiquement supérieures aux valeurs des fréquences de résonance théorique pour un milieu 1D (f_0) (ronds noirs, Fig. 5-24), confirmant la présence d'un mode de résonance plus complexe à l'intérieur du bassin de Séchilienne.

Les rapports de forme du bassin de Séchilienne dans le sens longitudinal Est-Ouest (0.53) et dans le sens transversal Nord-Sud (0.52 ± 0.05) (Tableau 5-3) étant du même ordre de grandeur et supérieurs au rapport de forme critique défini par Bard and Bouchon (1985) (Fig. 5-21), une résonance 2D est attendue dans ces deux sens (transversal et longitudinal), suggérant alors un mode de résonance 3D (paragraphe 5-2.4.4). Les fréquences de résonance théoriques 2D des modes SH et SV peuvent donc être calculées en considérant le bassin de Séchilienne comme étant 2D, soit suivant le sens transversal (Nord-Sud), c'est-à-dire en supposant une largeur longitudinale (Est-Ouest) infinie, soit suivant le sens longitudinal (Est-Ouest), c'est-à-dire en supposant une largeur transversale (Nord-Sud) infinie. Selon la convention de Field (1996) (Fig. 5-11), à Séchilienne, un bassin 2D transversal (T) aurait une direction axiale d'orientation Est-Ouest avec une fréquence de résonance théorique 2D du mode SH (f_{SH}^T) et une direction perpendiculaire d'orientation Nord-Sud avec une fréquence de résonance théorique 2D du mode SV (f_{SV}^T). Inversement, un bassin 2D longitudinal (L) aurait une direction axiale d'orientation Nord-Sud avec une fréquence de résonance théorique 2D du mode SH (f_{SH}^L) et une direction perpendiculaire d'orientation Est-Ouest avec une fréquence de résonance théorique 2D du mode SV (f_{SV}^L). Ces fréquences théoriques 2D sont calculées à partir des équations 5-7 et 5-8 en considérant, comme épaisseur sédimentaire, l'épaisseur maximale de la vallée suivant la coupe transversale passant sous le capteur (H_{MT}) pour le sens transversal (T) (traits continus, Fig. 5-24 ; Tableau 5-10) et l'épaisseur maximale de la vallée suivant la coupe longitudinale passant sous le capteur (H_{ML}) pour le sens longitudinal (L) (traits pointillés, Fig. 5-24 ; Tableau 5-11).

De manière à estimer le mode de résonance du bassin de Séchilienne, ces quatre fréquences de résonance 2D théoriques sont comparées aux fréquences f_{EV} et f_{NV} déterminées respectivement sur les rapports E/V et N/V à partir des écarts relatifs suivants (Δf_{EV-2D}^T , Δf_{NV-2D}^T pour un bassin 2D dans le sens transversal et Δf_{EV-2D}^L , Δf_{NV-2D}^L pour un bassin 2D dans le sens longitudinal) :

$$\Delta f_{EV-2D}^T = \frac{f_{SH}^T - f_{EV}^S}{f_{SH}^T} \quad (5-22)$$

$$\Delta f_{NV-2D}^T = \frac{f_{SV}^T - f_{NV}^S}{f_{SV}^T} \quad (5-23)$$

$$\Delta f_{EV-2D}^L = \frac{f_{SV}^L - f_{EV}^S}{f_{SV}^L} \quad (5-24)$$

$$\Delta f_{NV-2D}^L = \frac{f_{SH}^L - f_{NV}^S}{f_{SH}^L} \quad (5-25)$$

Cette comparaison entre les fréquences f_{HV} déterminées et les fréquences de résonances calculées pour un bassin 2D dans le sens transversal (traits continus, Fig. 5-24 ; Tableau 5-10) et dans le sens longitudinal (traits pointillés, Fig. 5-24 ; Tableau 5-11) met en évidence :

- (1) une sous-estimation des fréquences théoriques du mode SH sur les rapports E/V (axiale dans le sens transversal sur verticale) (f_{SH}^T) de 21.7 ± 5.6 % (traits continus, Fig. 5-24 ; Tableau 5-10) ;
- (2) une sur-estimation des fréquences théoriques du mode SV sur les rapports N/V (perpendiculaire dans le sens transversal sur verticale) (f_{SV}^T) de 13.2 ± 4.7 % (traits continus, Fig. 5-24 ; Tableau 5-10) ;
- (3) une bonne correspondance des fréquences théoriques des modes SV et SH, respectivement sur les rapports E/V (axiale dans le sens transversal sur verticale) (f_{SV}^L) et N/V (perpendiculaire dans le sens transversal sur verticale) (f_{SH}^L) avec les fréquences f_{EV} et f_{NV} au centre du bassin là où l'épaisseur sédimentaire est maximale, mais une forte sous-estimation de ces fréquences théoriques vers les bords du bassin ($X_l/L_L > 0.25$) (traits pointillés, Fig. 5-24 ; Tableau 5-11).

Capteur	f_0 (Hz)	f_0^{CT} (Hz)	f_{EV}^S (Hz)	f_{SH}^T (Hz)	Δf_{EV-2D}^T (%)	f_{NV}^S (Hz)	f_{SV}^T (Hz)	Δf_{NV-2D}^T (%)
P-10	1.11	1.05	-	1.45	-	-	1.79	-
T1-08	0.96	0.96	-	1.27	-	-	1.54	-
P-11	0.82	0.82	1.35	1.17	-15.7	1.20	1.45	17.4
T2-06	0.72	0.70	1.17	0.99	-17.6	1.15	1.24	7.2
P-12	0.63	0.59	1.11	0.86	-28.7	0.99	1.09	9.0
T3-06	0.59	0.57	1.04	0.87	-19.4	0.93	1.11	16.2
P-13	0.57	0.56	1.03	0.86	-20.1	0.92	1.10	16.0
T4-04	0.60	0.59	1.16	0.90	-28.6	-	1.15	-
P-14	1.17	1.11	-	1.54	-	-	1.91	-
Moyenne					-21.7 ± 5.6			13.2 ± 4.7

Tableau 5-10: Comparaison des différentes fréquences obtenues pour le bassin de Séchilienne en considérant le bassin 2D dans le sens transversal. f_0 : fréquence de résonance théorique 1D (Eq. 5-15). f_0^{CT} : fréquence de résonance théorique 1D au centre de la vallée dans le sens transversal (Eq. 5-15). f_{EV}^S : fréquence du pic du rapport E/V du bruit de fond synthétique. f_{SH}^T : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SH dans le sens transversal (Eq. 5-7). Δf_{EV-2D}^T : écart relatif entre les fréquences f_{EV} et de résonance théorique SH 2D dans le sens transversal (Eq. 5-22). f_{NV}^S : fréquence du pic du rapport N/V du bruit de fond synthétique. f_{SV}^T : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SV dans le sens transversal (Eq. 5-8). Δf_{NV-2D}^T : écart relatif entre les fréquences f_{NV} et de résonance théorique SV 2D dans le sens transversal (Eq. 5-23).

Capteur	f_0 (Hz)	f_0^{CL} (Hz)	f_{EV}^S (Hz)	f_{SV}^L (Hz)	Δf_{EV-2D}^L (%)	f_{NV}^S (Hz)	f_{SH}^L (Hz)	Δf_{NV-2D}^L (%)
P-10	1.11		-		-	-		-
T1-08	0.96		-		-	-		-
P-11	0.82		1.35		-31.5	1.20		-47.0
T2-06	0.72		1.17		-13.9	1.15		-40.8
P-12	0.63	0.56	1.11	1.03	-8.1	0.99	0.82	-21.2
T3-06	0.59		1.04		-1.3	0.93		-13.9
P-13	0.57		1.03		-0.3	0.92		-12.7
T4-04	0.60		1.16		-13.0	-		-
P-14	1.17		-		-	-		-

Tableau 5-11: Comparaison des différentes fréquences obtenues pour le bassin de Séchilienne en considérant le bassin 2D dans le sens longitudinal. f_0 : fréquence de résonance théorique 1D (Eq. 5-15). f_0^{CL} : fréquence de résonance théorique 1D au centre de la vallée dans le sens longitudinal (Eq. 5-15). f_{EV}^S : fréquence du pic du rapport E/V du bruit de fond synthétique. f_{SV}^L : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SV dans le sens longitudinal (Eq. 5-8). Δf_{EV-2D}^L : écart relatif entre les fréquences f_{EV} et de résonance théorique SV 2D dans le sens longitudinal (Eq. 5-23). f_{NV}^S : fréquence du pic du rapport N/V du bruit de fond synthétique. f_{SH}^L : fréquence de résonance 2D du mode fondamental SH dans le sens longitudinal (Eq. 5-7). Δf_{NV-2D}^L : écart relatif entre les fréquences f_{NV} et de résonance théorique SH 2D dans le sens longitudinal (Eq. 5-24).

L'étude des modes de résonance 3D a montré une augmentation de la fréquence fondamentale de résonance lorsque l'on passe d'un bassin 2D à un bassin 3D (Rial, 1988 ; Riepl, 1992). Les différences significatives entre les fréquences des rapports H/V mesurées et les fréquences de résonance théoriques 2D (en particulier le fait que les fréquences f_{HV} sont systématiquement supérieures aux fréquences de résonances théoriques 2D du mode SH) confirment donc la présence d'un mode de résonance plus complexe (probablement 3D) du bassin de Séchilienne et montrent l'inadéquation de la simplification 2D appliquée et de l'utilisation des formules 2D pour expliquer les pics observés sur les rapports H/V pour un bassin 3D.

Ces travaux antérieurs pour des bassins 3D (Rial, 1988 ; Riepl, 1992) indiquent un mode de résonance dépendant uniquement de la profondeur maximale du bassin. Cependant, une influence de l'épaisseur sédimentaire maximale dans le sens transversal sous le capteur (H_{MT}) sur la fréquence f_{HV} mesurée (moyenne des fréquences f_{NV} et f_{EV}) est observée dans le bassin de Séchilienne (Fig. 5-24a et c). La figure 5-25 montre l'évolution de la fréquence des courbes H/V (f_{HV} , moyenne des fréquences f_{NV} et f_{EV}) des capteurs situés au centre du bassin dans le sens transversal ($X_T/L_T \sim 0$) en fonction l'épaisseur sédimentaire maximale dans le sens transversal sous le capteur (H_{MT}). La relation linéaire observée ($R^2 = 0.982$) semble indiquer que les rapports H/V peuvent être utilisés dans le cas de vallée 3D dans le but d'obtenir des informations sur la géométrie de la position du substratum, plus la fréquence f_{HV} est basse, plus l'épaisseur sédimentaire est grande (Fig. 5-25).

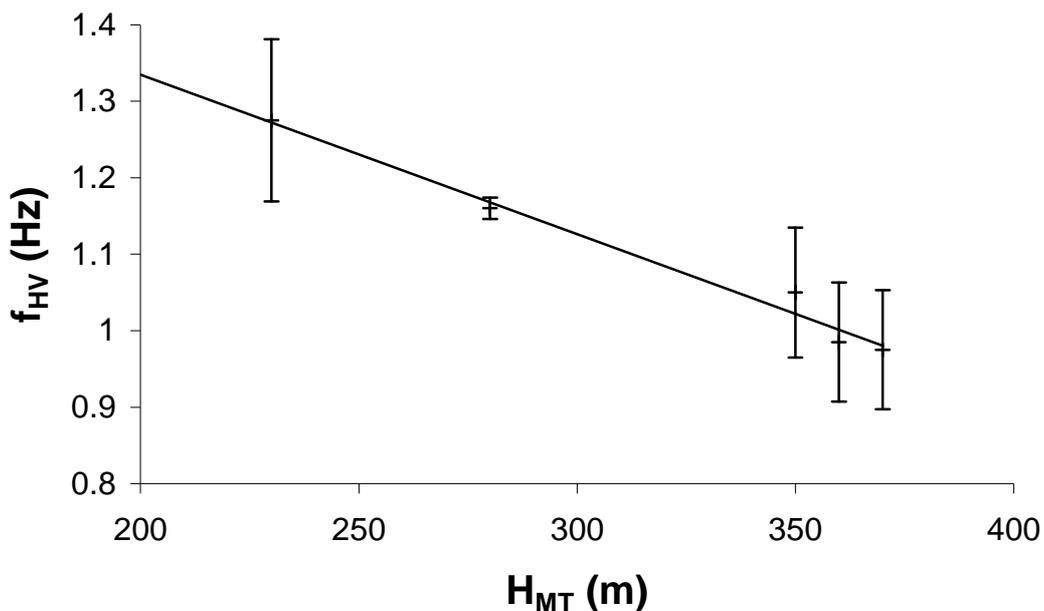


Fig. 5-25: Relation entre épaisseur sédimentaire maximale dans le sens transversale (H_{MT}) et fréquence moyenne du pic du rapport H/V (f_{HV}). Les barres verticales représentent $\pm 1\sigma$.

5-2.7 Conclusion

Les rapports spectraux H/V issus du bruit de fond mesuré ou/et simulé sur des structures complexes (2D ou 3D) ont rarement été étudiés en détail. La basse vallée de la Romanche, qui présente une structure géométrique particulière et compliquée (paragraphe 5-1.3.3), apparaît donc comme un site privilégié pour une telle étude.

Premièrement, les courbes H/V obtenues à partir du bruit de fond mesuré et calculé montrent une bonne cohérence qui valide la caractérisation géométrique et géophysique 3D de la vallée déduite de la prospection géophysique de sub-surface (paragraphe 5-1.3.3). Ces courbes H/V présentent des caractéristiques nettement différentes selon la position des capteurs. Au centre de la vallée où la structure peut être considérée comme 1D, un pic bien marqué est observé sur les rapports H/V alors qu'une forme de plateau apparaît lorsque l'on se rapproche des bords de la vallée (structure 2D ou 3D) et exhibent une forme plate d'amplitude très faible où aucune fréquence $f_{H/V}$ ne peut être déterminée au niveau de variation brusque d'épaisseur sédimentaire.

Deuxièmement, la signification des valeurs de fréquences déterminées sur les courbes H/V (f_{HV}) a été recherchée en fonction de la structure de la vallée, 1D, 2D ou 3D suivant la zone considérée qui peut être mise en évidence en utilisant, comme critère, les rapports de forme de la vallée dans le sens longitudinal (H_{ML}/W_L) et transversal (H_{MT}/W_T).

Dans le cas d'une vallée 1D (rapports de forme $< 0.35 \pm 0.5$ dans cette étude) (zone amont du bassin de Séchilienne), la fréquence f_{HV} , déterminée par un pic d'amplitude élevée sur les courbes H/V, correspond à la fréquence de résonance théorique des ondes S (f_0). Elle ne s'explique par l'ellipticité des ondes de Rayleigh (f_{ell}) que si le contraste d'impédance entre les sédiments et le substratum est important ($\bar{Z} > 4.8$ dans cette étude). Dans le cas d'une vallée 1D, les rapports H/V peuvent être appliqués pour la caractérisation géométrique ou géophysique de la vallée, en utilisant la relation entre épaisseur de sédiments et vitesse des ondes S pour un milieu 1D.

Dans le cas de vallée 2D (un des deux rapports de forme $> 0.35 \pm 0.5$ dans cette étude) (bassin de l'île Falcon et zone aval du bassin de Séchilienne) la fréquence f_{HV} surestime de plus de 20 % la fréquence de résonance théorique des ondes S (f_0) mais correspond relativement bien, au centre de la vallée aux fréquences de résonance théoriques 2D selon les composantes axiale (f_{SH}) et perpendiculaire (f_{SV}). La caractérisation géométrique ou géophysique de la vallée est donc possible à condition d'avoir conscience de la forme 2D de la vallée.

Dans le cas de vallée 3D (les deux rapports de forme $> 0.35 \pm 0.5$ dans cette étude) (bassin de Séchilienne), la fréquence f_{HV} surestime très fortement la fréquence de résonance théorique des ondes S (f_0) ainsi que les fréquences de résonance théoriques 2D. Dans une telle structure complexe, il apparaît délicat de tirer des conclusions sur la signification des fréquences f_{HV} . En revanche, ces dernières semblent liées à l'épaisseur de sédiments locale dans le bassin.

Le tableau 5-12 résume ces principales conclusions.

H_{ML}/W_L	H_{MT}/W_T	\bar{Z}	f_{ell}	f_0	f_{SH}	f_{SV}	f^{3D}	Conclusion
< 0.35	< 0.35	< 4.8	+	f_{HV}				Structure 1D
		> 4.8	f_{HV}	f_{HV}				
< 0.35	> 0.35		-	-	f_{AV}^T	f_{PV}^T	-	Structure 2D
> 0.35	< 0.35		-	-	f_{AV}^L	f_{PV}^L	-	
> 0.35	> 0.35		-	-	-	-	?	Structure 3D

Tableau 5-12: Synthèse de la signification de la fréquence des rapports H/V en fonction des rapports de forme de la vallée dans le sens longitudinal (H_{ML}/W_L) et transversal (H_{MT}/W_T) et du contraste d'impédance moyen (\bar{Z}) par rapport à la fréquence d'ellipticité des ondes de Rayleigh (f_{ell}) et des fréquences de résonances 1D (f_0), 2D (mode SH : f_{SH} et mode SV : f_{SV}) et 3D (f^{3D}). + : sur-estimation par rapport à f_{HV} . - : sous-estimation par rapport à f_{HV} . f_{HV} : fréquence du pic sur les rapports H/V. f_{AV} : fréquence du pic sur les rapports A/V. f_{PV} : fréquence du pic sur les rapports P/V.

TROISIEME PARTIE :

LE MOUVEMENT DE TERRAIN DE SECHILIENNE

CHAPITRE 6:

DESCRIPTION DU MOUVEMENT DE TERRAIN DE SECHILIENNE

Le mouvement de terrain de Séchilienne est un mouvement majeur des Alpes françaises. Il correspond au mouvement n°3 affectant la basse vallée de la Romanche (chapitre 3 et 4).

Il affecte les pentes du versant du Mont Sec à l'extrémité Sud-ouest du massif de Belledonne au Sud-est de l'agglomération grenobloise. La partie active du mouvement dit « Les Ruines », correspond à un volume d'environ 3 hm³ mais ne concerne que la partie visible du mouvement dont le volume total en mouvement est estimé à 25 hm³.

Depuis sa réactivation au cours de l'hiver 1985, et de part la très forte vulnérabilité des zones amont (village de Séchilienne) et aval (ville de Vizille, usines chimiques de Jarrie et agglomération grenobloise), de nombreuses études d'auscultation du mouvement de versant de Séchilienne ont été menées afin d'en définir l'aléa.

Au cours de ce chapitre, un état des lieux des différentes études qui ont été effectuées sur le mouvement de Séchilienne est détaillé de manière à présenter l'ensemble des connaissances acquises.

6-1 Description du mouvement

6-1.1 Localisation

Parmi les nombreux glissements affectant le Sud du massif de Belledonne (chapitre 4), celui de Séchilienne se caractérise par son activité (vitesse de déplacement entre quelques millimètres jusqu'à plusieurs dizaines de décimètres par an) et par son fort impact potentiel sur le territoire. Il se localise à l'extrémité Sud-ouest du massif de Belledonne à une vingtaine de kilomètre au Sud-est de l'agglomération grenobloise (Fig. 6-1a). Il affecte le versant Sud du massif du Mont Sec en rive droite de la vallée de la Romanche entre Séchilienne à l'amont et Vizille à l'aval (Fig. 6-1b) et menace de barrer la vallée en cas d'éboulement majeur (Durville et al., 2004).

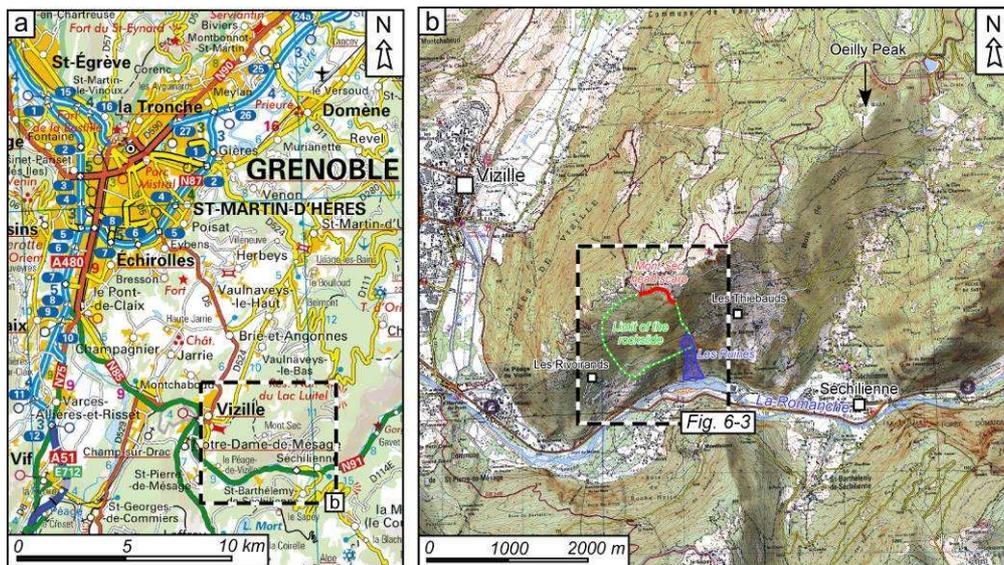


Fig. 6-1: Cartes de localisation du mouvement de Séchilienne. (a) Carte géographique. (b) Carte IGN 1/25000.

Le versant instable de Séchilienne est situé sur le flanc Sud du Mont Sec, culminant à 1048 m. La zone supposée affectée par le mouvement, s'étend du village des Thiébauds à l'Est au village des Rivoirands à l'Ouest (Fig. 6-1b et 6-2a) et est délimité au Nord, par un escarpement sommital, l'escarpement du Mont Sec, de plus de 30 m de haut et de près d'un kilomètre de long (Fig. 6-1b et 6-2c). Une zone active, « les Ruines », débute à mi-pente du côté Est (Fig. 6-1b et 6-2b) et est le siège de nombreux éboulements rocheux (Antoine et al., 1987 ; Giraud et al., 1990 ; Rochet et al., 1994 ; Vengeon et al., 1999 ; Pothérat and Alfonsi, 2001 ; Durville et al., 2004).

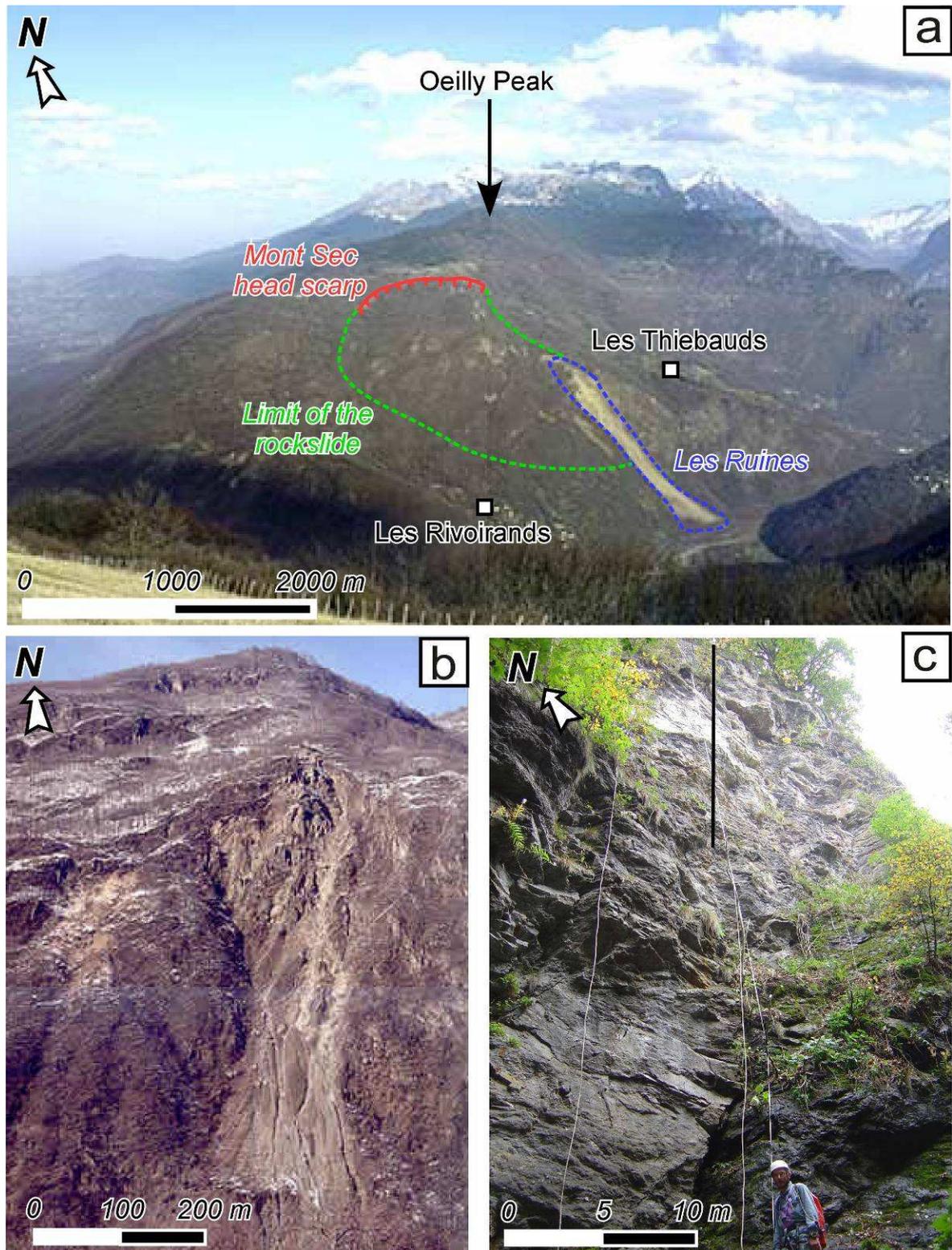


Fig. 6-2: (a) Photographie de l'extrémité Sud du massif de Belledonne depuis le Sud (www.geo-alp.com) avec la localisation du mouvement de Séchilienne. (b) Photographie des Ruines de Séchilienne depuis la RN91 (CETE Lyon). (c) Photographie de l'escarpement sommital du Mont Sec.

6-1.2 Historique

Ce secteur a été reconnu depuis le XVIII^{ème} siècle comme très dangereux par suite de la chute de blocs (des éboulements sont rapportés au cours des années 1726, 1762, 1794, 1833 et 1906), mais n'a toutefois pas connu d'éboulement majeur, ni d'obturation naturelle du lit de la Romanche jusqu'à présent (Cœur, 1995).

Au cours de l'hiver 1985, une recrudescence des chutes de blocs et une augmentation de leur calibre atteignant la route nationale (RN 91) ont alerté les pouvoirs publics.

Cette accélération des phénomènes d'instabilité a conduit à mettre en place une surveillance en continu pour suivre l'extension des déformations à l'ensemble du versant (Antoine et al., 1987 ; Durville et al., 2004).

6-1.3 Risque et enjeu

La présence d'un axe routier important (RN91) et la probable formation d'un barrage en cas d'éboulement important font du mouvement de Séchilienne, un risque majeur. Différents scénarii d'évolution ont été étudiés pour évaluer et prévenir les dommages suivant les volumes mis en jeu (Durville et al., 2004) :

- (1) éboulement de volume limité (moins d'1 hm³) : création d'un dépôt d'éboulement limité ;
- (2) éboulement significatif (3 hm³) : dépôt d'éboulement important et création d'un petit barrage (10 m de haut) ;
- (3) éboulement important (5 hm³) : création d'un barrage important (15 à 20 m de haut) et formation d'un lac (environ 3 millions de m³) ;
- (4) éboulement catastrophique (10-25 hm³) : création d'un barrage très haut (40 à 50 m de haut) et formation d'un lac important (10 à 20 millions de m³) qui se remplirait en quelques jours.

En fonction du scénario de rupture, la vulnérabilité est différente et différentes zones sont touchées par l'éboulement rocheux.

Les premiers éléments de risques sont ceux affecté par les débris rocheux de l'éboulement :

- (1) la RN91 où passe environ 10000 véhicules par jour (à partir du cas 1) ;
- (2) le hameau de l'Ile Falcon (90 maisons) (à partir du scénario 2) ;
- (3) une papeterie (51 employés) (à partir du scénario 2) ;

D'autres zones sont exposées à des conséquences secondaires et indirectes :

- (4) le village de Séchilienne (670 habitants) en cas de formation d'un barrage provoquant l'inondation de la vallée à l'amont (à partir du scénario 3) ;
- (5) la ville de Vizille (10000 habitants) en cas de rupture brutal du barrage provoquant une vague d'eau inondant la vallée à l'aval jusqu'à Vizille (à partir du scénario 3) ;
- (6) les usines chimiques classées SEVESO de Jarrie et l'agglomération grenobloise (400000 habitants) en cas de rupture brutal du barrage important provoquant une vague d'eau inondant la vallée à l'aval jusqu'à Grenoble en 40 minutes (scénario 4).

Les conséquences humaines, environnementales et économiques sont donc très importantes et des mesures techniques et juridiques ont donc été appliquées :

- (1) dès 1985, déviation de la RN 91, qui passait au pied du versant, sur une longueur d'environ 1.5 km pour pouvoir passer de l'autre côté, en rive gauche de la Romanche de manière à être mise à l'abri des chutes de pierres isolées ou des éboulements de faible volume (scénario 1) (Fig. 6-3a) ;
- (2) en 1986, aménagement d'un merlon de protection (digue), entre la Romanche et la RN 91 pour protéger les habitations de l'île Falcon ; ce merlon pourrait théoriquement contenir un éboulement de l'ordre d'un million de m³ (scénario 1) (Fig. 6-3) ;
- (3) toujours en 1986, construction d'un chenal de dérivation de la Romanche de 1.2 km de long pour permettre l'écoulement du cours d'eau à la suite d'un éboulement de faible volume (scénario 1) (Fig. 6-3a et c) ;
- (4) en 1997, expropriation du hameau de l'Ile Falcon (Fig. 6-3a) et fermeture de la papeterie (scénario 2) ;
- (5) en 2003, construction d'une galerie de déviation de la Romanche creusé en rive gauche permettant d'évacuer un débit de 50 m³/s (mais inférieur au débit de crue de la Romanche) en cas de barrage de la vallée par un éboulement important (scénario 3 et 4) (Fig. 6-3a et b).

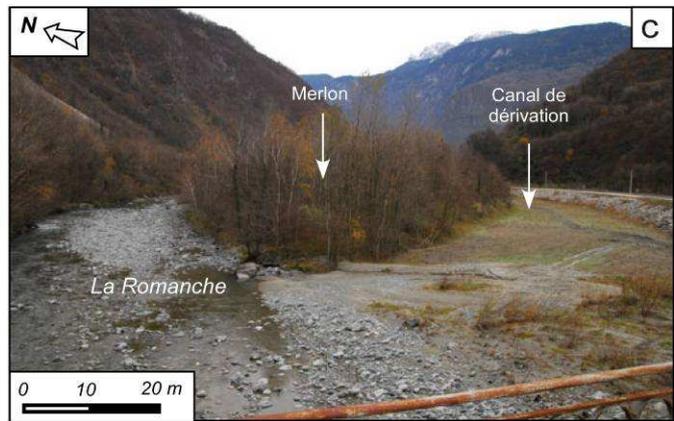
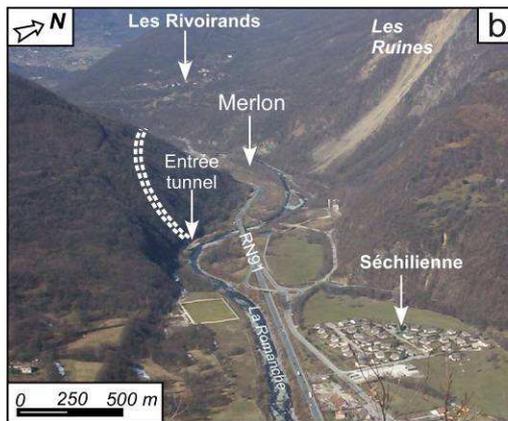
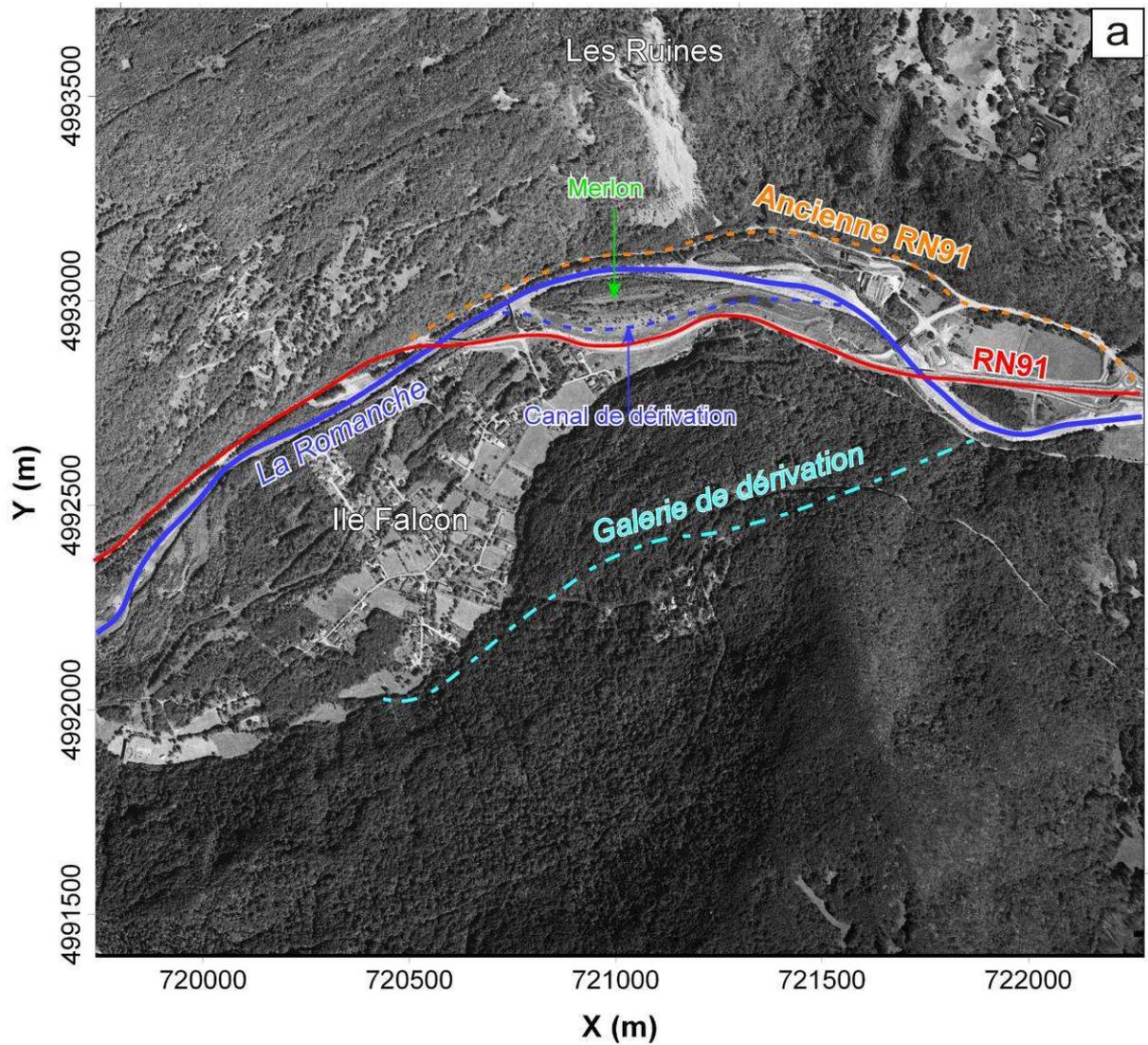


Fig. 6-3: Plans des différents ouvrages de protection passives réalisés. (a) Photographie aérienne. (b) Photographie de la vallée vue depuis l'Est. (c) Photographie du merlon vue depuis l'Ouest.

6-2 Contexte géologique

6-2.1 Géologie

Le site où se développe le mouvement de Séchilienne appartient au domaine externe du socle ancien du massif cristallin externe de Belledonne constitué d'une formation lithologique unique, la série satinée formée essentiellement de micaschistes (chapitre 3) (Fig. 6-1).

Deux formations géologiques plus récentes surmontent le substratum Paléozoïque (de haut en bas) (Fig. 6-4) :

- (1) le Quaternaire formé de remplissage alluvial au niveau de la vallée de la Romanche, d'éboulis en pied de pentes, de placages morainiques würmiens sur les replats glaciaires et d'un mélange de débris rocheux et de terre végétale comblant les dépressions linéaires gravitaires ;
- (2) la couverture Mésozoïque constituée de terrains liasiques et triasiques, absente au niveau du glissement ;

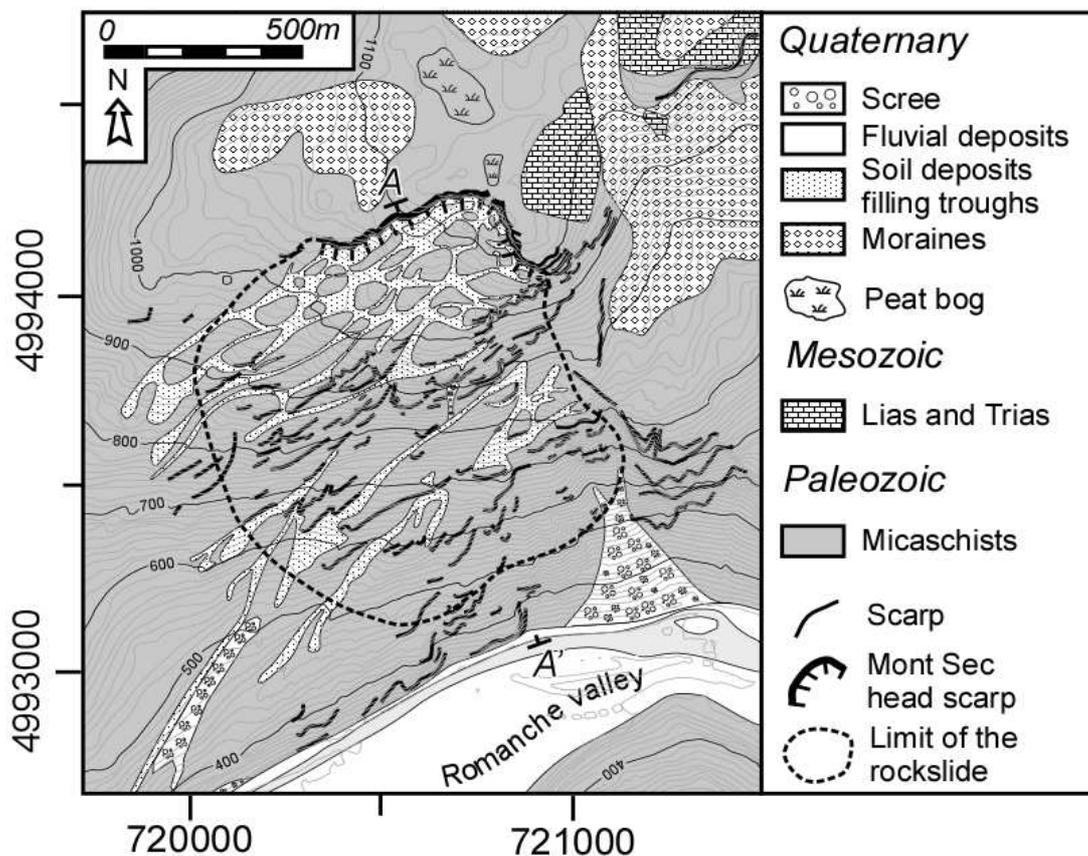


Fig. 6-4: Carte géologique et géomorphologique du mouvement de Séchilienne. A-A' : coupe dans mouvement (Fig. 6-6a). B-B' : coupe à la limite Ouest du mouvement (Fig. 6-6b).

6-2.2 Géodynamique externe

La vallée de la Romanche a été successivement creusée par l'érosion glaciaire et fluviale au cours du Quaternaire (chapitre 3). Les glaciers rissiens (-300 000 à -130 000 BP) ont recouvert en totalité la chaîne de Belledonne et ont fortement modelé le massif, qui a ensuite été refaçonné par les glaciers würmiens (-90 000 à -15 000 BP). Ces derniers, de moindre importance, ont néanmoins recouvert au Würm II (-80 000 à -50 000 BP) l'ensemble de la vallée au niveau du mouvement de Séchilienne (Fig. 6-5) comme en attestent les placages morainiques qui subsistent jusqu'à 1200 m d'altitude au sommet du Mont Sec (Fig. 6-4). Une période plus chaude a suivi pendant laquelle les glaciers ont fortement régressé avant un nouvel épisode anaglaciare, le Würm III (-35 000 à -25 000 BP) de moindre importance (Montjuvent, 1978 ; Montjuvent and Winistorfer, 1980). A partir de niveaux glaciaires retrouvés à Grenoble et en utilisant la formule de Nye-Lliboutry (Lliboutry, 1975) pour remonter la ligne d'équilibre du glacier vers l'amont, Montjuvent (1978) estime que le glacier du Würm III n'atteint seulement qu'une altitude de 550 à 600 m au niveau de Séchilienne, soit approximativement vers la base de la zone en mouvement (Fig. 6-5).

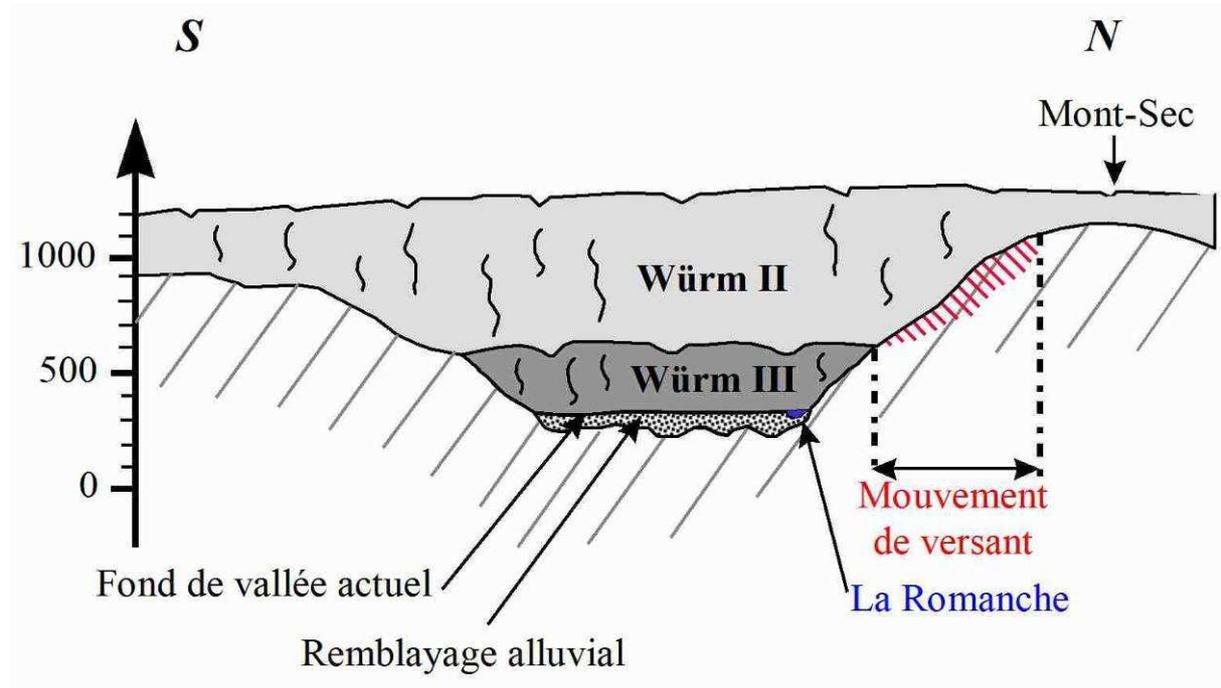


Fig. 6-5: Coupe N-S de la vallée de la Romanche au niveau du mouvement de versant de Séchilienne (zone hachurée rouge) avec les positions maximales estimées par Montjuvent (1978) des glaciers würmiens. Tiré de Vengeon (1998).

6-2.3 Géomorphologie

L'analyse des pentes moyennes selon la ligne de plus grande pente du versant instable montre (Rochet et al., 1994) (Fig. 6-6) :

- (1) une pente moyenne entre le fond de la vallée (côte 325 m) et la base de la déformation sommitale du Mont Sec (côte 975 m) très forte ($\sim 45^\circ$) ;
- (2) puis une pente moyenne jusqu'à l'escarpement sommital du Mont Sec (côte 1120 m) plus faible ($\sim 20^\circ$).

Cette différence de pente s'explique par un affaissement de la partie supérieure du Mont Sec caractérisé par la présence de nombreuses fractures (Fig. 6-4 et 6-6) qui a entraîné le gonflement de la partie inférieure (Fig. 6-6). Cet accroissement de la déclivité provoque une instabilité superficielle au niveau des ruines de Séchilienne (Fig. 6-6) (côte 600 – 700 m).

Ces pentes moyennes sont affectées par de nombreuses variations locales avec la présence de contre-pentes et de zones plates correspondant à des dépressions délimitées par des pentes quasi-verticales correspondant à des d'escarpements (Fig. 6-4 et 6-6). Nous pouvons également distinguer un escarpement majeur de près de 30 m de haut au sommet correspondant à l'escarpement sommital du Mont Sec (Fig. 6-4 et 6-6).

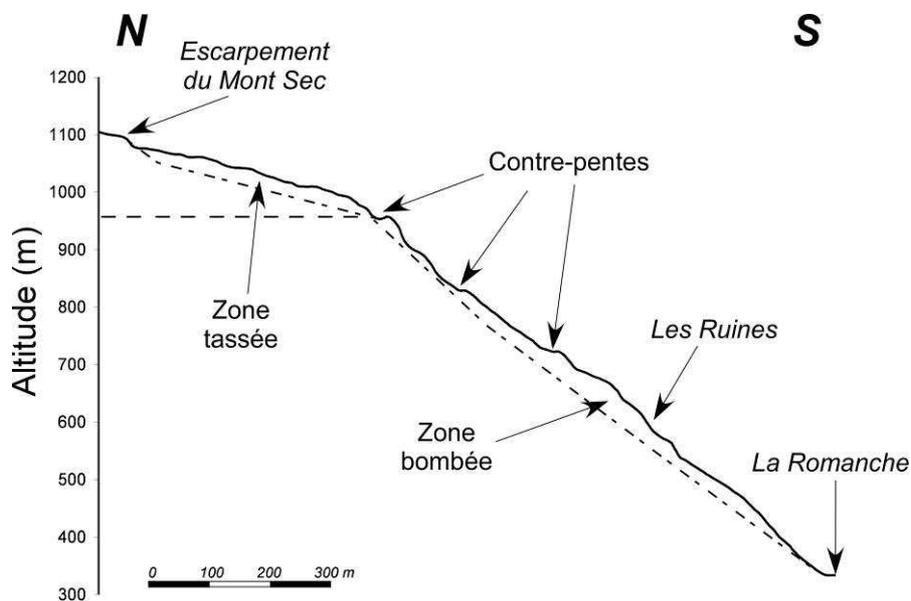


Fig. 6-6: Profil topographique N-S (coupe A-A') du versant au travers du mouvement (voire Fig. 6-4 pour la localisation).

Une analyse de la géomorphologie de l'ensemble du versant de Séchilienne sera effectuée plus en détail à partir d'un MNT haute résolution (chapitre 7).

6-2.4 Données structurales

L'analyse de la fracturation qui a été antérieurement réalisée à partir de l'interprétation de photographies aériennes et de levés de terrain révèle quatre grandes familles de discontinuités (Rochet et al., 1994 ; Vengeon, 1998 ; Vengeon et al., 1999 ; Pothérat and Alfonsi, 2001) (Fig. 6-7) :

- (1) des failles jouant en décrochements dextres N20 à N30°, parallèles à l'accident médian de Belledonne (BMF) ;
- (2) des failles jouant en décrochements senestres N110 à N140° conjuguées des précédentes ;
- (3) un accident majeur N-S au niveau du couloir de déformation des ruines qui semblent délimiter le mouvement à l'Est ;
- (4) des linéaments d'orientation N60 à N80° uniquement présents dans le versant du mouvement de Séchilienne correspondant aux nombreux escarpements et dépressions linéaires (Fig. 6-4).

A partir de la densité de ces fractures, Vengeon, (1998), Pothérat and Alfonsi (2001) ont proposé de découper le massif du Mont sec en 4 compartiments différemment structurés (Fig. 6-7) :

- (1) compartiment A (à l'Est de l'accident N-S (2)) : fracturation peu dense et pas de fractures orientées N60 à N80° ;
- (2) compartiment B (B1 + B2) : le compartiment est découpé en lanières par des accidents de direction N140° ;
- (3) compartiment C : discontinuité d'orientation majoritairement N20° et N70° avec quelques discontinuités N140°
- (4) compartiment D : forte présence des accidents d'orientation N20° et N70° alors que les accidents N140° n'apparaissent plus.

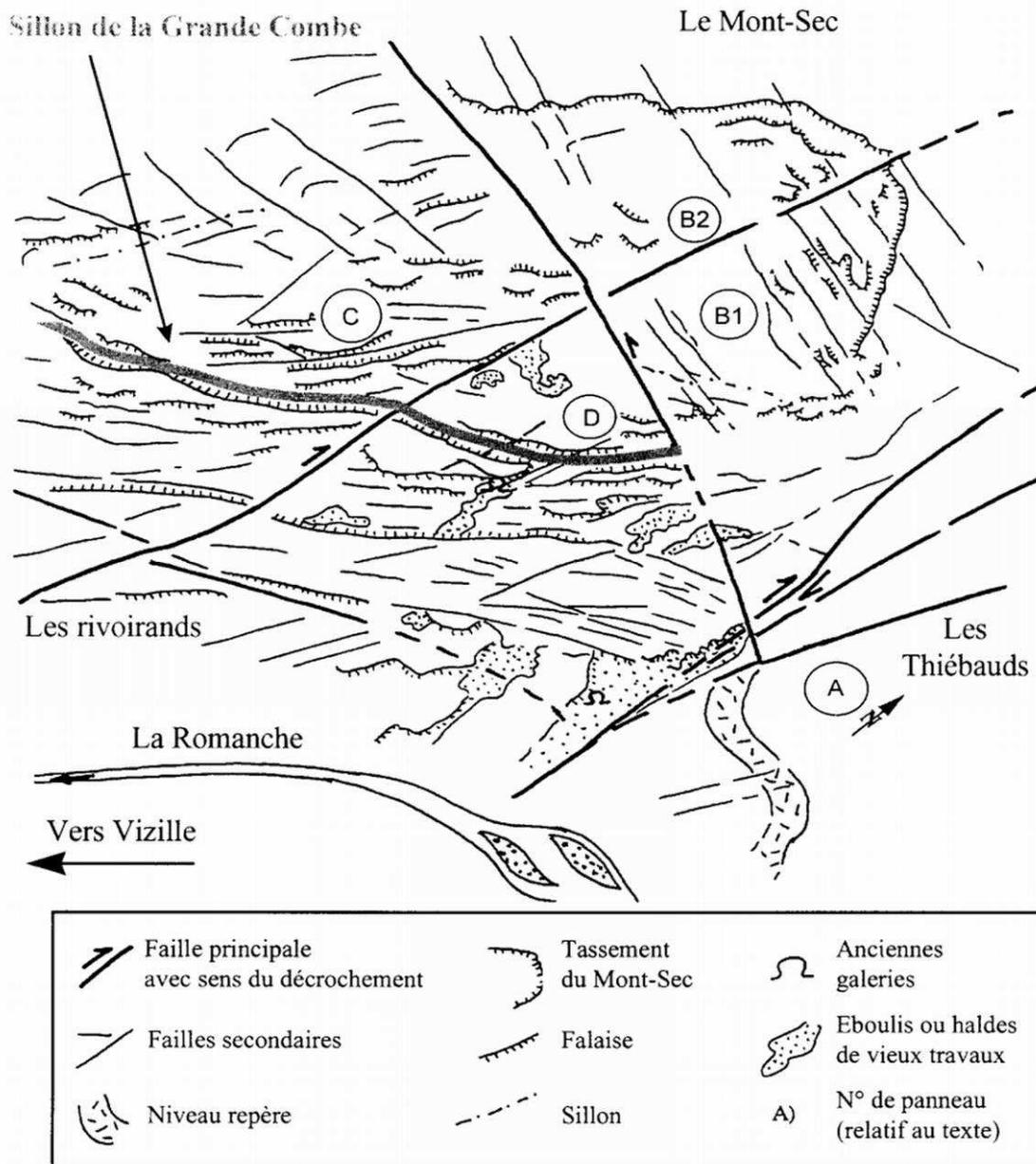


Fig. 6-7: Schéma structural du versant de Séchilienne (Tiré de Vengeon, 1998 et Pothérat and Alfonsi, 2001).

Une analyse de la structuration à l'échelle de l'ensemble du versant de Séchilienne sera effectuée et comparée à ce schéma à partir d'un MNT haute résolution (chapitre 7). L'analyse de la fracturation à l'échelle de l'escarpement sommital du Mont Sec sera également discutée (chapitre 7).

6-2.5 Données géophysiques

Cinq méthodes géophysiques (profils électromagnétiques, tomographies électriques et sismiques, mesures de potentiel spontané et de bruit de fond sismique) ont été appliquées sur le mouvement de Séchilienne (Fig. 6-8a) avec pour but de délimiter la masse instable de l'encaissant stable (Méric et al., 2005). Les zones présentant des indices de déformation gravitaire actuelle ou passée sont caractérisées par des valeurs de résistivités électriques supérieures (Fig. 6-8b) et par des valeurs de vitesses sismiques des ondes P inférieures (Fig. 6-8c) aux zones moins déformées. Les limites latérales de la masse instable (comme la limite Ouest, limites c et d, Fig. 6-8a, b et c) peuvent donc être détectées par ces paramètres géophysiques. Méric et al. (2005) en concluent une très forte dépendance entre ces caractéristiques géophysiques et le degré de fracturation induit par le mouvement de la masse rocheuse.

Le long d'un profil à travers le mouvement (profil EM2, Fig. 6-8a), différents paramètres géophysiques comme le potentiel spontané (Fig. 6-8d), la résistivité apparente (Fig. 6-8e) et l'amplitude spectrale du bruit de fond sismique (Fig. 6-8f) ont été acquis. Une variation de ces paramètres géophysiques est retrouvée suivant les différentes zones définies à partir des vitesses de déplacement mesurées (Fig. 6-8g). En effet, la résistivité apparente (Fig. 6-8e) et l'amplitude spectrale (Fig. 6-8f) augmentent brusquement une première fois lorsque la limite Ouest du mouvement est passé (limites c et d) et une seconde fois dans la partie très active du mouvement (entre les limites k et j). Ces paramètres retombent à des valeurs très faibles lorsque l'on sort de la zone en mouvement (après la limite j). De plus, deux anomalies PS sont mises en évidence aux limites Ouest et Est du mouvement (Fig. 6-8d). Ces caractéristiques géophysiques montrent donc une bonne corrélation avec les taux actuels de déformation (Fig. 6-8g). Etant donné que ces paramètres sont fonction du taux de déformation total, cumulé depuis l'initiation du mouvement, Méric et al. (2005) suggèrent que le taux de déformation relatif actuel reflète bien le mécanisme de déstabilisation passé.

En revanche, aucune limite en profondeur de la zone instable n'a pu être déterminée par cette étude, ce qui suggère une limite basale de déformation profonde (Méric et al., 2005).

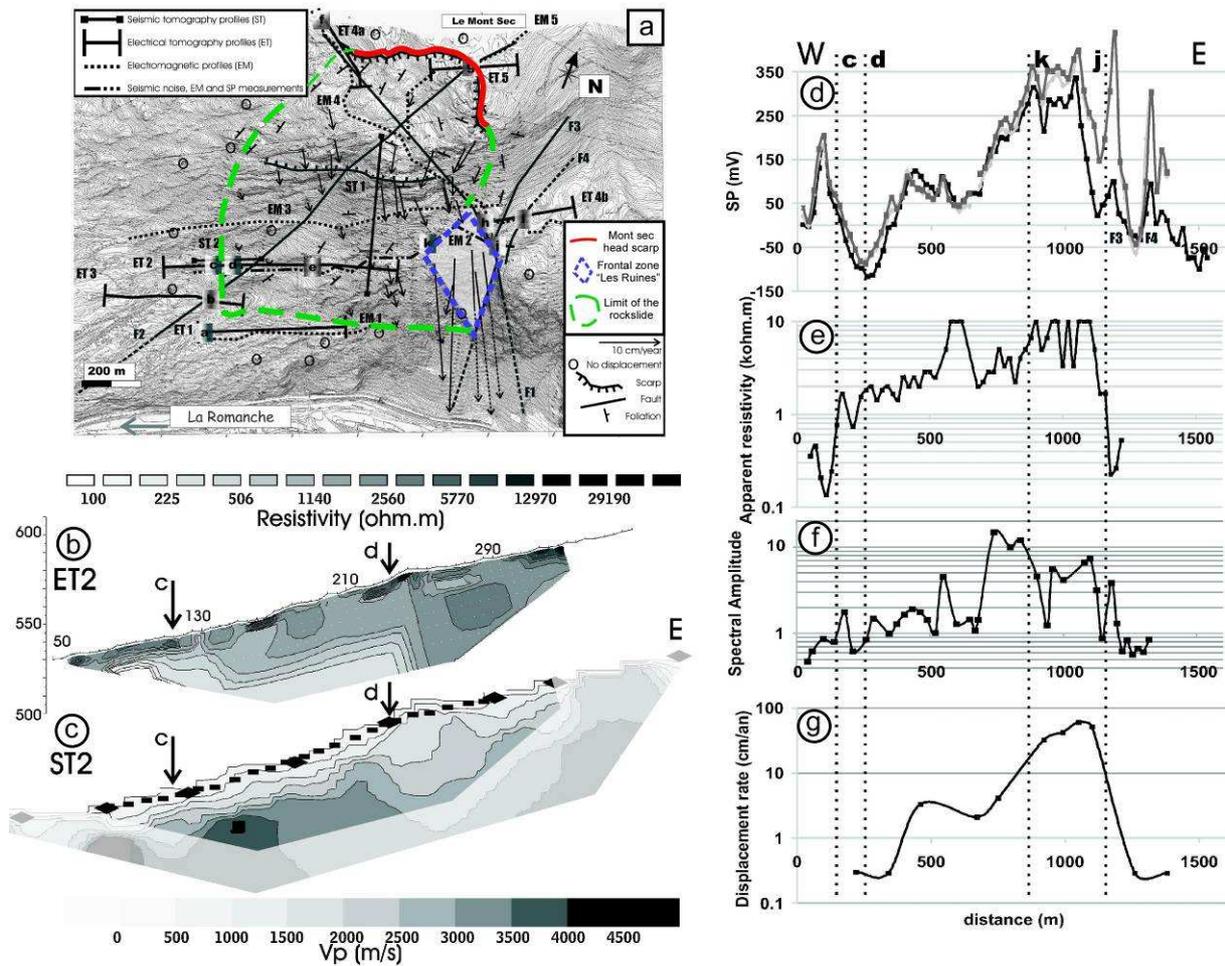


Fig. 6-8: (a) Carte de localisation des profils de prospection géophysique. (b) Tomographie électrique ET2, RMS = 5%. (c) Tomographie sismique en onde P SP2, RMS = 2%. (d) Potentiel spontané (SP) mesuré le long du profil EM2 à trois dates différentes. (e) Profil électromagnétique EM2. (f) Amplitude spectrale du bruit de fond sismique calculée entre 0.5 et 30 Hz. (g) Courbe du taux de déplacement le long du profil EM2. c et d : limites Ouest du mouvement. k : limite Ouest de la zone frontale. j : limite Est du mouvement. Tiré de Meric et al. (2005).

6-3 Analyse de la déformation

6-3.1 Moyens

Les déplacements en surface du versant rocheux sont mesurés par le CETE de Lyon depuis 1985, avec un objectif de surveillance, en lien direct avec un Plan de Secours établi par la préfecture de l'Isère, la Direction Départementale de l'équipement et le CETE de Lyon.

Le dispositif d'auscultation des déplacements comprend différents instruments ou méthodes de mesure et est couplé à une station météorologique situé au sommet du Mont Sec (Evrard et al., 1990 ; Duranthon et al., 2003) :

- (1) des mesures extensométriques ;
- (2) des mesures topométriques par triangularisation et trilatération ;
- (3) des mesures inclinométriques ;
- (4) des mesures géodésiques ;
- (5) des mesures par radar hyperfréquence à partir du versant opposé.

6-3.2 Analyse spatiale

A partir des résultats obtenus grâce au dispositif d'auscultation, le CETE a dégagé trois zones de mouvements distincts (Giraud et al., 1990 ; Durville et al., 2004) (Fig. 6-10a) :

- (1) zone I : la zone frontale « Les Ruines » la plus active, source de nombreuses chutes de pierre d'un volume d'environ 3 hm³ avec des vitesses de déplacement comprises entre 15 et 100 cm/an ;
- (2) zone II : la zone intermédiaire au Nord et à l'Ouest de la zone I d'un volume de 20 à 25 hm³ avec des vitesses de déplacement comprises entre 5 et 15 cm/an ;
- (3) zone III : la zone potentiellement instable, vers le sommet et le Nord-ouest du mouvement avec des vitesses de déplacement comprises entre 2 et 4 cm/an délimitée au Nord par l'escarpement sommital du Mont Sec correspondant certainement à un ancien affaissement.

De plus il apparaît que les déplacements sont nuls au pied du versant (sous la côte 500 m).

L'analyse spatiale dans le plan (Fig. 6-10a) permet également de remarquer (Vengeon, 1996) :

- (1) que les vecteurs vitesses sont majoritairement orientés Nord-ouest – Sud-est (perpendiculaires aux lanières N50 à N70°) et non selon la direction de la ligne de plus grande pente ce qui dénote un contrôle structural de la déformation par ses lanières N50 à N70 ;
- (2) que le mouvement semble s'atténuer progressivement vers l'aval et vers l'Ouest alors que les limites Est et amont sont franches et très visibles.

De plus, la représentation des vecteurs vitesses dans une coupe à travers le mouvement hors de la zone frontale la plus rapide (Fig. 6-10b) met en évidence (Vengeon, 1998 ; Duranthon et al., 2003) :

- (3) une faible inclinaison de ces vecteurs (10 à 20°) constante sur l'ensemble du massif.

Ces trois observations montrent donc l'inadéquation des mécanismes de glissement translationnel (qui nécessite un fort contraste de vitesse à l'aval) (Fig. 6-9a) et rotationnel (qui nécessite un fort contraste de vitesse à l'aval et une inclinaison variable des vecteurs vitesses) (Fig. 6-9b) (Vengeon, 1996 ; Duranthon et al., 2003).

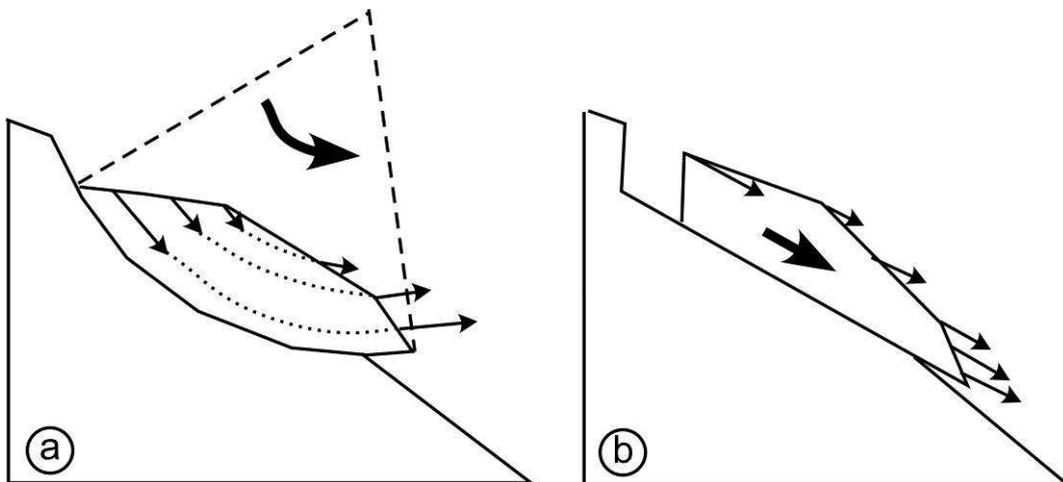


Fig. 6-9: Schéma simplifié du mécanisme d'un glissement (a) rotationnel et (b) translationnel. Les flèches épaisses indiquent le mouvement général du glissement et les flèches fines représentent les vecteurs vitesses de déplacement.

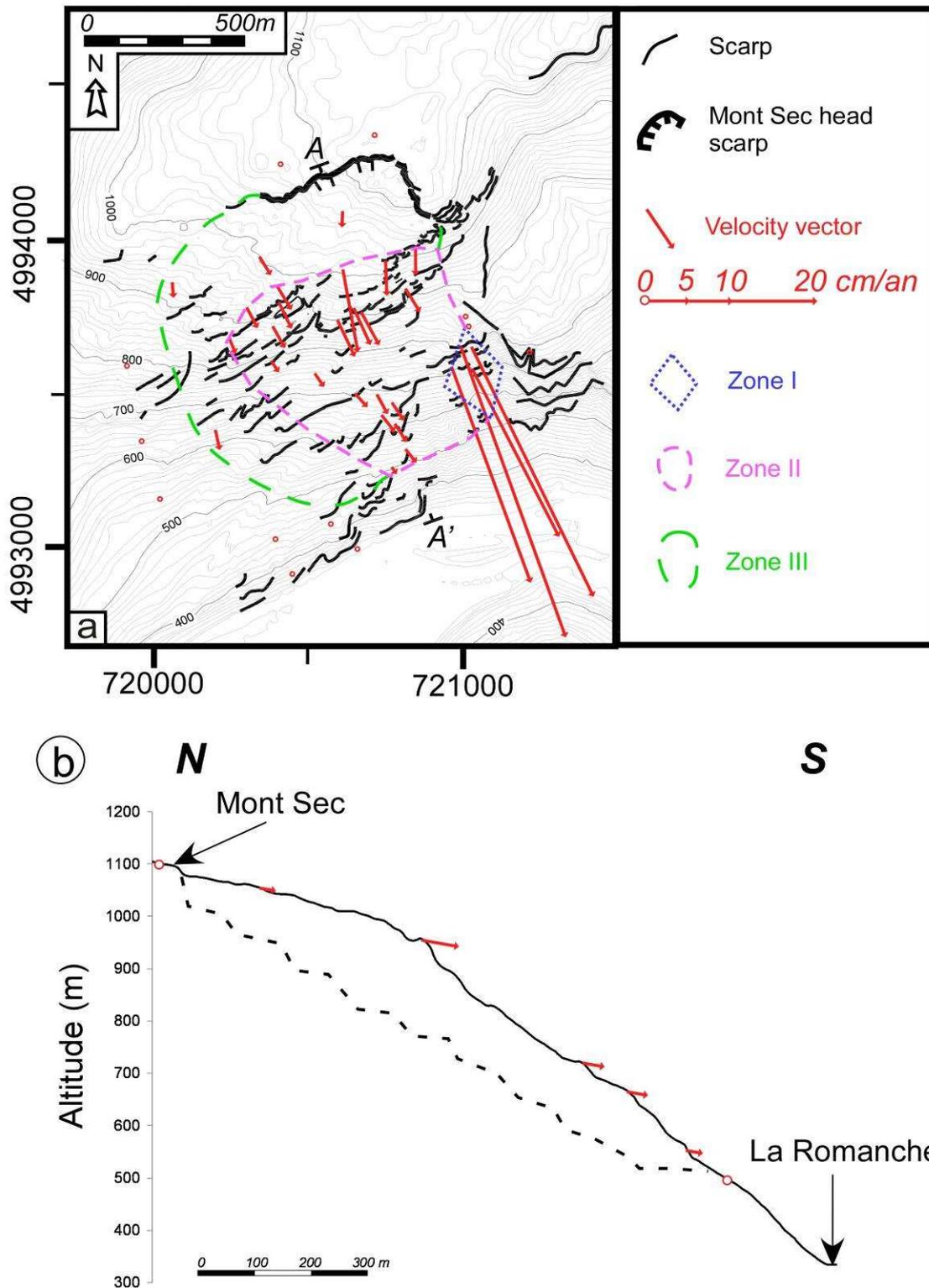


Fig. 6-10: (a) Carte des vecteurs vitesses de déplacement mesuré par géodésie entre 1988 et 1998 (CETE) sur le versant de Séchilienne (d'après Vengeon, 1998) avec la délimitation des trois zones à cinématique différente. Zone I : zone frontale « Les Ruines ». Zone II : zone intermédiaire. Zone III : zone potentiellement instable. A-A' : position de la coupe (Fig. 6-4b). (b) Coupe N-S (échelle 1/1) à travers le mouvement avec les vecteurs vitesses de déplacement. Trait pointillé : limite basale potentielle (d'après Vengeon, 1998).

6-3.3 Analyse temporelle

Le suivi temporel des déplacements du mouvement met en évidence une commande hydraulique qui contrôle le rythme de déformation du versant de Séchilienne (Rochet et al., 1994 ; Vengeon, 1998 ; Durville et al., 2004). En effet, les mesures des vitesses d'ouvertures des capteurs extensométriques situés au sommet de la zone frontale (zone I, Fig. 6-10a) réalisées par le CETE de Lyon (Fig. 6-11) révèlent une cyclicité moyenne de la vitesse d'ouverture (période d'environ un an) avec une différence importante entre les périodes sèches (été et automne) avec des vitesses moyennes de 5 à 15 mm/mois et les périodes pluvieuses ou de fonte de neige (hiver et printemps) avec des vitesses moyennes plus élevées de 20 à 50 mm/mois (Fig. 6-11).

De plus, à plus grande échelle temporelle, une tendance à l'accélération des vitesses annuelles moyennes peut être mise en évidence (Durville et al. 2004) (courbes bleues, Fig. 6-11).

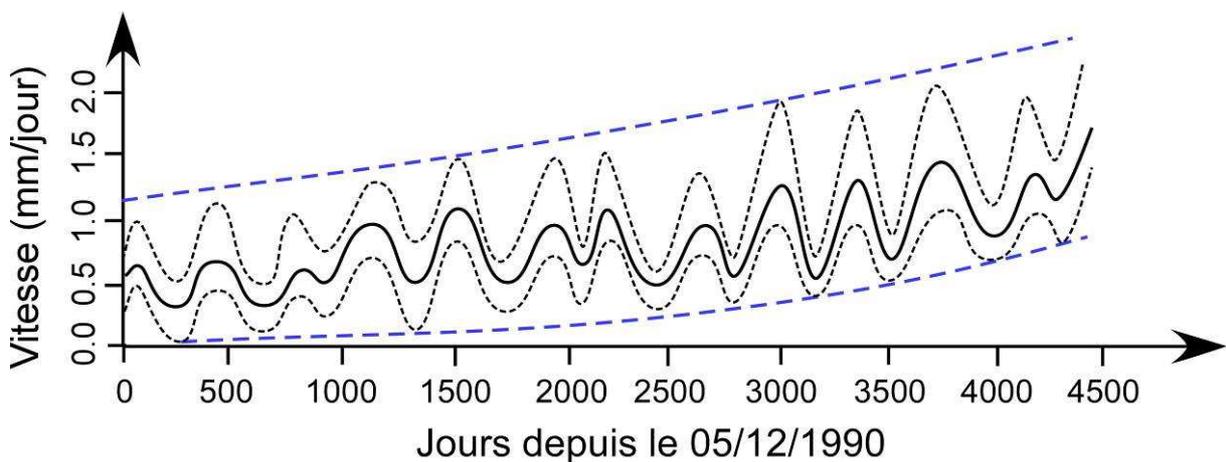


Fig. 6-11: Variation saisonnière de la vitesse d'ouverture d'un capteur extensométriques au sommet de la zone I. Trait plein : vitesse moyenne. Traits pointillés : vitesse minimale et maximale. D'après Durville et al. (2004).

Cette commande hydraulique a ensuite été précisée par des corrélations de type « boîte noire » entre vitesses de déplacement et pluviométrie (Alfonsi, 1997). Ces corrélations révèlent qu'une forte pluviosité sur un cumul de 10 jours n'entraîne une crise de déplacement nette que si l'apport cumulé sur 45 jours est important. Ceci montre l'existence d'un seuil de charge hydraulique au sein du massif dont le rôle est déterminant pour l'accroissement des vitesses (Vengeon, 1998).

6-4 Mécanisme de déformation

6-4.1 Modèle mécanique

Afin de préciser le mécanisme de mouvement, Vengeon a cherché à reconstituer la déformation du massif depuis le retrait des glaciers de manière à expliquer les structures et les déplacements observés par simulation numérique 2D en utilisant un code par éléments distincts (UDEC) (Vengeon, 1998 ; Vengeon et al., 1999). Le modèle de départ est basé sur des données géologiques simplifiées du versant. Deux familles de discontinuités ont été modélisées : une famille de fractures continues verticales d'orientation N50 à N70° découpant le massif en lanière et une famille de fractures discontinues inclinées vers la vallée délimitant des blocs au sein des lanières. Le mécanisme de rupture correspond quand à lui au déchargement des pentes et au relâchement des contraintes liés à la fonte du glacier de la Romanche à la fin du Würm (Vengeon et al., 1999 ; Pothérat and Alfonsi, 2001). Les calculs (Fig. 6-12a) font apparaître deux zones expliquant les observations géomorphologiques (Fig. 6-12b) (Vengeon, 1998 ; Vengeon et al., 1999) :

- (1) une zone en tassement dans la partie sommitale causée par un enfoncement le long des fractures inclinées vers la vallée ;
- (2) une zone en bombement à l'aval avec la formation de crevasses et de contre pentes causée par la flexion des lanières.

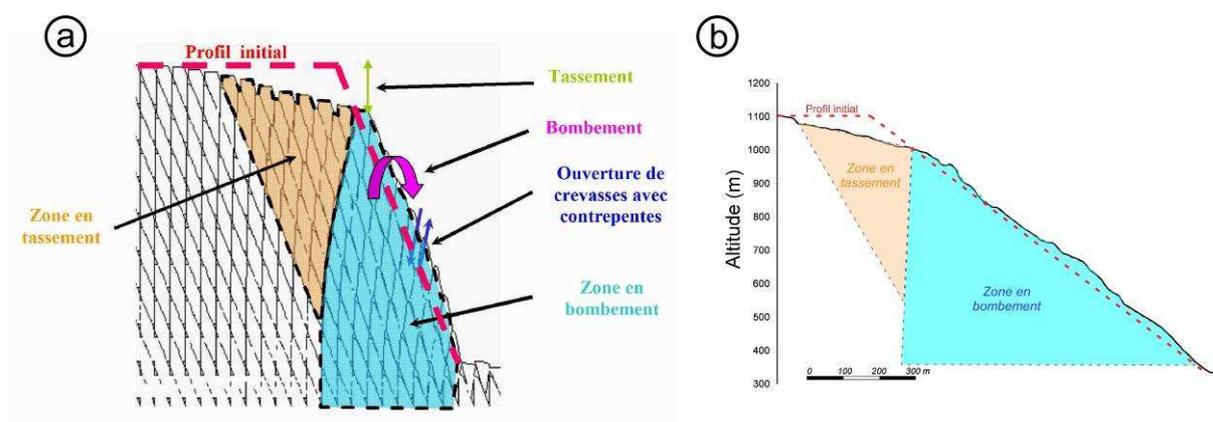


Fig. 6-12: (a) Modèle de déformation sans surface de rupture du versant instable de Séchilienne obtenu par la méthode des éléments distincts code UDEC (d'après Vengeon, 1998). (b) Profil topographique N-S (coupe A-A') du versant au travers du mouvement (voire Fig. 6-4 pour la localisation).

6-4.2 Modèle hydrogéologique

De manière à comprendre la commande hydraulique contrôlant les déformations, une étude isotopique et hydrochimique a été effectuée sur le versant de Séchilienne (Vengeon, 1998 ; Guglielmi et al., 2002). Cette étude a permis de proposer le modèle hydraulique suivant (Fig. 6-13) :

- (1) écoulement latéral profond guidé par les failles N50 à N70° jouant le rôle d'écran étanche dans leur direction transversale et de guide dans leur plan depuis le pic de l'Oeilly et Fau Laurent (Fig. 6-13a) ;
- (2) surverse au niveau de la zone instable par-dessus ces failles lors de fortes pluies car elles forment une succession de lanières hydrogéologiquement indépendantes dans le massif de Séchilienne mais devenant perméables dans la zone instable à cause de son importante désorganisation (Fig. 6-13b) ;
- (3) effet de seuil hydromécanique en cas de surverse généralisée dans le versant lors de période de pluie importante prolongée, noyant la zone en mouvement malgré sa forte conductivité hydraulique et formant une « nappe de versant » qui provoque une importante augmentation des pressions hydrauliques pouvant expliquer les accélérations du mouvement (Fig. 6-13c).

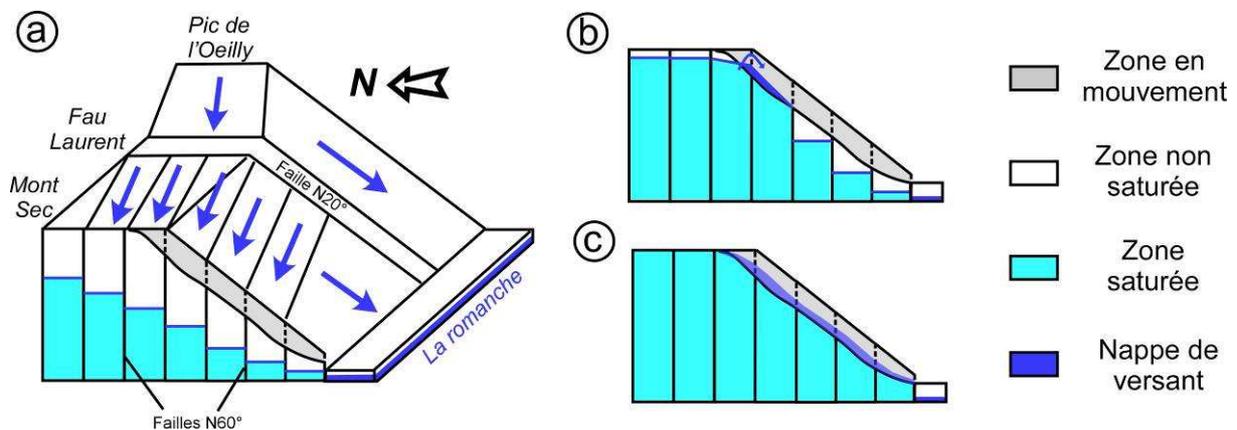


Fig. 6-13: Modèle hydraulique du mouvement de Séchilienne permettant d'expliquer la commande hydraulique des déformations (d'après Vengeon, 1998). (a) Schéma hydraulique des écoulements dans le versant. (b) Début de la période humide : augmentation du niveau dans les compartiments capacitifs et surverse dans le haut du versant. (c) Période humide prolongée : la surverse s'est généralisée dans le versant qui prend temporairement la forme d'une nappe de versant anisotrope.

6-5 Perspectives

Dans la suite de cette partie, une analyse géomorphologique et structurale détaillée du versant à partir d'un nouvel outil, un modèle numérique de terrain très haute résolution (4 m) sur l'ensemble du versant sera détaillée (chapitre 7).

De plus, le principal manque aux études antérieures sur le mouvement de Séchilienne concerne une information chronologique sur la déstabilisation du massif. Au cours de cette étude, une nouvelle méthode de datation par cosmonucléides sur l'escarpement sommital du Mont Sec de manière à obtenir des contraintes chronologiques sur l'initiation du mouvement mais également sur sa dynamique a été utilisée et a fait l'objet d'un article publié dans la revue *Earth and Planetary Science Letters* (chapitre 8) (Le Roux et al., in press b).

CHAPITRE 7:

CARACTERISTIQUES GEOMORPHOLOGIQUES ET STRUCTURALES DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE

Un modèle numérique de terrain haute résolution spatiale (4m) acquis dans le cadre d'une collaboration avec le CETE et l'université de Lyon a été utilisé de manière à obtenir des données géomorphologiques et structurales sur le glissement de Séchilienne à l'échelle du mouvement.

A partir de ce MNT, les caractéristiques géomorphologiques sont, dans une première partie, mises en relation avec le mécanisme de déstabilisation du mouvement de Séchilienne proposé par différents auteurs (chapitre 6).

Dans une seconde partie, la fracturation sur l'ensemble du mouvement, analysée à partir de ce nouvel outil, est présentée de manière à avoir un schéma structural le plus complet et précis du mouvement. Le schéma structural obtenu est ensuite comparé à la fracturation mesurée sur l'escarpement sommital du Mont Sec et à celle déterminée à plus grande échelle spatiale (chapitre 4) de manière à mieux comprendre le rôle de l'héritage tectonique sur la déstabilisation du versant.

7-1 Présentation du MNT utilisé

Le Modèle Numérique de Terrain utilisé dans cette étude recouvre l'ensemble du mouvement de Séchilienne avec une résolution spatiale de 4 m et a été acquis dans le cadre d'une collaboration avec le CETE et l'université de Lyon (Fig. 7-1)

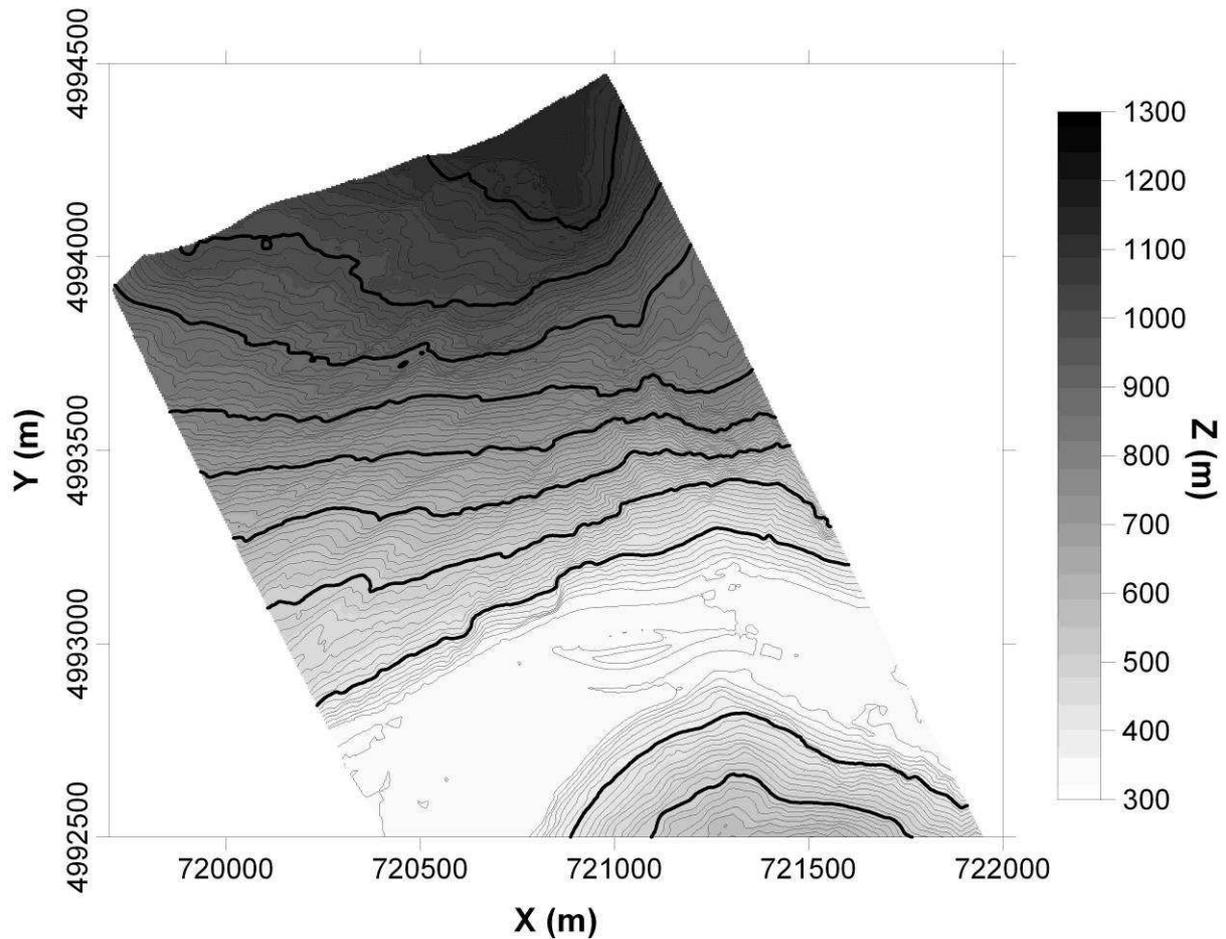


Fig. 7-1: *Modèle Numérique de Terrain (MNT) du mouvement de Séchilienne au pas de 4 m (CETE Lyon). Equidistance des lignes maîtresses : 100 m.*

7-2 Caractéristiques géomorphologiques

Le MNT haute résolution du mouvement de Séchilienne (Fig. 7-2a) est représenté sous différentes formes : (i) représentation en relief (Fig. 7-2b), (ii) carte d'inclinaison des pentes (Fig. 7-2c), (iii) carte d'orientation des pentes (Fig. 7-2d) et (iv) représentation en 3D (Fig. 7-2e). A partir de ce MNT, un profil topographique au travers du mouvement est également analysé en termes d'altitude et d'inclinaison et d'orientation des pentes (Fig. 7-3).

Le mouvement de Séchilienne (trait pointillé noir, Fig. 7-2) affecte les pentes Sud du massif de Belledonne entre 500 et 1100 m d'altitude (Fig. 7-2a) Au sommet du mouvement, une courbe continue présente des pentes très élevées ($> 60^\circ$) (Fig. 7-2c) correspondant à la niche d'arrachement sommitale du Mont Sec (trait pointillé blanc, Fig. 7-2e). Une limite géomorphologique peut être déterminée à partir des cartes d'inclinaison et d'orientation des pentes (trait pointillé fin, Fig. 7-2c et d). Au Nord de cette limite (zone 1), les pentes se caractérisent par une inclinaison moyenne assez faible (entre 10 et 25°) (Fig. 7-2c) et par une orientation moyenne NNE-SSW (Fig. 7-2d). De nombreuses variations locales apparaissent dans cette zone sans grande extension latérale. Au Sud de cette limite (zone 2), les pentes se caractérisent par une inclinaison moyenne élevée ($> 45^\circ$) (Fig. 7-2c) et par une orientation moyenne NNW-SSE (Fig. 7-2d), pentes relativement homogènes dans lesquelles apparaissent de grands linéaments E-W (flèches noires, Fig. 7-2) caractérisés par des pentes très faible ($< 10^\circ$) (Fig. 7-2) orientés vers le Nord (Fig. 7-2 d).

Ces différences géomorphologiques s'expliquent par l'affaissement de la partie sommitale du versant (zone 1) d'une surface d'environ 30 hectares et délimité au sommet par l'important escarpement de près de 30 m de haut du Mont Sec entraînant le gonflement et le bombement de la partie inférieure (zone 2) d'une surface d'environ 75 hectares et à la base de laquelle se sont développés les fréquents éboulements de la zone active des Ruines (Fig. 7-3). Les variations locales d'inclinaison et d'orientation des pentes dans la zone 1 correspondent à la présence de nombreuses fractures gravitaires formant des blocs s'ouvrant les uns par rapport aux autres. Au sein de la zone 2, les linéaments observés (flèches noirs, Fig. 7-2) correspondent à des ressauts à contre-pentes amonts très inclinées probablement formées par la flexion du versant provoquant l'ouverture de fractures linéaires perpendiculairement aux vecteurs vitesses de déformation.

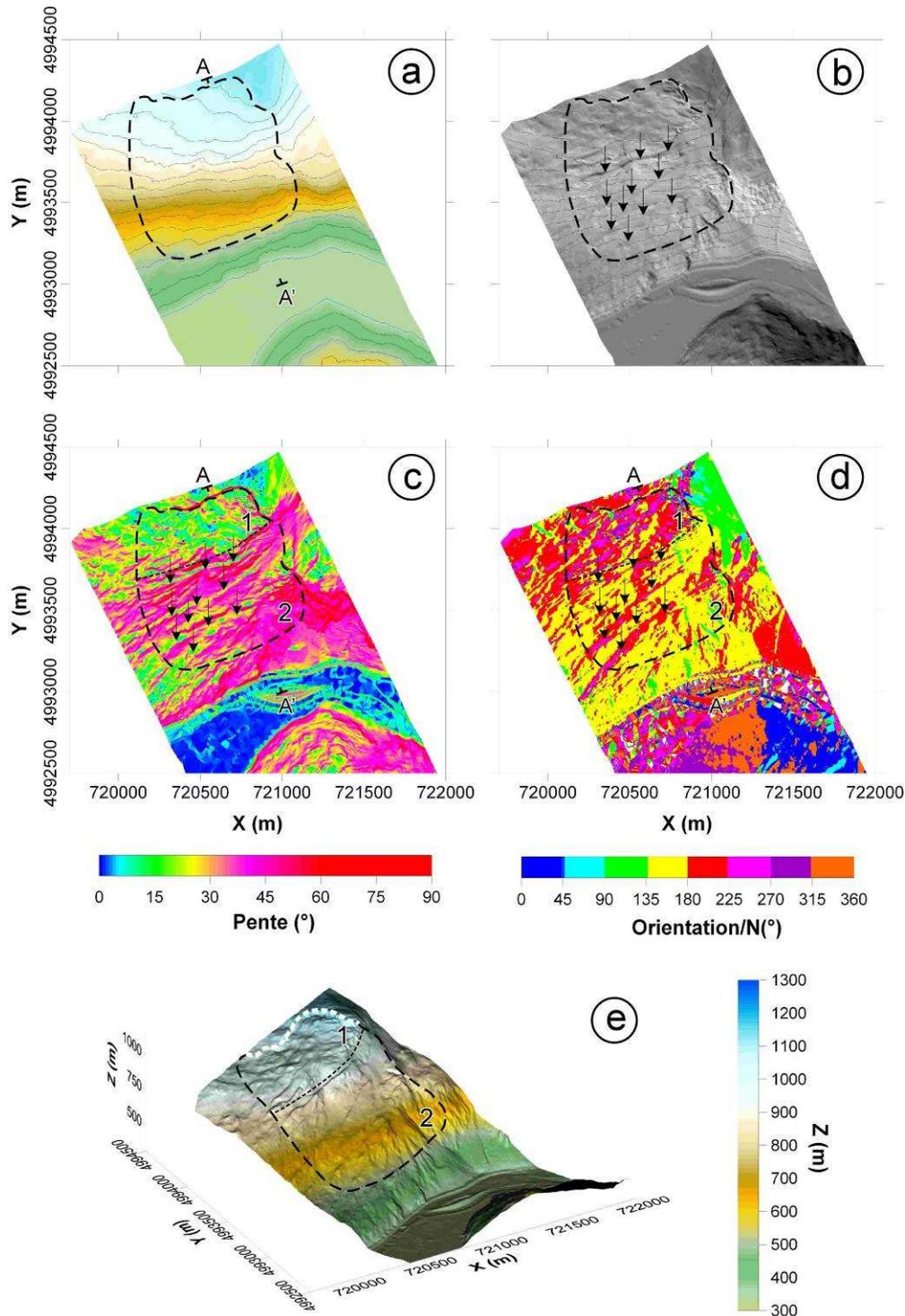


Fig. 7-2: Mouvement de Séchilienne (trait pointillé gras). (a) MNT (CETE Lyon). (b) Représentation en relief à partir de la réflectance de la surface calculée avec une source lumineuse ayant un azimut N210° et une inclinaison de 15°. (c) Carte d'inclinaison des pentes avec une fenêtre de calcul de 3x3 pixels. (d) Carte d'orientation des pentes avec une fenêtre de calcul de 3x3 pixels. (e) Représentation en 3D, échelle 1:1:1. Résolution spatiale : 4 m. Système de projection : WGS 84 UTM 31N. A-A' : position de la coupe (Fig. 7-3). Le trait pointillé blanc correspond à la niche d'arrachement sommitale du Mont Sec. Les flèches noires indiquent la position des contre-pentes. Zone 1 : zone en tassement. Zone 2 : zone en bombement.

Un profil topographique (trait noir, Fig. 7-3) et l'analyse de l'inclinaison (trait rouge, Fig. 7-3) et de l'orientation (trait bleu, Fig. 7-3) des pentes à travers le mouvement (coupe A-A', Fig. 7-2) permet de préciser les caractéristiques géomorphologiques. Une augmentation brutale et importante au sommet du versant associée à une rupture de pente de près de 30 m de haut (escarpement du Mont sec, Fig. 7-3) délimite la zone stable (à l'amont) de la zone déstabilisée. Entre 1100 et 950 m d'altitude, les pentes moyennes du versant sont faibles autour de 15° et augmentent brusquement vers 950 m à près de 40° jusqu'en pied de versant (Fig. 7-3). Cette transition met en évidence deux zones à caractéristique géomorphologiques différentes au sein de la masse instable liées à un mode de déformation distinct : (i) une zone en tassement au sommet (zone 1) et (ii) une zone en bombement à la base.

L'analyse en détail de l'inclinaison et de l'orientation des pentes au sein de ces deux zones révèle des différences significatives. Au sein de la zone 1, les augmentations des pentes sont corrélées à des variations d'orientation (Fig. 7-3). Ces pics semblent avoir une certaine périodicité (entre 100 et 150 m) (Fig. 7-3). Ils correspondent à la position d'escarpement délimitant des blocs s'ouvrant les uns par rapport aux autres et entre lesquels des dépressions se sont remplies. En revanche, au sein de la zone 2, les variations d'inclinaison et d'orientation des pentes sont nettement plus aléatoires et bruitées et aucune périodicité ne peut être mise en évidence même si plusieurs contre-pentes et replats linéaires sont observés par une forte diminution des pentes (Fig. 7-3)

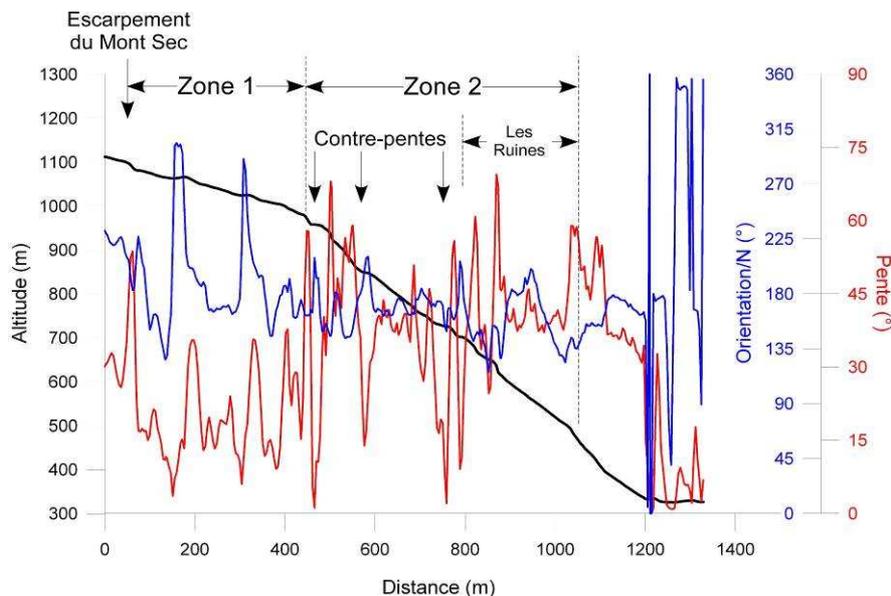


Fig. 7-3: Coupe Nord-Sud A-A' à travers le mouvement de Séchilienne (localisation sur la figure 7-2). Trait noir : profil altitudinal. Trait rouge : profil de l'inclinaison des pentes. Trait bleu : profil de l'orientation des pentes. Zone 1 : zone en tassement. Zone 2 : zone en bombement.

7-3 Caractéristiques structurales

7-3.1 A l'échelle du mouvement

Le MNT haute résolution est un outil puissant pour caractériser la fracturation sur l'ensemble du mouvement de Séchilienne. La représentation en relief du MNT du mouvement de Séchilienne sous 8 éclairages différents (Fig. 7-4) permet de révéler un nombre important de fractures (traits verts, Fig. 7-5).

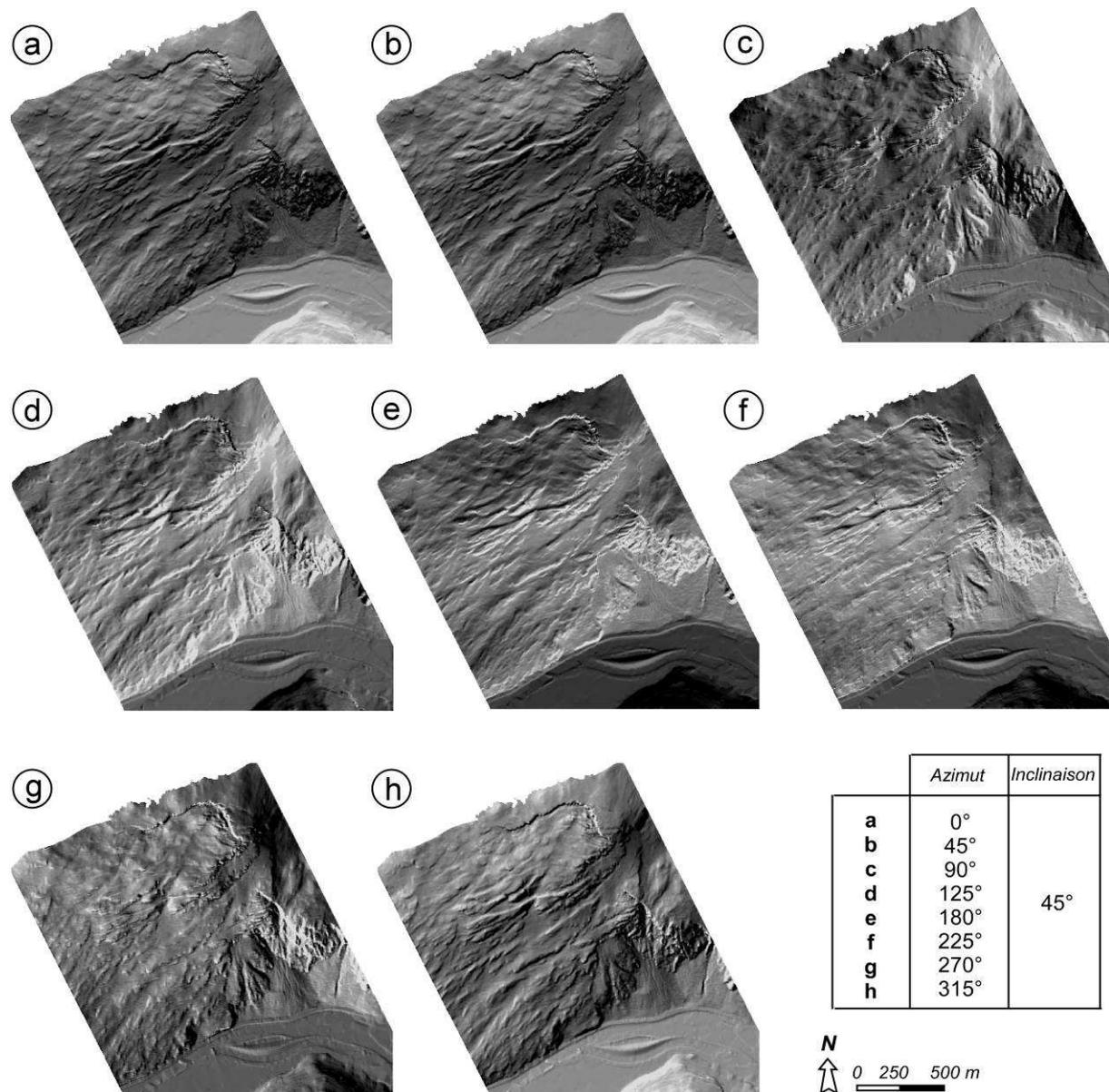


Fig. 7-4: Représentation en relief sous 8 éclairages différents du MNT haute résolution (4 m) de Séchilienne (CETE Lyon).

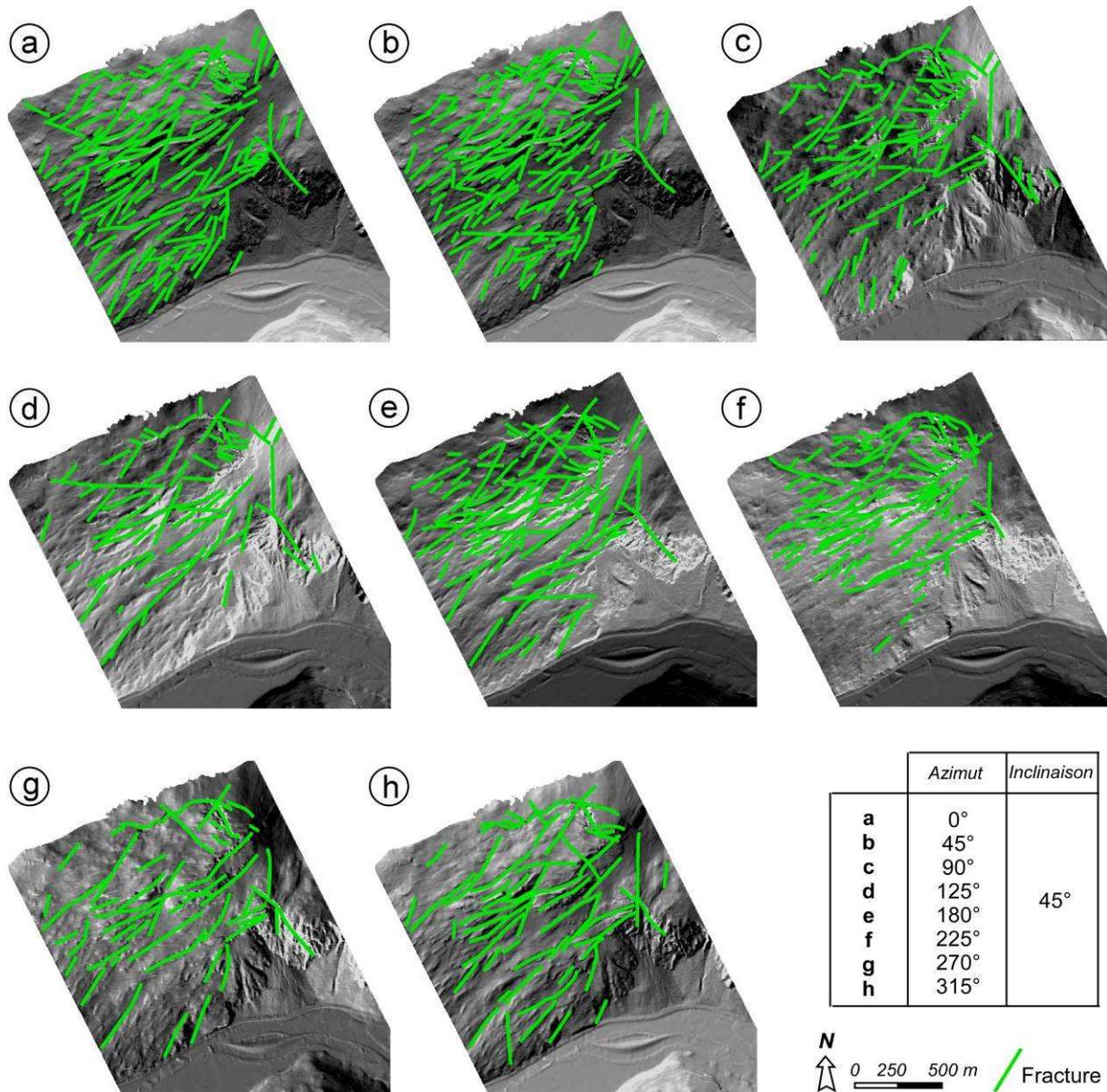


Fig. 7-5: Représentation en relief sous 8 éclairages différents du MNT haute résolution (4 m) de Séchilienne (CETE Lyon) avec l'interprétation des fractures visibles sur chaque MNT.

A partir de la superposition de ces 8 représentations et de la comparaison de la fracturation déduite de chaque éclairage, seules les fractures visibles sur au moins 50 % des MNT (soit au moins 4 éclairages différents) ont été conservées (Tableau 7-1 et Fig. 7-6a). Cette valeur de 50 % a été choisie de manière à conserver un nombre suffisant de linéaments pour l'analyse statistique et d'éliminer ceux n'ayant pas une représentativité suffisante. Le tableau 7-1 présente les caractéristiques de la fracturation mesurée à partir du MNT haute résolution. La longueur cumulée des linéaments détectés par unité de surface (L_S) est très élevée (30 fois plus que celle déterminée dans le domaine externe à partir de photographies aériennes (Tableau 4-6)) ce qui confirme l'intérêt d'un tel objet pour la détection de la fracturation.

Caractéristiques	Mouvement Séchilienne
N	134
L (m)	20 000
S (m ²)	2 100 000
L_S (m/m ²)	0.0095

Tableau 7-1: Caractéristiques de la détermination de la fracturation à l'échelle du mouvement de Séchilienne. N : nombre de linéaments détectés. L : longueur cumulée des linéaments. S : surface de la zone investiguée. L_S : longueur cumulée des linéaments ramenée à la surface de la zone investiguée.

L'orientation des linéaments mesurés dans le mouvement de Séchilienne est présentée sur un diagramme en rosace (Fig. 7-6b). Une orientation majeure F_S^3 (43 % de la fracturation totale) N50 à N70° est mise en évidence (Tableau 7-2). Ces alignements correspondent principalement aux escarpements et aux dépressions linéaires observés lors de l'étude géomorphologique (paragraphe 7-2). Deux autres familles de fracturation sont également identifiées sur le diagramme en rosace (Fig. 7-6b), une famille F_S^1 N20 à N40° (25 % de la fracturation totale) et une famille F_S^2 N130 à N150° minoritaire (8 % de la fracturation totale) (Tableau 7-2).

Famille de fractures		Orientation/N (°)	Nombre (%)
Séchilienne	F_S^1	30 ± 10	25
	F_S^2	140 ± 10	8
	F_S^3	60 ± 10	43

Tableau 7-2 Caractéristiques de la fracturation dans le versant de Séchilienne. F_S : famille de fractures dans le mouvement de Séchilienne.

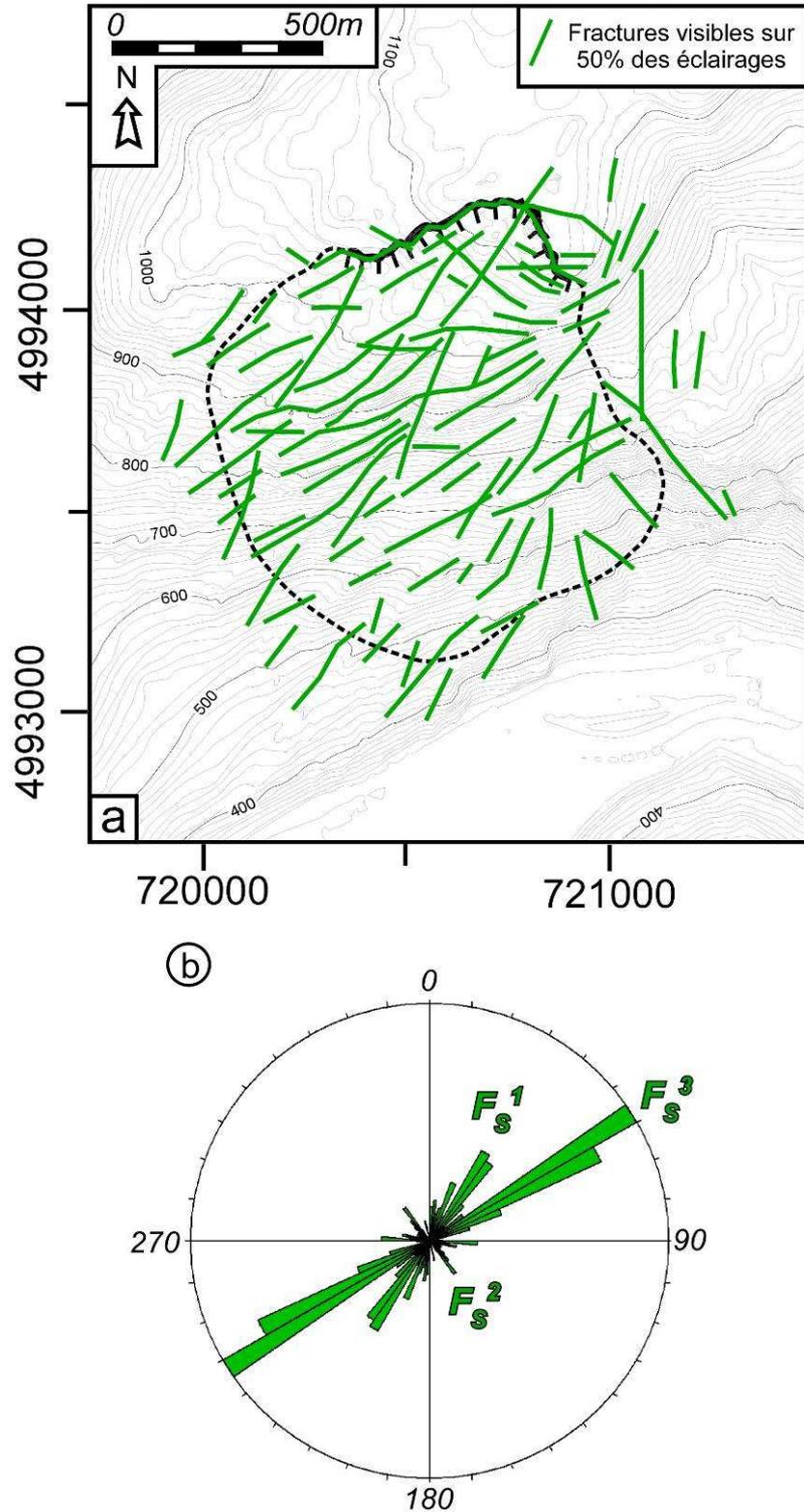


Fig. 7-6: (a) Schéma structural du mouvement de Séchilienne (limite en trait pointillé) obtenu à partir du MNT haute résolution (4 m) représenté en relief sous différents éclairages (Fig. 7-4) où sont conservés les linéaments visibles sur au moins 50 % des éclairages. (b) Mesure de l'orientation (diagramme en rosace, intervalle = 5°) de la fracturation mesurée sur le mouvement de Séchilienne (Fig. 7-5a). F_s : famille de fractures détectée dans le mouvement de Séchilienne.

7-3.2 A l'échelle de l'affleurement

L'orientation moyenne de la falaise constituant la niche d'arrachement sommitale du Mont Sec a été déterminée tous les 50 m à partir du MNT haute résolution et est représentée sur un diagramme en rosace (Fig. 7-7a). Deux orientations principales ressortent de cette analyse, une orientation F_M^3 N50 à N70° représentant 45 % de l'orientation moyenne de toute la falaise (Tableau 7-3) et une orientation F_M^2 N130 à N150° représentant 30 % de l'orientation moyenne de toute la falaise (Tableau 7-3).

De manière à comparer cette orientation moyenne avec la fracturation de la falaise, la mesure des plans de diaclases ou de failles le long de la niche d'arrachement sommitale du Mont Sec a été effectuée. L'orientation et le pendage de 135 plans relevés de manière homogène sur l'ensemble de l'escarpement sommital du Mont Sec sont présentés sur un diagramme en rosace (Fig. 7-7b et c). Deux orientations de plans de fractures sub-verticales (Fig. 7-7c) sont distinguées, une orientation F_M^1 N20 à N40° et une orientation F_M^2 N130 à N150° représentant à elles deux 65 % de la fracturation totale mesurée (Tableau 7-3).

Une différence significative est donc observée entre l'orientation moyenne de la falaise et les plans de discontinuités la fracturant. Ainsi, l'orientation N140 ± 10° se retrouve à la fois sur 25 à 30 % de l'orientation moyenne de la falaise et sur le nombre de plans mesurés (Fig. 7-7 et Tableau 7-3), l'orientation principale de l'escarpement du Mont Sec N60 ± 10° ne correspond pas à une orientation de plans de diaclases ou de failles dont la majorité sont orientés N30 ± 10° (Fig. 7-7 et Tableau 7-3).

L'orientation de la falaise N60 ± 10° majoritairement observée n'est donc probablement pas liée à des structures tectoniques héritées mais résulte plutôt de la déformation gravitaire se développant sur des fractures N30° et N140° en relais pour donner une orientation moyenne sensiblement N60° (Fig. 7-8).

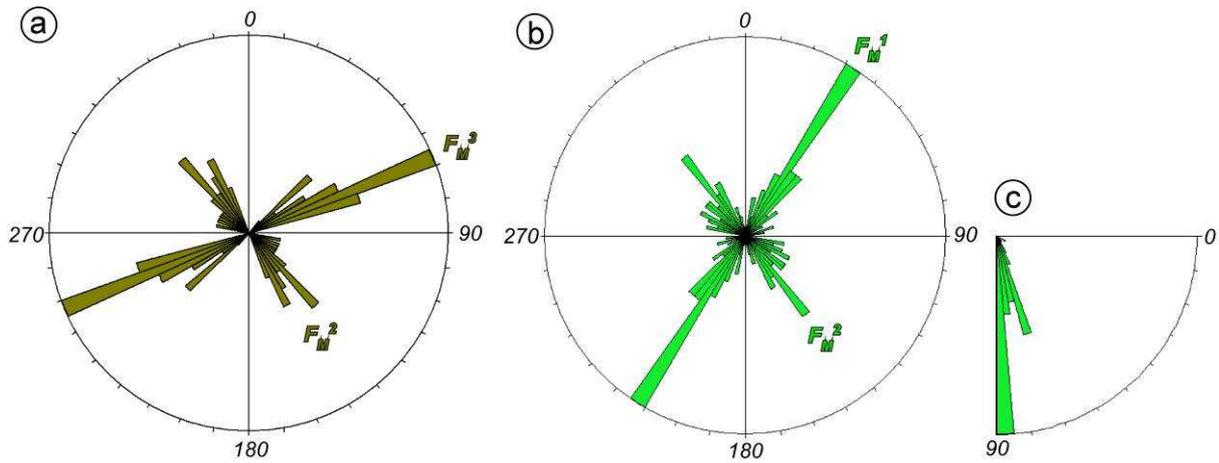


Fig. 7-7: (a) Mesure de l'orientation (diagramme en rosace, intervalle = 5°) de l'orientation de la falaise du Mont Sec. (b) Mesure de l'orientation (diagramme en rosace, intervalle = 5°) des plans de fractures mesurés sur la falaise du Mont Sec. (c) Mesure du pendage (diagramme en rosace, intervalle = 5°) des plans de fractures mesurés sur la falaise du Mont Sec.

Famille de fracture	Orientation/N (°)	Nombre (%)	
		Orientation	Fractures
F_M^1	30 ± 10	0	40
F_M^2	140 ± 10	30	25
F_M^3	60 ± 10	45	5

Tableau 7-3: Caractéristiques de la fracturation de l'escarpement sommital du Mont Sec à la fois en termes d'orientation de la falaise et des plans de fractures. F_M : famille de fractures de l'escarpement du Mont Sec.

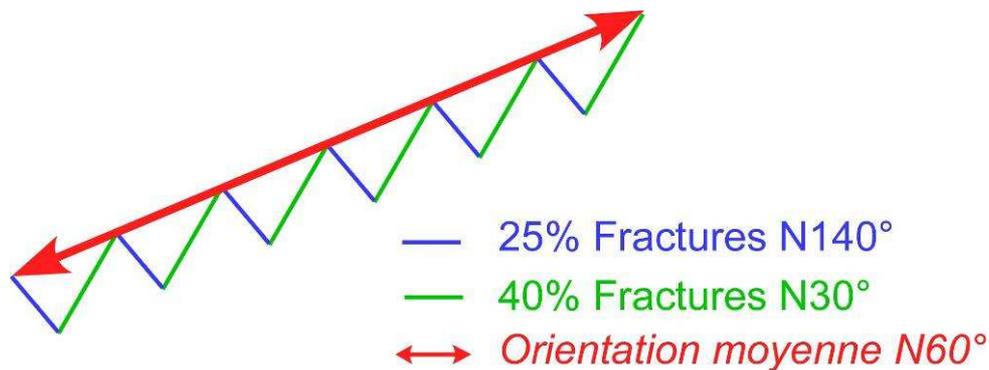


Fig. 7-8: Schéma explicatif de l'orientation moyenne de la falaise sensiblement N60° à partir de l'exploitation de deux systèmes préexistants de fractures conjuguées N30° et N140°.

7-3.3 Comparaison

De manière à comprendre le rôle et l'origine de la structuration observée sur le mouvement de Séchilienne (paragraphe 7-3.1), une double comparaison de la fracturation à différentes échelles spatiales est réalisée, une avec la fracturation à l'échelle de l'affleurement (paragraphe 7-3.2) et une avec la fracturation à l'échelle régionale (paragraphe 4-4). Trois familles de fracturation ont été identifiées dans le domaine externe de Belledonne à ces trois échelles spatiales d'analyses, une orientée $N30 \pm 10^\circ$ noté F^1 , une orientée $N140 \pm 10^\circ$ noté F^2 , et une orientée $N60 \pm 10^\circ$ noté F^3 .

La figure 7-9 et le tableau 7-4 présentent le poids de chaque famille de fractures en fonction de la méthode de détection, par mesure de plans de discontinuités le long de l'escarpement sommital du Mont Sec (échelle de l'affleurement), par analyse du MNT haute résolution sur l'ensemble du mouvement de Séchilienne (échelle du mouvement) et par analyse de couples stéréoscopiques de photographies aériennes (échelle régionale). La comparaison de la fracturation à l'échelle régionale et à l'échelle de l'affleurement révèle une forte similitude (Fig. 7-9). Deux familles de fractures principales sont mises en évidence, la famille F^1 , majoritaire ($> 40\%$) et la famille conjuguée F^2 ($> 25\%$) (Fig. 7-9). Une différence concerne la famille F^3 , qui apparaît quelque peu à l'échelle régionale ($< 20\%$) alors qu'elle est complètement absente à l'échelle de l'affleurement (Fig. 7-9). L'analyse des discontinuités à l'échelle du mouvement de Séchilienne apparaît quand à elle totalement différente. En effet, si les trois familles sont présentes, la famille F^3 est très nettement prédominante (près de 50%) (Fig. 7-9).

Si l'on admet que la fracturation déterminée à l'échelle de l'affleurement est issue de plans de discontinuités tectoniques héritées, les familles F^1 et F^2 correspondent alors à des failles préexistantes (antérieures à la déstabilisation gravitaire), ce qui est confirmé par l'analyse à l'échelle régionale où ces deux familles conjuguées se retrouvent. En revanche, la famille F^3 n'étant pas mesurée sur l'escarpement mais déterminée majoritairement sur le mouvement de terrain de Séchilienne (et sur l'orientation moyenne de la falaise du Mont Sec, paragraphe 7-3.2) ne correspond certainement pas à une structure préexistante mais résulte de la déformation gravitaire, les failles F^1 et F^2 ayant probablement fragilisées le versant.

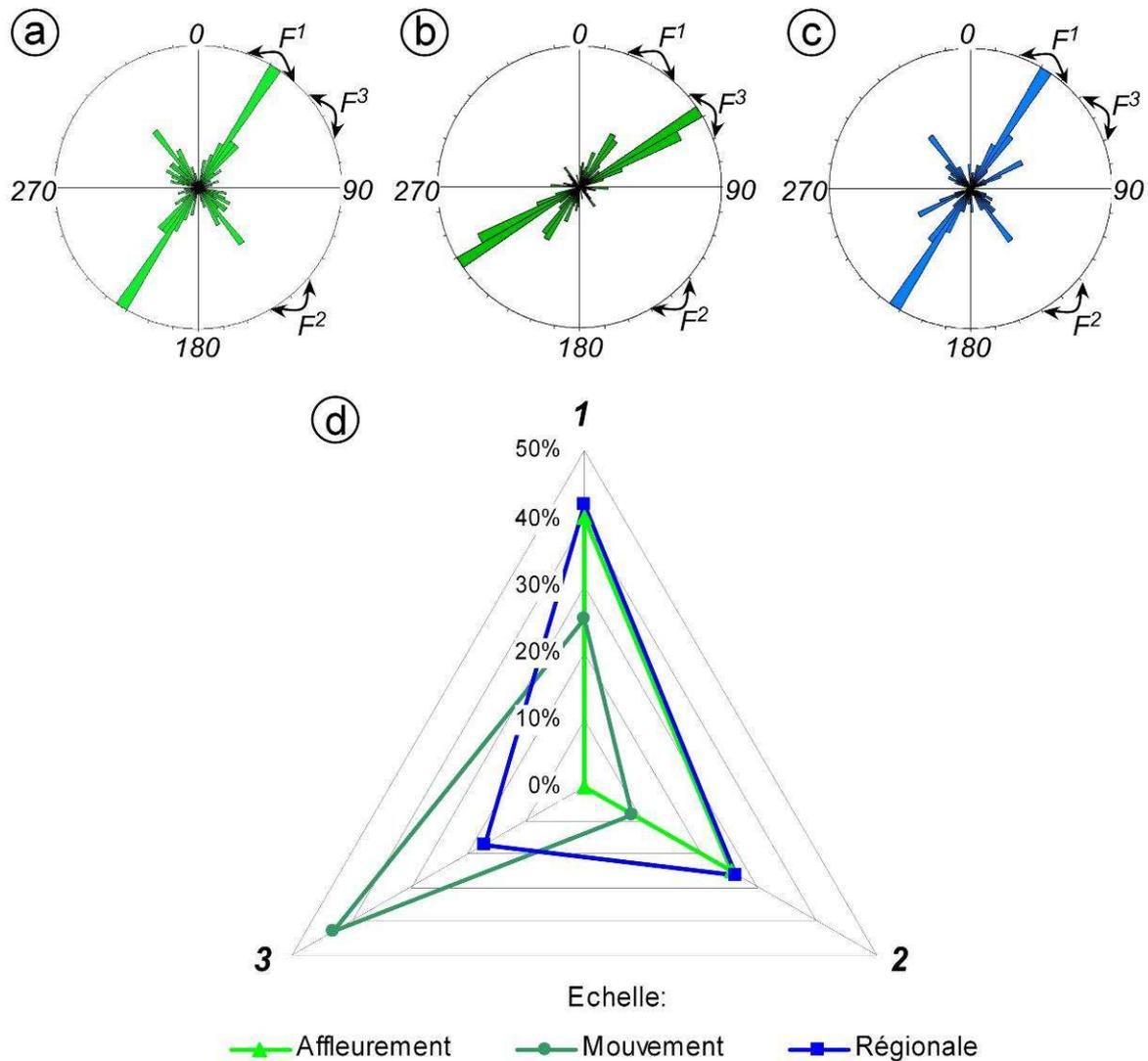


Fig. 7-9: Représentation de l'orientation de la fracturation mesurée (diagramme en rosace) sur (a) l'escarpement sommital du Mont Sec (échelle de l'affleurement), (b) le versant du mouvement de Séchilienne (échelle du mouvement) et (c) sur le domaine externe de la partie Sud du massif de Belledonne (échelle régionale). (d) Comparaison du pourcentage de chaque famille de fractures aux trois échelles différentes. 1 : famille F^1 orientée $N30 \pm 10^\circ$. 2 : famille F^2 orientée $N140 \pm 10^\circ$. 3 : famille F^3 orientée $N60 \pm 10^\circ$.

Famille	Orientation/N (°)	Echelle		
		Affleurement	Mouvement	Régionale
F^1	30 ± 10	++	+	++
F^2	140 ± 10	+	-	+
F^3	60 ± 10	-	++	-

Tableau 7-4: Tableau comparatif du poids de chaque famille de fractures aux trois échelles différentes. ++ : Famille prédominante. + : Famille secondaire. - : Famille absente ou minoritaire.

7-4 Conclusion

L'analyse géomorphologique effectuée sur le mouvement de Séchilienne à partir d'un Modèle Numérique de Terrain haute résolution (4 m) a permis de préciser et de confirmer les études antérieures sur les caractéristiques géomorphologiques du mouvement de Séchilienne (paragraphe 6-2.3). Ainsi, les deux zones, partie sommitale en tassement et base du mouvement en bombement, sont mises en évidence. La zone en tassement d'une superficie d'environ 30 hectares se caractérise par la présence de nombreux blocs rocheux entre lesquels des dépressions se sont remplies sans grande extension linéaire. Les fortes pentes de la zone en bombement d'une superficie d'environ 75 hectares, au contraire, sont affectées par plusieurs contre-pentes sub-verticales de grandes extensions linéaires découpant le versant en lanières. Au sommet du versant, l'extension et l'orientation de la niche d'arrachement sommitale sont nettement identifiables sur le MNT.

L'analyse structurale réalisée sur l'ensemble du versant déstabilisé et sur l'escarpement sommital du Mont Sec est en accord avec les études antérieures (paragraphe 6-2.4). Elle permet de plus de comprendre l'origine des différents linéaments observés. Ainsi, si les familles N20 à N30° et N130 à N150° sont certainement antérieures au mouvement car présentes majoritairement à l'échelle de l'escarpement et à l'échelle régionale hors de la zone affectée par la déformation gravitaire, la famille N50 à N70°, prédominante dans le versant déstabilisé, est probablement liée à la déformation gravitaire.

CHAPITRE 8:

CONTRAINTES CHRONOLOGIQUES PAR COSMONUCLEIDES (^{10}Be)

Une meilleure compréhension de la dynamique et du mécanisme de déstabilisation des mouvements de terrain nécessite l'acquisition de contraintes chronologiques. Depuis une dizaine d'années, une méthode de datation par temps d'exposition (Cosmic Ray Exposure dating ou CRE) utilisant les nucléides rares (^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al , ^{36}Cl) produits par l'interaction du rayonnement cosmique avec les roches de surface a prouvé son applicabilité et son intérêt pour la détermination d'âges d'exposition d'escarpements gravitaires (chapitre 2, section 2-3). Nous avons appliqué cette méthode au mouvement de Séchilienne de manière à obtenir des premières indications sur l'initiation et sur les mécanismes mises en jeu de ce mouvement de versant de grande ampleur (chapitre 6).

Dans une première partie, sont présentés l'origine de la méthode, le protocole expérimental et l'obtention d'un âge d'exposition à partir des résultats de la mesure.

*Dans une deuxième partie, sont présentés les résultats obtenus sur l'escarpement sommital du Mont Sec qui ont été acceptés à *Earth and Planetary Science Letters* (Le Roux et al., in press b).*

8-1 Origine de la méthode

8-1.1 Le rayonnement cosmique

Les particules du rayonnement cosmique bombardent en permanence le sommet de l'atmosphère terrestre. Ce rayonnement cosmique dit primaire est composé à 99 % de particules chargées positivement (protons et noyaux d'hélium) (Lal, 1988) et à 1 % de noyaux lourds et d'électrons (Reedy et al., 1983). L'origine du rayonnement cosmique est double ; une source galactique majoritaire issue de l'accélération par des ondes de choc de plasmas interstellaires et une source solaire (Mewaldt et al., 1994). La cascade de réactions nucléaires issue de l'interaction des particules du rayonnement cosmique avec les constituants de l'atmosphère terrestre provoque la création de rayonnement cosmique dit secondaire (Fig. 8-1).

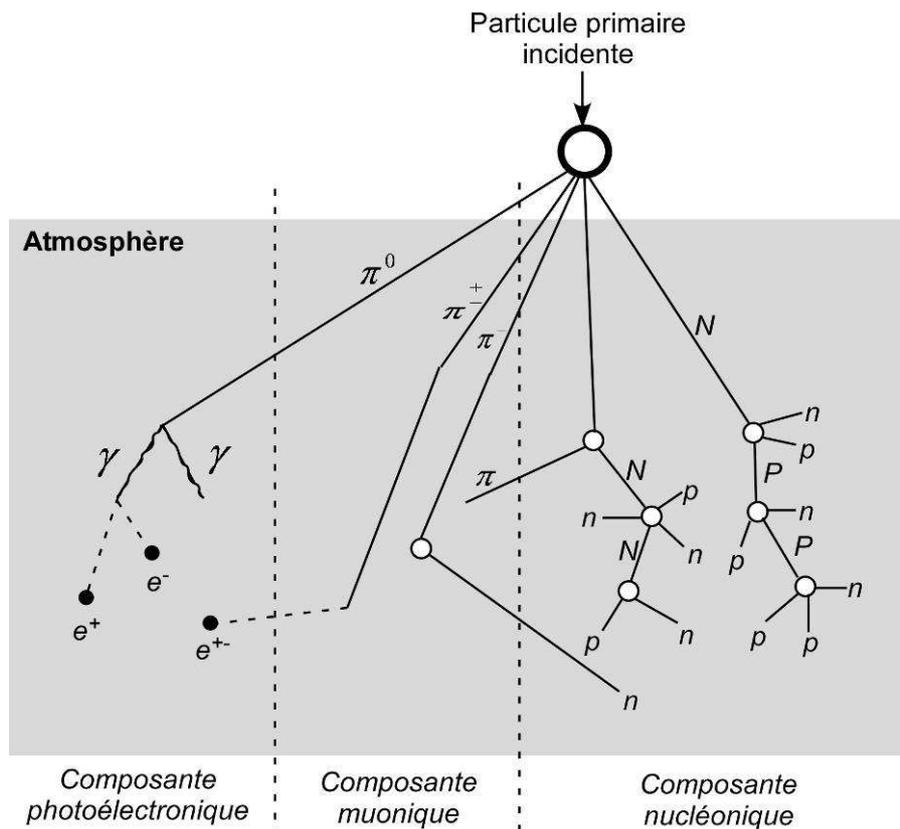


Fig. 8-1 : Représentation schématique de la cascade nucléaire issue de l'interaction des particules très énergétiques du rayonnement cosmique primaire avec les constituants de l'atmosphère terrestre pour former les particules secondaires : N, P : neutrons et protons de haute énergie ; n, p : neutrons et protons thermiques ; π, μ : muons ; γ, e^+, e^- : rayons gamma, positrons, électrons (Siame et al., 2000).

8-1.2 Les cosmonucléides produits in-situ

Si 99.9 % des particules secondaires se dispersent dans l'atmosphère, les 0.1 % restant atteignent la surface terrestre avec suffisamment d'énergie pour induire des réactions nucléaires dans les minéraux des roches exposées en surface. Des nucléides cosmogéniques in-situ ou cosmonucléides sont alors créés selon des réactions de spallation mettant en jeu des neutrons et des muons (^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al) ou selon des réactions de capture neutronique (^{14}C , ^{36}Cl).

Dans l'étude du mouvement de Séchilienne, le cosmonucléide ^{10}Be accumulé dans le minéral quartz (SiO_2) par des réactions de spallation à partir de ^{16}O , ^{27}Al , ^{28}Si et ^{56}Fe a été analysé. En effet, sa période de désintégration importante permet de s'intéresser à une gamme temporelle étendue ($T_{1/2} \sim 1.5 \cdot 10^6$ ans), et sa composante nucléogénique est négligeable dans les cristaux de quartz (Sharma and Middleton, 1989). Le quartz présente également les avantages d'être composé des cibles principales nécessaires à la production in situ du cosmonucléide ^{10}Be , d'être peu altérable et de posséder un réseau cristallographique serré qui minimise les pertes par diffusion ainsi que les contaminations atmosphériques.

Les cosmonucléides ^{10}Be sont donc produits dans nos échantillons de quartz à partir de réactions de spallation. Nous distinguons trois types de particules, neutrons, muons rapides et muons lents. La contribution relative (P_i) est estimée à partir de mesures de concentration en ^{10}Be sur des profils en fonction de la profondeur sur des latérites brésiliennes (Braucher et al., 1998) et africaines (Braucher et al., 1998b) (Tableau 8-1).

Contribution relative	Type de particules		
	neutrons	muons rapides	muons lents
P_η (%)	97.85		
$P_{\mu f}$ (%)		0.65	
$P_{\mu s}$ (%)			1.5

Tableau 8-1: Contribution relatives (P_i) des trois types de particules (Braucher et al., 1998a ; Braucher et al., 1998b).

8-2 Protocole expérimental

8-2.1 Echantillonnage

Les concentrations en ^{10}Be étant mesurées dans le quartz, les échantillons de roches doivent contenir une grande proportion de ce minéral. Les veines de quartz en surface, de manière à minimiser la dissipation dans la matière, ont donc été échantillonnées. Chaque échantillon a été caractérisé par sa position (latitude, altitude) et par les masques aux rayons cosmiques afin de déterminer précisément le taux de production en cosmonucléide de l'échantillon (paragraphe 8-4.1). L'échantillonnage a été principalement effectué en falaise avec une descente le long de celle-ci sur corde (Fig. 8-2).



Fig. 8-2: Photographie de l'échantillonnage d'une veine de quartz en falaise le long de l'escarpement sommital du Mont Sec.

8-2.2 Préparation des échantillons

La préparation des échantillons avant mesure se découpe en trois étapes successives : (i) obtention de quartz purifié, (ii) substitution de l'acide fluorhydrique (HF) par de l'acide nitrique (HNO₃) et (iii) extraction du ¹⁰Be sous forme d'oxyde de Béryllium (BeO).

8-2.2.1 Obtention de quartz purifié

Cette première étape se fait par séparation magnétique puis par attaque par de l'acide.

De manière à favoriser cette purification, l'échantillon de roche est broyé puis tamisé entre 0.25 et 1 mm de manière à augmenter les surfaces pour l'attaque par de l'acide.

Cette fraction subit dans un premier temps plusieurs séparations magnétiques successives au Frantz de manière à éliminer un maximum de minéraux diamagnétiques (micas, feldspaths, ...), le quartz étant lui paramagnétique. Les grains, transférés dans une bouteille en plastique Nalgène, sont ensuite nettoyés par deux bains d'acide chlorhydrique (HCl) pendant 24h puis purifiés dans un bain d'un mélange de 2/3 d'acide hexafluosilicique (H₂SiF₆) pour 1/3 d'HCl sous agitation pendant 24h. Cette dernière étape est répétée jusqu'à obtention de quartz pur. Trois dissolutions séquentielles d'environ 10% de masse par une solution d'HF à 40% sous agitation sont ensuite effectuées de manière à éliminer le ¹⁰Be atmosphérique adsorbé en surface (Brown et al., 1991). Après séchage, une masse d'environ 30g de quartz purifié, pesé précisément (M_q), est dissoute par une solution d'HF 40%. Une quantité connue (environ 300 µg) de ⁹Be à 10⁻³ g/g est enfin ajoutée (M_C). Cet entraîneur a pour but de fixer le rapport ¹⁰Be/⁹Be dans la solution, qui est mesuré par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS). Le protocole de l'étape 1 est schématisé à la figure 8-3.

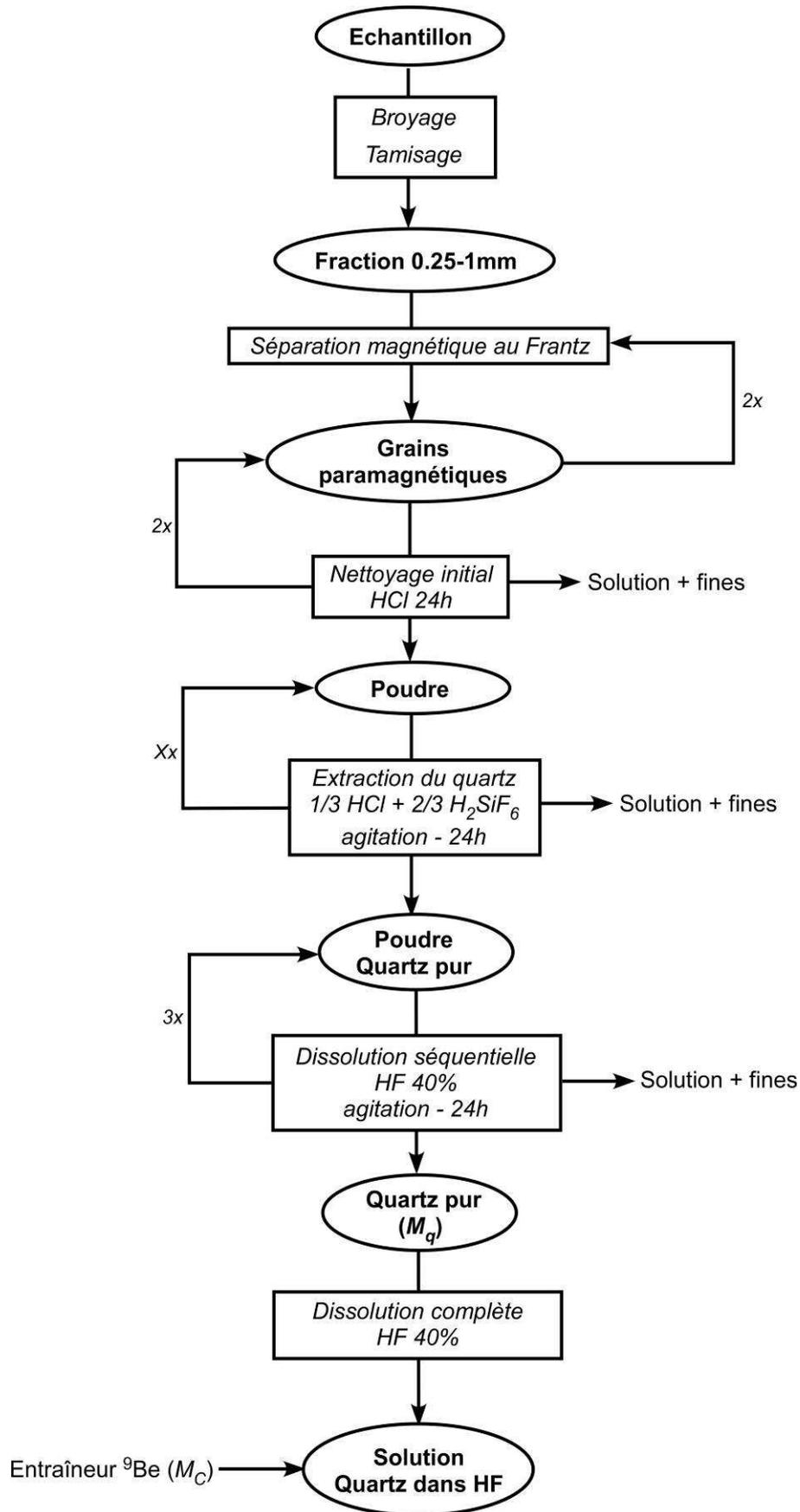


Fig. 8-3: Schéma du protocole de l'étape 1 de préparation : obtention de quartz purifié.

8-2.2.2 Substitution d'HF par HNO₃

Au cours de cette seconde étape, l'acide fluoridrique (HF) est substitué au cours de cette étape par de l'acide nitrique (HNO₃), pour des raisons de facilité d'emploi et de sécurité. La solution obtenue à la fin de l'étape 1 est d'abord mise à évaporer dans un bêcher en Téflon sous hotte. Quand la moitié du volume de la solution s'est évaporée, on complète la solution par HNO₃. Cette opération est répétée trois fois. On laisse ensuite évaporer la solution pour qu'il ne reste plus que quelques millilitres de solution à laquelle on rajoute alors environ 5 ml d'HNO₃. De nouveau, cette opération est répétée trois fois. La solution finale est enfin transférée dans sa bouteille en plastique Nalgène avec les eaux de lavages du bêcher. Le protocole de l'étape 2 est schématisé à la figure 8-4.

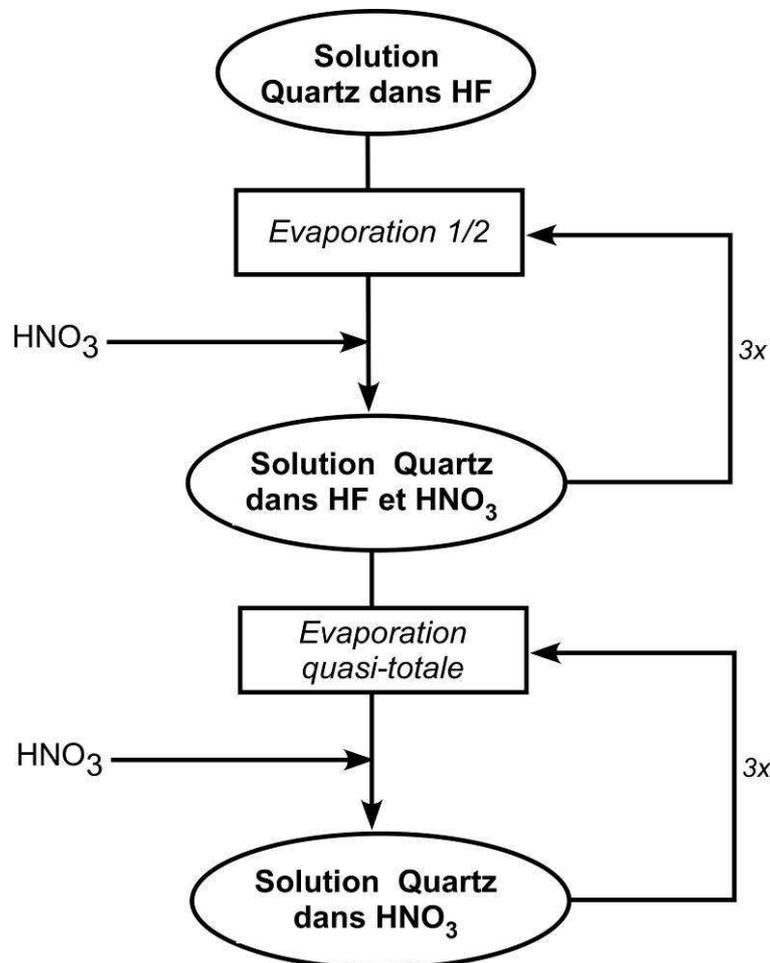


Fig. 8-4: Schéma du protocole de l'étape 2 de préparation : substitution de l'acide fluoridrique (HF) par de l'acide nitrique (HNO₃).

8-2.2.3 Extraction du ^{10}Be sous forme de BeO

Au cours de cette troisième étape, la solution obtenue à la fin de l'étape 2 est amenée à un $\text{pH}=7$ par ajout d'une solution d'EDTA (éthylène di-amine-tétra-acétique) qui complexe tous les éléments autres que le béryllium. Le béryllium est ensuite complexé par ajout d'acétyl acétone. Une première extraction liquide-liquide est alors effectuée en utilisant du tétra chlorure de carbone (CCl_4) qui permet de séparer la phase aqueuse (EDTA-impuretés) de la phase organique (complexe béryllium-acétyl acétone) qui est récupérée. Cette solution organique est mise à chauffer avec 6 ml d'acide chlorhydrique (HCl) de manière à détruire les complexes béryllium-acétyl acétone. Une fois amenée à sec, les résidus sont repris avec 4 ml d'acide nitrique (HNO_3) et 2 ml d'acide perchlorique (HClO_4) afin d'éliminer les traces de matières organiques. A nouveau, la solution est évaporée et les résidus sont repris par 4 ml d' HNO_3 . Le but de cette étape, répétée deux fois, est d'assurer la totale évaporation d' HClO_4 . Après ce dernier ajout de 4 ml d' HNO_3 , ramené par évaporation à environ 1 ml de solution, une deuxième extraction semblable est effectuée mais sans la phase d'ajout de 4 ml d' HNO_3 et 2 ml d' HClO_4 et avec un dernier ajout de 4 ml d' HCl . La solution, ramenée à 1 ml, est ensuite transférée dans un tube à essai. Un précipité de béryllium ($\text{Be}(\text{OH})_2$) est alors formé par ajout d'ammoniaque (NH_4OH) à $\text{pH}=8$. Ce dernier est alors centrifugé puis lavé trois fois par de l'eau à $\text{pH}=8$ avant d'être remis en solution d' HCl pour être enfin reprécipité dans les mêmes conditions. Cette étape doit être soigneuse afin de séparer les deux isobares, béryllium (^{10}Be) et bore (^{10}B), l'hydroxyde de bore précipitant à un $\text{pH} > 8$. Le précipité de béryllium purifié est alors transféré dans un creuset en quartz en le remettant en solution par HNO_3 pour être évaporée. Se forme alors une poudre blanche que l'on oxyde par chauffage à 800°C pendant une heure. L'oxyde de béryllium (BeO) obtenu est alors mélangé à de la poudre d'argent puis pastillé dans une cathode en molybdène afin d'être analysé par AMS (Accelerator Mass Spectrometry). Le protocole de l'étape 3 est schématisé à la figure 8-5.

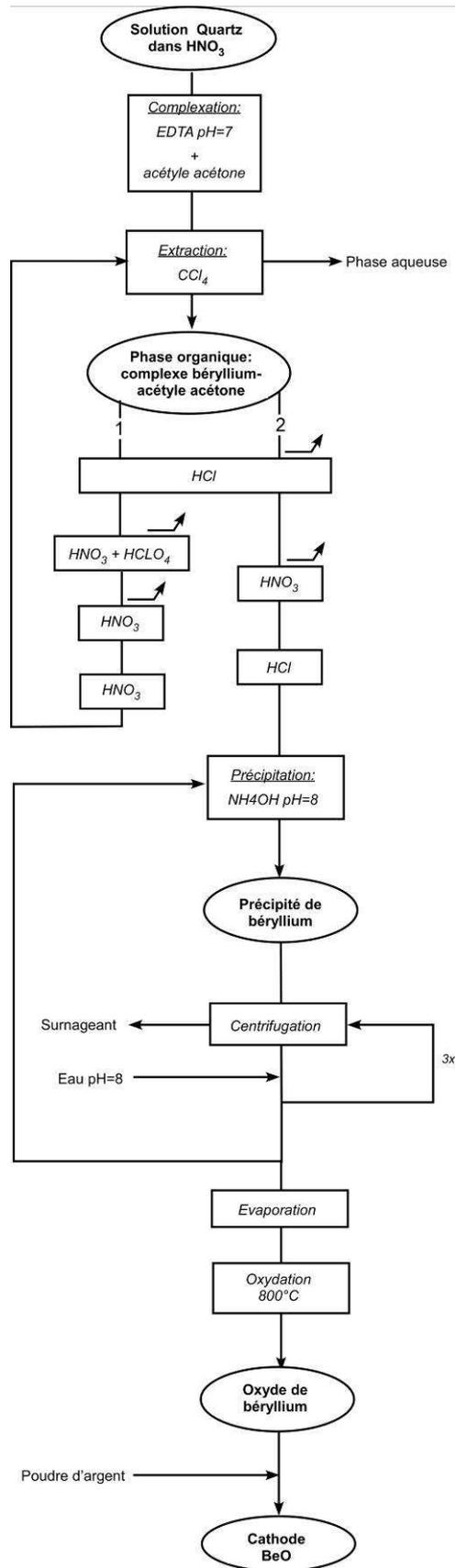


Fig. 8-5: Schéma du protocole de l'étape 2 de préparation : extraction du ^{10}Be sous forme d'oxyde de béryllium (BeO).

8-2.3 Mesure par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS)

Le principe de la spectrométrie de masse par accélérateur est de compter directement les atomes en utilisant le fait que des particules de masse et de charge différentes interagissent distinctivement lorsqu'elles sont soumises à un champ électromagnétique.

Les mesures ont été effectuées au laboratoire national des nucléides cosmogéniques au sein du CEREGE à Aix en Provence. Le spectromètre de masse par accélérateur utilisé a été construit par la société Hollandaise HVEE (Fig. 8-6). Il comprend cinq parties : (i) la source, (ii) l'aimant d'injection, (iii) l'accélérateur et le stripper, (iv) l'aimant d'analyse et (v) le détecteur.



Fig. 8-6: Photographie du spectromètre de masse par accélération (AMS) utilisé au CEREGE (<http://www.cerege.fr>).

La source est une chambre contenant du césium sous forme de vapeur qui, par bombardement d'ion césium à partir d'une différence de 7kV entre un ioniseur et la cathode contenant l'échantillon, permet d'obtenir des molécules ionisées d'oxyde de béryllium (BeO^-) qui sont ensuite extraites de la source grâce à une différence de potentiel de 22kV entre l'échantillon et un extracteur.

Le faisceau d'ions négatifs créé est alors focalisé et transporté jusqu'à l'aimant d'injection à 90° qui permet de faire une première sélection en masse sous champ magnétique en injectant alternativement des ions $^9\text{BeO}^-$ pour la mesure du nombre d'atomes de ^9Be et des ions $^{10}\text{BeO}^-$ pour la mesure du nombre d'atome de ^{10}Be .

Après ce premier aimant, le faisceau d'ions négatifs est injecté dans l'accélérateur où les ions passent de la masse à une tension de 5MV au centre. A cet endroit, le stripper contenant une faible pression d'argon casse les molécules en provoquant la perte d'électrons aux atomes. Il en résulte la formation d'ions positifs de béryllium qui sont accélérés de 5MV à la masse à la sortie de l'accélérateur.

Le faisceau d'ions positifs est alors dirigé vers l'aimant d'analyse qui sous champ magnétique dévie les cations de béryllium 9 vers une cage de Faraday permettant de déterminer le courant de ses ions et donc de mesurer l'élément stable (^9Be). Les cations de béryllium 10 continuent leur chemin vers le détecteur en passant tout d'abord à travers une feuille de carbone permettant de séparer le ^{10}Be (béryllium) de son isobare, le ^{10}B (bore) et de l'éliminer.

Dans le détecteur, l'élément rare (^{10}Be) est alors compté atome par atome par détection du nombre de coup des atomes de ^{10}Be heurtant le détecteur.

La mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ($R_{10/9}$) se déroule de la manière suivante :

- (1) mesure alternative, pendant un certain temps, du nombre de coups en ^{10}Be (n) dans le détecteur et du courant en ^9Be mesuré dans la cage de Faraday ;
- (2) comparaison de ces deux paramètres issus de l'échantillon à un étalon dont le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ est connu de manière à calibrer les résultats ($R_{10/9}^{\text{NIST}}$).

Le calibrage a été effectué en utilisant l'étalon NIST 4325 et en prenant les valeurs déterminées par Nishiizumi (2007): un rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ du standard ($R_{10/9}^{\text{NIST}}$) de $2.79 \pm 0.3 \cdot 10^{-11}$ et une période de $\frac{1}{2}$ vie du ^{10}Be ($T_{1/2}$) de $1.36 \pm 0.07 \cdot 10^6$ ans, impliquant une décroissance radioactive pour ce cosmonucléide (λ) de $5.10 \pm 0.26 \cdot 10^{-7}$.

L'incertitude sur le rapport isotopique ($\sigma R_{10/9}$) provient de la statistique et dépend du nombre de coups (n) et de l'erreur analytique issue de la détermination du rapport du standard effectué un grand nombre de fois ($\sigma R_{10/9}^{\text{NIST}}$) :

$$\sigma R_{10/9} = \sqrt{\left(\frac{\sqrt{n}}{n}\right)^2 + \left(\sigma R_{10/9}^{\text{NIST}}\right)^2} \quad (8-1)$$

8-3 Conversion du rapport isotopique en concentration

8-3.1 Calcul de la concentration en béryllium 10

Le rapport isotopique de l'échantillon mesuré par AMS ($R_{10/9}$) doit être converti en un nombre d'atomes de béryllium par gramme de quartz (N_{10}) afin de pouvoir calculer l'âge d'exposition. Les atomes de ^{10}Be (n_{10}) et de ^9Be (n_9) mesurés par l'AMS à partir de l'échantillon proviennent de plusieurs sources : (i) du quartz de l'échantillon lui-même (n_{10}^S et n_9^S), (ii) de l'entraîneur ^9Be ajouté (n_{10}^C et n_9^C) et (iii) des acides et réactifs utilisés ou d'autres sources de pollution involontaire (n_{10}^P et n_9^P). Le rapport isotopique ($R_{10/9}$) peut donc être décomposé :

$$R_{10/9} = \frac{n_{10}^S + n_{10}^C + n_{10}^P}{n_9^S + n_9^C + n_9^P} \quad (8-2)$$

Cette équation peut se simplifier de deux manières. Premièrement, le béryllium étant un élément rare dans l'environnement, les atomes de ^9Be provenant de l'échantillon (n_9^S) et ceux ajoutés accidentellement lors de la préparation chimique (n_9^P) peuvent être négligés devant ceux ajoutés volontairement avec l'entraîneur (n_9^C). Deuxièmement, la quantité d'entraîneur étant similaire pour tous les échantillons, il est possible de considérer les atomes de ^{10}Be ajoutés accidentellement (n_{10}^B) comme étant la somme de ceux provenant de l'entraîneur (n_{10}^C) et ceux provenant des acides et réactifs utilisés (n_{10}^P). Ces simplifications permettent de reformuler l'équation 8-2 :

$$R_{10/9} = \frac{n_{10}^S + n_{10}^B}{n_9^C} \quad (8-3)$$

Le nombre d'atomes de ^9Be ajoutés avec l'entraîneur (n_9^C) est déterminé à partir de la masse d'entraîneur ajouté (M_C) en connaissant le nombre d'Avogadro ($N_A = 6.022 \cdot 10^{23}$ at/mol) et la masse molaire du béryllium ($A_{Be} = 9.012$ g/mol) :

$$n_9^C = \frac{M_C N_A}{A_{Be}} \quad (8-4)$$

La concentration en ^{10}Be dans l'échantillon (N_{10}) est reliée au nombre d'atomes de ^{10}Be dans l'échantillon (n_{10}^S) et à la masse de quartz de l'échantillon (M_q) :

$$N_{10} = \frac{n_{10}^S}{M_q} \quad (8-5)$$

L'intégration des équations 8-4 et 8-5 dans l'équation 8-3 permet de déterminer la concentration en ^{10}Be de l'échantillon (N_{10}) à partir de la mesure du rapport isotopique ($R_{10/9}$) et de la connaissance de la masse de quartz de l'échantillon (M_q) et de la masse d'entraîneur ^9Be ajouté (M_C) :

$$N_{10} = \frac{1}{M_q} \left(\frac{R_{10/9} M_C N_A}{A_{Be}} - n_{10}^B \right) \quad (8-6)$$

Afin de s'affranchir de la pollution chimique lors de la préparation, il reste à estimer le nombre d'atomes de ^{10}Be ajoutés accidentellement (n_{10}^B) provenant de l'entraîneur et des acides et réactifs utilisés. Pour obtenir cette valeur, un blanc chimique est réalisé lors de la préparation de chaque série d'échantillons. La mesure du rapport isotopique du blanc ($R_{10/9}^B$) permet de déterminer, dans la quantité totale de béryllium mesuré, la part de béryllium provenant de la pollution chimique lors de la préparation. En effet, pour chaque série d'échantillons, la pollution en béryllium et donc le nombre d'atomes de ^{10}Be ajoutés accidentellement est supposée identique dans l'échantillon et dans le blanc analytique.

Par le même raisonnement que précédemment, la mesure du rapport isotopique du blanc analytique ($R_{10/9}^B$) et la connaissance de la masse d'entraîneur ajouté dans ce blanc (M_C^B) permet de déterminer le nombre d'atomes de ^{10}Be ajoutés accidentellement (n_{10}^B) :

$$n_{10}^B = \frac{R_{10/9}^B M_C^B N_A}{A_{Be}} \quad (8-7)$$

En injectant l'équation 8-7 dans l'équation 8-6, on obtient finalement la concentration en ^{10}Be dans l'échantillon :

$$N_{10} = \frac{N_A}{M_q A_{Be}} \left(R_{10/9} M_C - R_{10/9}^B M_C^B \right) \quad (8-8)$$

8-3.2 Calcul d'incertitude sur la concentration en béryllium

L'incertitude sur la concentration en béryllium 10 (σN_{10} , Eq. 8-9) provient de trois sources d'incertitudes :

- (1) les incertitudes sur les rapports isotopiques de l'échantillon ($\sigma R_{10/9}$, Eq. 8-10) et du blanc ($\sigma R_{10/9}^B$, Eq. 8-11) fournies par le laboratoire ;
- (2) les incertitudes sur les masses d'entraîneurs ajoutées à l'échantillon (σM_C , Eq. 8-12) et au blanc (σM_C^B , Eq. 8-13) valant 1 % (dépendant de la solution d'entraîneur) ;
- (3) l'incertitude sur la masse de quartz de l'échantillon (σM_q , Eq. 8-14) valant 0.001 g (dépendant de la balance).

$$\sigma N_{10} = \sqrt{\left(\frac{\partial N_{10}}{\partial R_{10/9}} \sigma R_{10/9}\right)^2 + \left(\frac{\partial N_{10}}{\partial R_{10/9}^B} \sigma R_{10/9}^B\right)^2 + \left(\frac{\partial N_{10}}{\partial M_C} \sigma M_C\right)^2 + \left(\frac{\partial N_{10}}{\partial M_C^B} \sigma M_C^B\right)^2 + \left(\frac{\partial N_{10}}{\partial M_q} \sigma M_q\right)^2} \quad (8-9)$$

$$\frac{\partial N_{10}}{\partial R_{10/9}} = \frac{N_A M_C}{M_q A_{Be}} \quad (8-10)$$

$$\frac{\partial N_{10}}{\partial R_{10/9}^B} = -\frac{N_A M_C^B}{M_q A_{Be}} \quad (8-11)$$

$$\frac{\partial N_{10}}{\partial M_C} = \frac{N_A R_{10/9}}{M_q A_{Be}} \quad (8-12)$$

$$\frac{\partial N_{10}}{\partial M_C^B} = -\frac{N_A R_{10/9}^B}{M_q A_{Be}} \quad (8-13)$$

$$\frac{\partial N_{10}}{\partial M_q} = -\frac{N_A (R_{10/9} M_C - R_{10/9}^B M_C^B)}{M_q^2 A_{Be}} \quad (8-14)$$

8-4 Conversion de la concentration en âge d'exposition

8-4.1 Détermination du taux de production

De manière à transformer en âge la concentration en cosmonucléide mesurée dans la roche (N_{10}), il est nécessaire de déterminer le plus précisément possible le taux de production des cosmonucléides produits dans les minéraux exposés au rayonnement cosmique (P). Il dépend de l'intensité du rayonnement cosmique, de la position et de la géométrie du site (Siame et al., 2000).

8-4.1.1 Variation spatiale

Le rayonnement cosmique est défléchi par le champ magnétique terrestre et ralenti et atténué par l'atmosphère. Il en résulte une variabilité latitudinale et altitudinale du taux de production à la surface (P_0) illustrée à la figure. 8-7. Nous utiliserons les valeurs du taux de production en fonction de la latitude (Y) et de l'altitude (Z) estimées à partir de calibrages expérimentaux sur des roches polies d'origine glaciaire par Nishiizumi et al (1989) et modélisées sous la forme d'un polynôme du troisième degré par Lal (1991) (Tableau 8-2) :

$$P_0 = a(L) + b(L)Z + c(L)Z^2 + d(L)Z^3 \quad (8-15)$$

Y	a	b	c	d
0°	3.5110	2.547	0.92155	0.18608
10°	3.3600	2.522	1.06680	0.18830
20°	4.0607	2.734	1.26730	0.22529
30°	4.9940	3.904	0.97390	0.42671
40°	5.5940	4.946	1.38170	0.53176
50°	6.0640	5.715	1.64730	0.68684
$60-90^\circ$	5.9940	6.018	1.70450	0.71184

Tableau 8-2: coefficients polynomiaux utilisés pour le ^{10}Be (Lal, 1991). Y : latitude géomagnétique en $^\circ$. Z : altitude en km. P_0 : taux de production en surface en atomes. $\text{g}^{-1}.\text{an}^{-1}$.

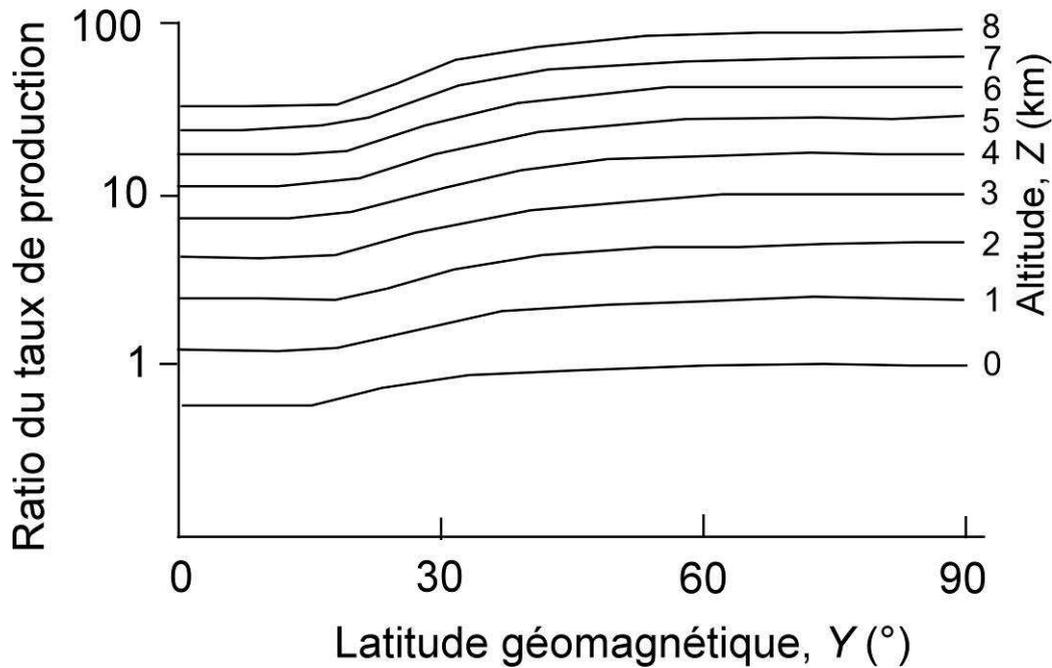


Fig. 8-7: Variation du taux de production des cosmonucléides à la surface en fonction de la latitude géomagnétique (Y) et de l'altitude (Z) (Lal, 1991).

8-4.1.2 Variation temporelle

Les variations séculaires et millénaires de l'intensité du champ géomagnétique terrestre affectent le taux de production du rayonnement cosmique qui varie donc au cours du temps. Des études sont en cours pour évaluer les fluctuations du taux de production sur les dernières centaines de milliers d'années de manière à améliorer la précision absolue des âges d'exposition (Frank, 2000 ; Carcaillet et al., 2003). Ces variations étant encore mal connues et la gamme temporelle d'étude étant serrée, le taux de production a été considéré constant en fonction du temps l'étude sur le mouvement de Séchilienne.

8-4.1.3 Effet de la profondeur

L'énergie des particules secondaires du rayonnement cosmique est dissipée rapidement au cours des réactions nucléaires mises en jeu si bien que la production des cosmonucléides est limitée aux premiers mètres de roche située sous la surface. La décroissance du taux de production ($P(x)$) en fonction de la profondeur (x) peut être modélisée par une loi exponentielle (Lal, 1991) :

$$P(x) = P_0 e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_i}} \quad (8-16)$$

L'interaction avec la matière des particules secondaires est cependant différente suivant le type de particules (neutrons, muons rapides ou muons lents) et dépend de la densité de la roche (ρ) et de la longueur d'atténuation des particules considérées (Λ_i). Ce paramètre est défini tel que le taux de production des particules diminue d'un facteur e tous les Λ_i/ρ . Elle est estimée à partir de mesures de concentration en ^{10}Be sur un même site à différentes profondeurs de manière à suivre l'évolution de la concentration en fonction de la profondeur (Brown et al., 1995 ; Braucher et al., 2003) (Tableau-8-3).

Longueur d'atténuation	Type de particules		
	neutrons	muons rapides	muons lents
Λ_η (g.cm ⁻²)	150		
$\Lambda_{\mu f}$ (g.cm ⁻²)		5300	
$\Lambda_{\mu s}$ (g.cm ⁻²)			1500

Tableau 8-3: Longueurs d'atténuation (Λ_i) des trois types de particules (Brown et al., 1995 ; Braucher et al., 2003).

La figure 8-8 montre l'évolution du taux de production relatif par rapport au taux de production à la surface (P/P_0). La décroissance rapide de ce rapport (trait noir, Fig. 8-8) indique une atténuation très rapide avec l'épaisseur de matière traversée (x), il ne reste ainsi plus que 10 % de la production en surface à 1.5 m de profondeur. De plus, la contribution neutronique (trait bleu, Fig. 8-8) est prédominante à faible profondeur mais la contribution muonique (traits rouge et orange, Fig. 8-8) devient dominante à partir de 3 m de profondeur même si elle reste toujours faible.

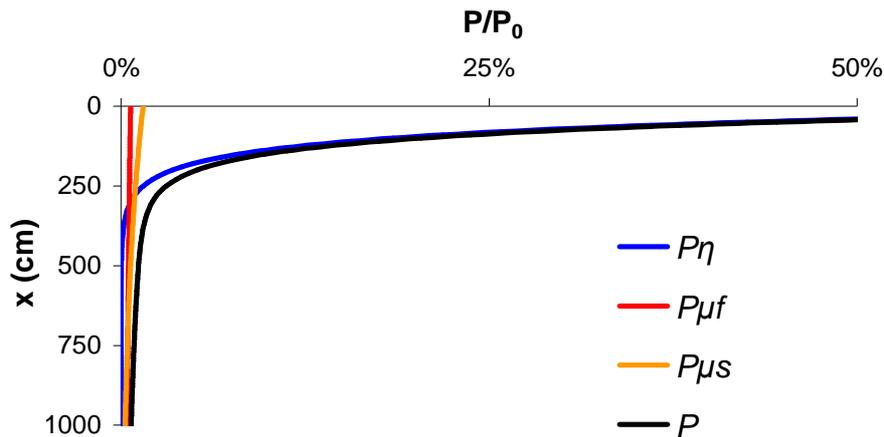


Fig. 8-8: Evolution du taux de production (P) relatif par rapport au taux de production à la surface (P_0) en fonction de la profondeur (x) pour une densité de 2.5 g.cm^{-3} , des contributions relatives indiquées en Tableau 8-1 et des longueurs d'atténuation indiquées en Tableau 8-3. P_η : taux de production des neutrons. $P_{\mu f}$: taux de production des muons rapides. $P_{\mu s}$: taux de production des muons lents. P : taux de production total.

8-4.1.4 Effet de la géométrie d'exposition

L'intensité du rayonnement cosmique (I) est fonction de l'angle d'incidence des rayons cosmiques par rapport à l'horizontale (θ) et de l'angle azimutal (angle solide sous lequel les rayons cosmiques bombardent la cible (Φ)) (Heidbreder et al., 1971) :

$$I(\theta, \phi) = I_0 \sin^m \theta \quad (8-17)$$

où I_0 correspond à l'intensité maximale et m à un coefficient expérimental (=2.3 (Dunne et al., 1999)).

Cette intensité est maximale lorsque l'échantillon est exposé au rayonnement cosmique sur une surface horizontale avec un ciel ouvert à 100 % (Fig. 8-9a)). Calculer le flux total (F_{max}) de rayons cosmiques bombardant la surface revient alors à intégrer $I(\theta, \phi)$ sur θ variant de 0 à π et ϕ variant de 0 à $\pi/2$:

$$F_{max} = \frac{2\pi I_0}{m+1} \quad (8-18)$$

Cependant, un objet suffisamment épais (quelques mètres), empêche le rayonnement cosmique de passer en raison de l'atténuation rapide dans la matière (paragraphe 8-2.1.3). Ces obstacles au rayonnement cosmique peuvent entraîner une diminution du flux (δF) et par conséquent une diminution du taux de production. Dunne et al. (1999) ont donné l'expression de cette part manquante de flux (δF) dans le cas d'un écran géométrique obstruant une partie du ciel de la cible avec une pente constante θ_0 s'étendant sur un angle solide $\Delta\Phi_0$ (Fig. 8-9b) :

$$\delta F = \left(\frac{\Delta\phi_0 I_0}{m+1} \right) \sin^{m+1}(\theta_0) \quad (8-19)$$

Dans le cas général de n masques ($\theta_i, \Delta\Phi_i$), un facteur d'écran géomorphologique (St) est défini comme le rapport du flux résiduel sur le flux maximum (F_{max}) :

$$St = \frac{F_{max} - \delta F}{F_{max}} = 1 - \frac{1}{2\pi} \sum_{i=1}^n \Delta\phi_i \sin^{m+1}(\theta_i) \quad (8-20)$$

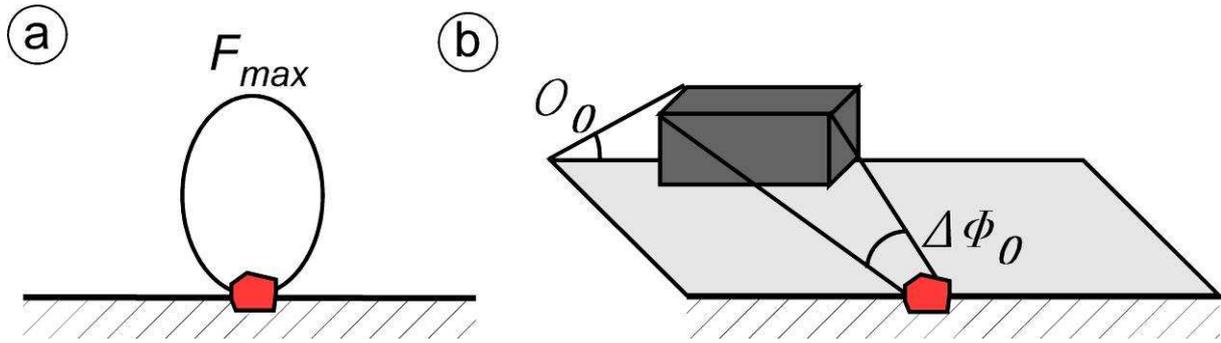


Fig. 8-9: Influence de la géométrie du site d'échantillonnage sur la production en cosmonucléides. (a) Cas d'une surface horizontale : l'échantillon est bombardé par le flux maximum de rayons cosmiques (F_{max}) provenant de toute les directions de l'espace (Eq. 8-18). (b) Cas d'une cible masquée par un relief avoisinant de pente θ_0 s'étendant sur un angle solide $\Delta\Phi_0$ et diminuant une partie du flux du rayonnement cosmique (Eq. 8-19).

8-4.1.5 Autres facteurs affectant le taux de production

D'autres masques au rayonnement cosmique peuvent intervenir durant la période d'exposition du site investigué. Ils correspondent à l'interaction et donc à la dissipation de ce rayonnement avec des objets se retrouvant ponctuellement à la surface du sol. La présence de moraine, de végétation ou de neige sont autant de facteurs pouvant diminuer le taux de production et donc diminuer l'âge d'exposition calculé s'ils ne sont pas pris en compte.

Dans le cadre d'une couverture neigeuse de hauteur H_S durant M mois dans l'année, il est possible de déterminer le facteur masque de neige S_S en extrapolant la formule 8-16 (Lal, 1991) pour une couverture neigeuse de densité ρ_S et de longueur d'atténuation Λ_S :

$$S_S = \frac{M}{12} e^{-\frac{\rho_S H_S}{\Lambda_S}} + \frac{12-M}{12} \quad (8-21)$$

La figure 8-10 présente la réduction sur le taux de production (S_S) pour une couverture neigeuse de densité ρ_S de 0.28 g.cm^{-3} et de longueur d'atténuation Λ_S de 160 g.cm^{-2} en fonction de la hauteur de neige H_S et de la durée en mois M d'enneigement.

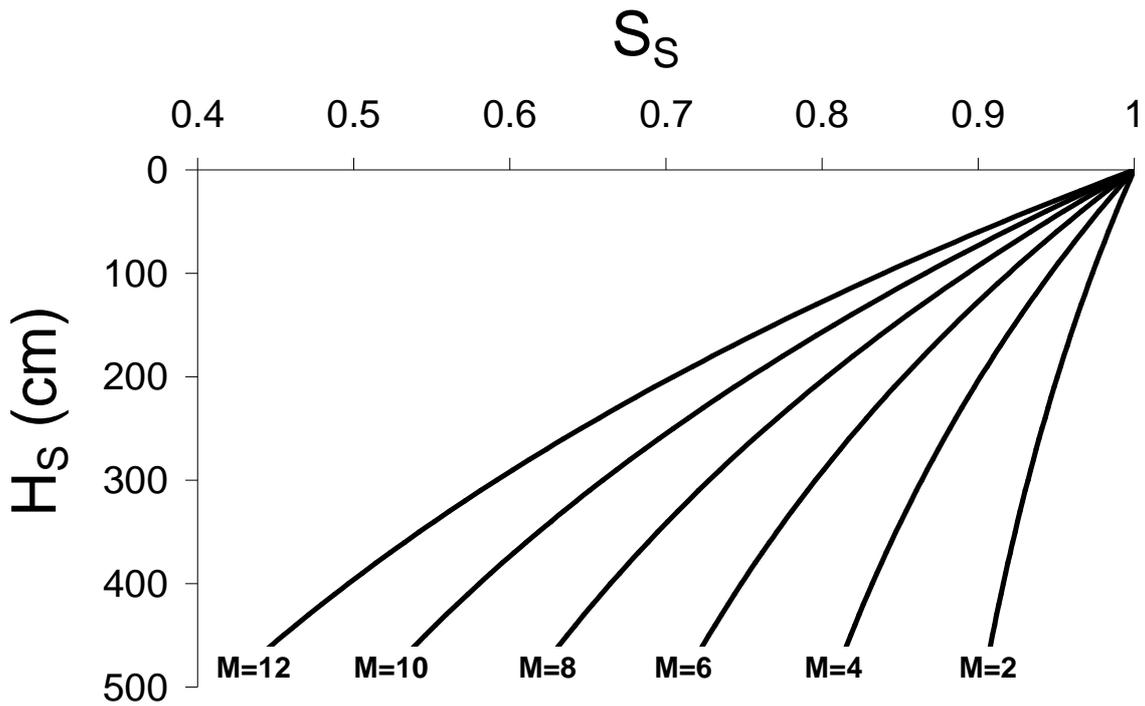


Fig. 8-10: Evolution du facteur masque neige (S_s) en fonction de la hauteur de neige en cm (H_s) et de la durée d'enneigement en mois (M) pour $\rho_s=0.28 \text{ g.cm}^{-3}$ et $\Lambda_s=160 \text{ g.cm}^{-2}$.

8-4.1.6 Conclusion sur le taux de production

Le taux de production à prendre en compte ($P(0)$) à la surface dépend donc du taux de production à la latitude et à l'altitude du site d'échantillonnage à la surface (P_0) en tenant compte des effets des masques géomorphologique (S_t) et de neige (S_s) :

$$P(0) = P_0 S_t S_s \quad (8-22)$$

Si l'échantillon n'est pas prélevé à la surface, mais à la profondeur x , le taux de production à cette profondeur ($P(x)$) devient :

$$P(x) = P(0) e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_i}} \quad (8-23)$$

où $P(0)$ correspond au taux de production normalisé à la surface (Eq. 8-22), ρ est la densité de la roche et Λ_i est la longueur d'atténuation des particules considérées (paragraphe 8-2.1.3).

8-4.2 Détermination de l'âge d'exposition

L'évolution en fonction du temps t à la profondeur x de la concentration en ^{10}Be dans la roche échantillonnée $C(x,t)$ provient de son accumulation due au rayonnement cosmique $P(x)$ diminuée des pertes par érosion ε (supposé constante au cours du temps) et par décroissance radioactive (constante de décroissance radioactive λ). Elle est donnée par l'équation différentielle suivante (Lal, 1991) :

$$\frac{\delta C(x,t)}{\delta t} = P(x) - \varepsilon \frac{\delta C(x,t)}{\delta x} - \lambda C(x,t) \quad (8-24)$$

L'intégration de l'équation 8-24 permet d'obtenir l'évolution de la concentration en béryllium ($C(x,t)$) au cours du temps t :

$$C(x,t) = C(x,0) e^{-\lambda t} + P_{\eta} \left(\frac{P(0) e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_{\eta}}}}{\frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_{\eta}} + \lambda} \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_{\eta}}\right) t} \right) \right) + \quad (8-25)$$

$$P_{\mu_f} \left(\frac{P(0) e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_{\mu_f}}}}{\frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_{\mu_f}} + \lambda} \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_{\mu_f}}\right) t} \right) \right) + P_{\mu_s} \left(\frac{P(0) e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_{\mu_s}}}}{\frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_{\mu_s}} + \lambda} \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_{\mu_s}}\right) t} \right) \right)$$

où P_{η} , P_{μ_f} et P_{μ_s} correspondent aux contributions relatives des neutrons et des rapides et lents muons (paragraphe 8-1.2) ; Λ_{η} , Λ_{μ_f} et Λ_{μ_s} sont les longueurs d'atténuation respectives des neutrons et des rapides et lents muons (paragraphe 8-4.1.3) ; ρ est la densité de la roche ; ε est le taux d'érosion ; $P(0)$ est le taux de production normalisé à la surface ; x est la profondeur de l'échantillon sous la surface et $C(x,0)$ est la concentration initiale de l'échantillon dû à un héritage géologique éventuel.

Les cosmonucléides cosmogéniques s'accumulent donc dans la roche jusqu'à un état stationnaire correspondant à une production égalant les pertes par érosion et par décroissance radioactive (Lal, 1991) (Fig. 8-11).

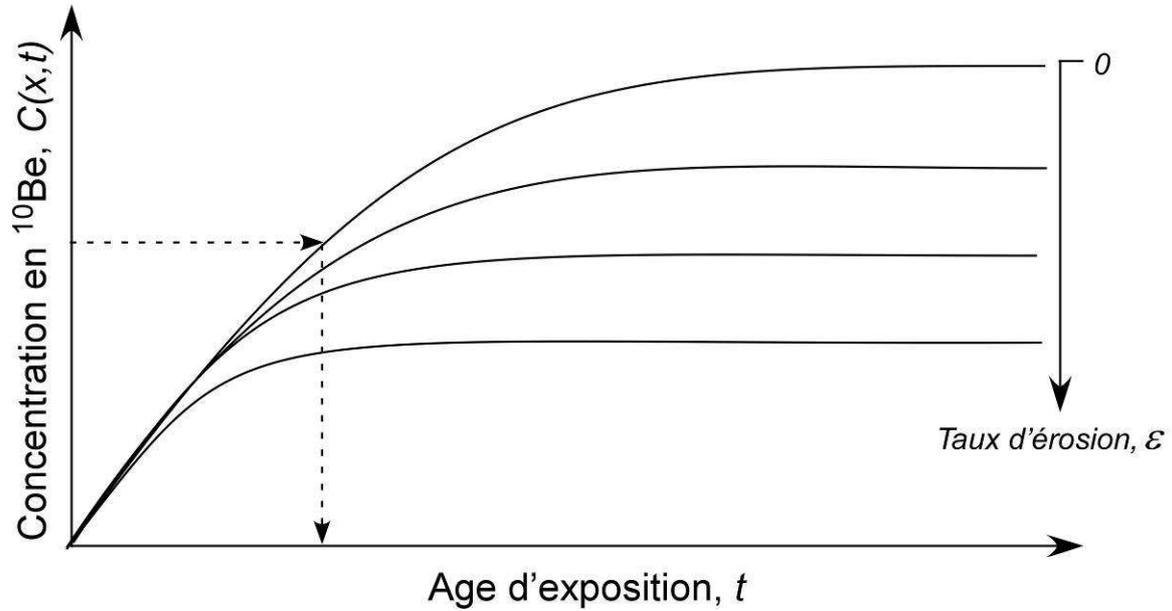


Fig. 8-11: Evolution de la concentration en ^{10}Be ($C(x,t)$) en fonction du temps (t) et du taux d'érosion (ε) (d'après Braucher, 1998).

En mesurant la concentration en cosmonucléides dans l'échantillon et en faisant certaines hypothèses sur l'héritage géologique et sur le taux d'érosion, il est ainsi possible de déterminer un temps d'exposition de la roche à la surface (Fig. 8-11).

Par la suite, nous supposons que la concentration initiale ($C(x,0)$) avant exposition et que le taux d'érosion (ε) sont nuls, ce qui implique que les âges d'exposition ^{10}Be calculés sont minimaux (t_{\min}) et permet de simplifier l'équation 8-25 :

$$C(x,t) = \frac{P(0)}{\lambda} (1 - e^{-\lambda t_{\min}}) \left(P_{\eta} e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_{\eta}}} + P_{\mu_f} e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_{\mu_f}}} + P_{\mu_s} e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_{\mu_s}}} \right) \quad (8-26)$$

Le calcul de cet âge d'exposition calculé est minimal (t_{\min}), et est déterminé par minimisation du carré de la différence entre la concentration en ^{10}Be théorique ($C(x,t)$) et celle mesurée (N_{10}) (paragraphe 8-3.1):

$$(C(x,t) - N_{10})^2 \rightarrow 0 \quad (8-27)$$

8-4.3 Incertitude sur l'âge d'exposition

De manière à évaluer l'incertitude sur l'âge d'exposition en ^{10}Be (σt_{\min}), uniquement l'incertitude sur la concentration en ^{10}Be issue de la mesure (σN_{10}) est considérée :

$$\sigma t_{\min} = t_{\min} \frac{\sigma N_{10}}{N_{10}} \quad (8-28)$$

Cette incertitude permet de comparer les âges ^{10}Be déterminés les uns avec les autres mais cette technique ne permet pas d'obtenir une incertitude absolue qui doit également inclure les erreurs systématiques en particulier sur le taux de production. Afin de comparer les âges d'exposition ^{10}Be avec des âges absolus, Gosse et al. (1995) et Brown et al. (1998) ont proposé que 15% d'incertitude supplémentaire soit requis.

8-5 Application sur le mouvement de Séchilienne

Article accepté à Earth and Planetary Science Letters sous le titre :

Cosmic Ray Exposure dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics

Olivier LE ROUX¹, Stéphane SCHWARTZ¹, Jean François GAMOND¹, Denis JONGMANS¹, Didier BOURLES², Régis BRAUCHER², William MAHANEY³, Julien CARCAILLET⁴ and Laetitia LEANNI²

1. Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (CNRS, UMR 5559), Observatoire des Sciences de l'Univers, Université Joseph Fourier, BP 53, F-38041, Grenoble cedex 09

2. Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CNRS, UMR 6635), Université Aix-Marseille, BP 80, F-13545 Aix en Provence cedex 04

3. Geomorphology and Pedology Lab, York University, 4700 Keele St., N. York, Ontario, Canada, M3J 1P3

4. Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (CNRS, UMR 5025), Observatoire des Sciences de l'Univers, Université Joseph Fourier, BP 53, F-38041, Grenoble cedex 09

Abstract: Cosmic Ray Exposure (CRE) dating applied to the active Séchilienne landslide (Romanche valley, Belledonne Massif, French Alps) provides information about its Holocene dynamics from initiation to present day activity. Glacier retreat at 1100 m a.s.l. is estimated at 16.6 ± 0.6 ¹⁰Be ka from glacially polished bedrock samples, with total deglaciation of the valley achieved at least by 13.3 ka. Application of the CRE method along vertical profiles sampled with a high spatial resolution of 3 m on the head scarp yields: (1) an initiation of the rock-slope failure at 6.4 ± 1.4 ¹⁰Be ka and (2) a continuous rock-slope failure activity with a mean head scarp exposure rate of 0.6 cm/yr. The data suggest an increase of the head scarp exposure rate between 2.3 and 1.0 ka. After this acceleration phase, the exposure rate is similar to that obtained by the present day monitoring data over 20 years in the depletion zone (1.3 cm/yr). Since the failure initiation occurred more than 5,400 yr after the total deglaciation of the valley the slope failure does not appear as an immediate consequence of debutressing in the Romanche valley. This result is consistent with studies of other large alpine rockslides in the Alps. Failure initiation of the Séchilienne landslide occurred during the Holocene Climatic Optimum, a hot and wet period. The temperature and precipitation changes of this climatic optimum seem to have a worsening effect at the regional scale to trigger large mass wasting in this glacial alpine valley.

Keywords: Cosmic Ray Exposure method; Séchilienne landslide kinematics; head scarp dating; Holocene Climatic Optimum.

8-5.1 Introduction

One of the most significant geomorphological consequences of deglaciation in mountainous valleys is the exposure of steepened rock slopes which have been identified as gravitationally unstable areas (Augustinus, 1995; Erismann and Abele, 2001; Ballantyne, 2002). Lateral stress release resulting from ice melting (debutressing) has been frequently recognized as a major cause triggering rock-slope failure in deglaciated mountain areas (among others, Gardner, 1980; Cruden and Hu, 1993; Blair, 1994; Evans and Clague, 1994; Holm et al., 2004; Cossart et al., 2008). However, other factors like tectonic stresses, uplift rate, river and bedrock erosion, earthquakes and subsequent climatic changes have also been evoked, as contributing to large rock-slope instabilities (Ballantyne and Stone, 2004; Sejmonsbergen et al., 2005; Korup et al., 2008; Hormes et al., 2008; Cossart et al., 2008). Identifying the cause responsible for triggering large slope failures in mountain ranges, where all the above mentioned factors are potentially active, is a delicate task and remains a debated question (Korup et al., 2007). The main approach applied so far for evaluating a link between deglaciation and rock-slope instability has been to study the timing of specific landslides, using ^{14}C dating and Cosmic Ray Exposure (CRE) dating. Even if radiocarbon ages provide valuable information on the chronology of major landslides like the Flims rockslide (Eastern Switzerland; Deplazes et al., 2007) and the Fernpass rockslide (Austria, Prager et al., 2009), the ^{14}C method is, however, limited by the difficulty of finding in situ organic matter coeval with landslide events. On the contrary, surface exposure dating using cosmogenic nuclides such as ^{10}Be and ^{36}Cl appear to be widely applicable for quartz-bearing and calcareous rocks (Gosse and Phillips, 2001) exposed to the subaerial atmosphere. Samples for dating landslides can be collected from bedrock scarps (Bigot-Cormier et al., 2005; Hippolyte et al., 2006; Ivy-Ochs et al., 2009; Prager et al., 2009) and/or from rock avalanche deposits (Ballantyne and Stone, 2004; Cossart et al., 2008; Hormes et al., 2008; Ivy-Ochs et al., 2009; Prager et al., 2009). One major advantage of CRE dating methods is that they are also able to constrain the timing of the last deglaciation by dating late glacial moraine deposits and glacially polished bedrock surfaces (Gosse et al., 1995; Owen et al., 2001; Carlson et al., 2007; Delmas et al., 2008). Several studies recently focused on the chronology of valley deglaciation and rock-slope instability at specific sites (Bigot-Cormier et al., 2005; Cossart et al., 2008; Hormes et

al., 2008; Ivy-Ochs et al., 2009; Prager et al., 2009). Surface exposure ages tend to indicate that the largest landslides in the Alps did not occur during deglaciation but in mid-Holocene time when climate became warmer and wetter. The Fernpass (Austria, 4,100 yr), Flims (Switzerland, 8,900 yr), Kandertal (Switzerland, 9,600 yr), Köfels (Austria, 9,800 yr), La Clapière (France, 10,300 yr), Valtellina (Italy, 7,430 yr) landslides occurred at least a few thousand years after deglaciation. The Séchilienne landslide, which affects the south-facing crystalline slope of the glaciated Romanche Valley, is one of the largest in the French Alps. Based on CRE dating, this study first aims to determine the age of release of bedrock and emplacement and to compare it to timing of deglaciation. The paper is also focused on placing temporal constraints on the Séchilienne motion (kinematics) by regularly sampling the head scarp surface along vertical profiles. Exposure ages suggest a change in the kinematics of the landslide during the late Holocene.

8-5.2 Structure et dynamique du mouvement

The Séchilienne landslide is located in the southwestern part of the Belledonne Massif (western Alps) (Fig. 8-12). The massif extends over more than 120 km in a N30 direction, is almost 3000 m high, and is bounded to the west by the large topographic depression of the Isère Valley (Fig. 8-12a). The massif, one of the Palaeozoic External Crystalline Massifs of the French Alps, is part of the Hercynian orogen reworked during the Alpine orogenesis. These basement rocks consist of a complex of different metamorphic rocks (gneisses, amphibolites and micaschists). The study area to the west of the massif features mainly micaschists unconformably covered with Mesozoic sediments and Quaternary deposits (Fig. 8-12b). In the southern part of the Belledonne Massif these micaschists are dissected by the East-West trending lower Romanche River (Fig. 8-12). Incision of these rocks results from the alternate activity of water and ice in the Romanche River during a succession of Quaternary glaciations (Montjuvent and Winistorfer, 1980). The resulting morphology displays steep slopes, around 35 to 40°, affected by active or paleo large-scale rock mass deformation between 400 and 1100 m elevation (Barféty et al., 1970; Le Roux et al., in press) (Fig. 8-12b, Fig. 8-13). Above 1100 m, the morphology corresponds to a glacial plateau where moraine deposits and peat bogs subsist (Fig. 8-13, Fig. 8-14a).

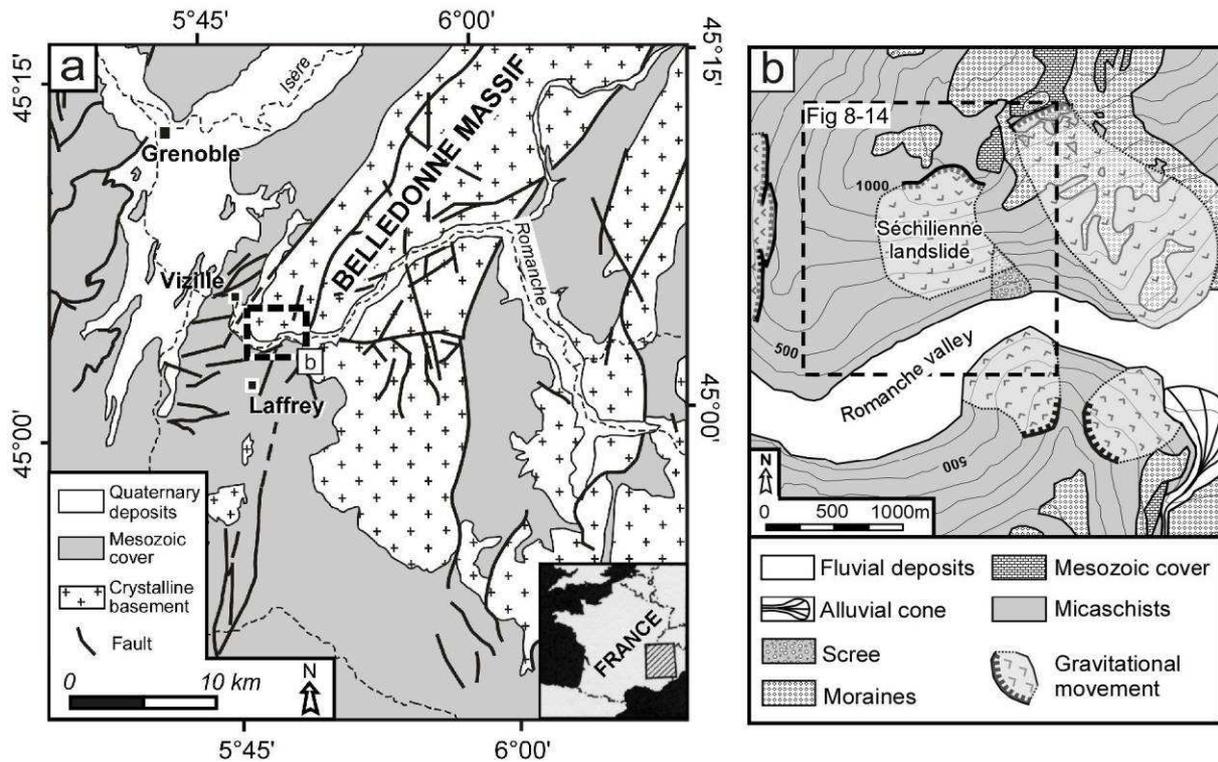


Fig. 8-12: (a) Structural map of the southwestern part of the Belledonne External Crystalline Massif centred on the lower Romanche Valley. The polygon in dashed line locates figure 8-12b. (b) Geological and geomorphological map of the lower Romanche Valley. The polygon in dashed line locates figure 8-14.

Among these unstable slopes, the Séchilienne landslide, located on the right bank of the Romanche River (Fig. 8-12b and Fig. 8-14a), is the most active one. The upper boundary of the movement is several hundred meters wide with several tens of meters high vertical head scarp (Séchilienne head scarp, see Fig. 8-13, Fig. 8-14). This scarp separates the flat stable glacial Mont Sec Plateau from the destabilized zone. The metamorphic rocks within the landslide are cut by two sets of near-vertical fractures with directions N60 and N140, respectively, with unknown vertical depth. This structural framework results in linear scarps and troughs filled by rocks debris and topsoil (Fig. 8-14a), which delineate rock blocks displaying down slope motion. Below the head scarp, the low-slope depletion zone between 1100 and 950 m a.s.l. exhibits a series of large depressions and salient blocks (Fig. 8-14). The lower part of the landslide, between 950 and 450 m a.s.l., shows steep convex slopes ($> 40^\circ$, Fig. 8-14a) interpreted as an accumulation zone (Vengeon, 1998). In 1993-1994, a 240 m long gallery was excavated at 710 m revealing a succession of rigid moving blocks delimited by highly fractured zones (Vengeon, 1998). This gallery did not reach the sound rock and the existence of a sliding surface is still an open question. Hydrochemical investigation

(Vengeon, 1998; Guglielmi et al., 2002) suggested the existence of a deep phreatic zone extending into the fractured metamorphic bedrock, with a probable 100 m thick vadose zone above. With intensive rainfall and long-term water recharge (> 45 days), this vadose zone could be saturated during rainy periods, increasing the displacement rate (Vengeon, 1998).

Since the 1980's, a monitoring system (extensometers, geodetic measurements, tacheometers and microwave radar) has progressively been installed by the *Centre d'Etudes Techniques de l'Équipement* (CETE) of Lyon (Evrard et al., 1990; Vengeon et al., 1999; Duranthon et al., 2003). Monitoring results show: (1) homogeneous orientations (N140) and inclinations (10 to 20°) of displacement vectors over the whole sliding mass; and (2) a partition of the landslide into two zones with different slide velocity vectors. The global destabilized mass, with a volume of more than $25 \times 10^6 \text{ m}^3$, displays medium activity with slow displacement rates (2 to 15 cm/yr) (Giraud et al., 1990; Durville et al., 2004). In this zone the vertical displacement component at the base of the head scarp yields a subsidence rate between 0.7 and 1.6 cm/yr with a mean value of 1.3 cm/yr (Vengeon et al., 1999). Lower in the slope, a frontal mass with a volume of about $3 \times 10^6 \text{ m}^3$ exhibits high sliding velocity vectors reaching a maximum of 100 cm/yr. This frontal movement generates frequent rock falls. The displacement rate series in this zone exhibits seasonal variations, with an increase by a factor of three during heavy rainfall and snow melting periods in winter and spring (Rochet et al., 1994; Alfonsi, 1997; Vengeon, 1998; Durville et al., 2004). The mechanism usually proposed for the Séchilienne landslide activity is slope unloading and consecutive stress release (debuttressing) following ice melting during the late Würmian retreat stage of the Romanche Glacier (15,000 yr BP) (Vengeon et al., 1999, Pothérat and Alfonsi, 2001). At the present time, monitoring data show that the kinematic behaviour of the landslide is hydraulically controlled by heavy rainfall and snow melt in winter and spring. Recently, Meric et al. (2005) performed a geophysical test on the Séchilienne landslide, which showed that the moving zone is identified by higher resistivity and lower P-wave velocity, compared to the stable area. They interpreted these results as the consequence of a higher fracturing degree in the micaschists.

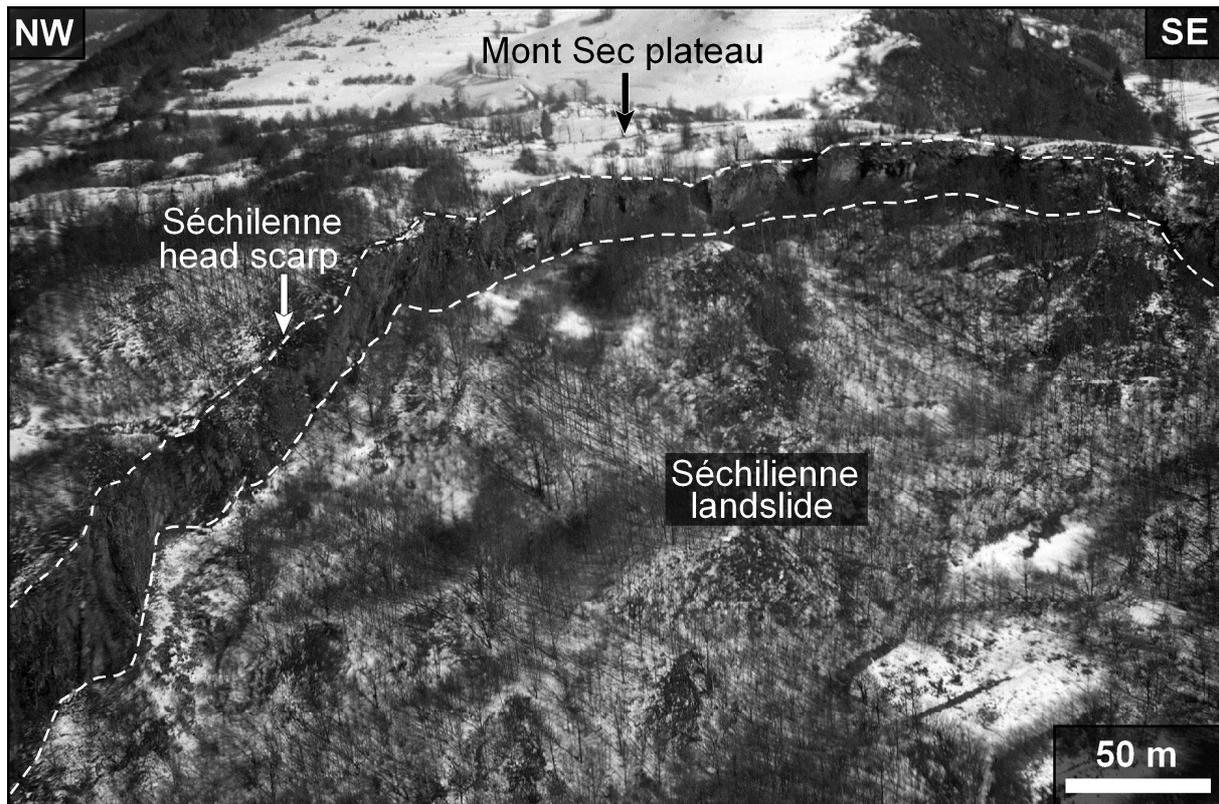


Fig. 8-13: Aerial photograph of the Séchilienne landslide (provided by M. Gidon, www.geol-alp.com) between 1000 m and the Mont Sec plateau at 1100 m a.s.l. The head scarp is outlined by white dotted lines. It constitutes the upper limit of the unstable area.

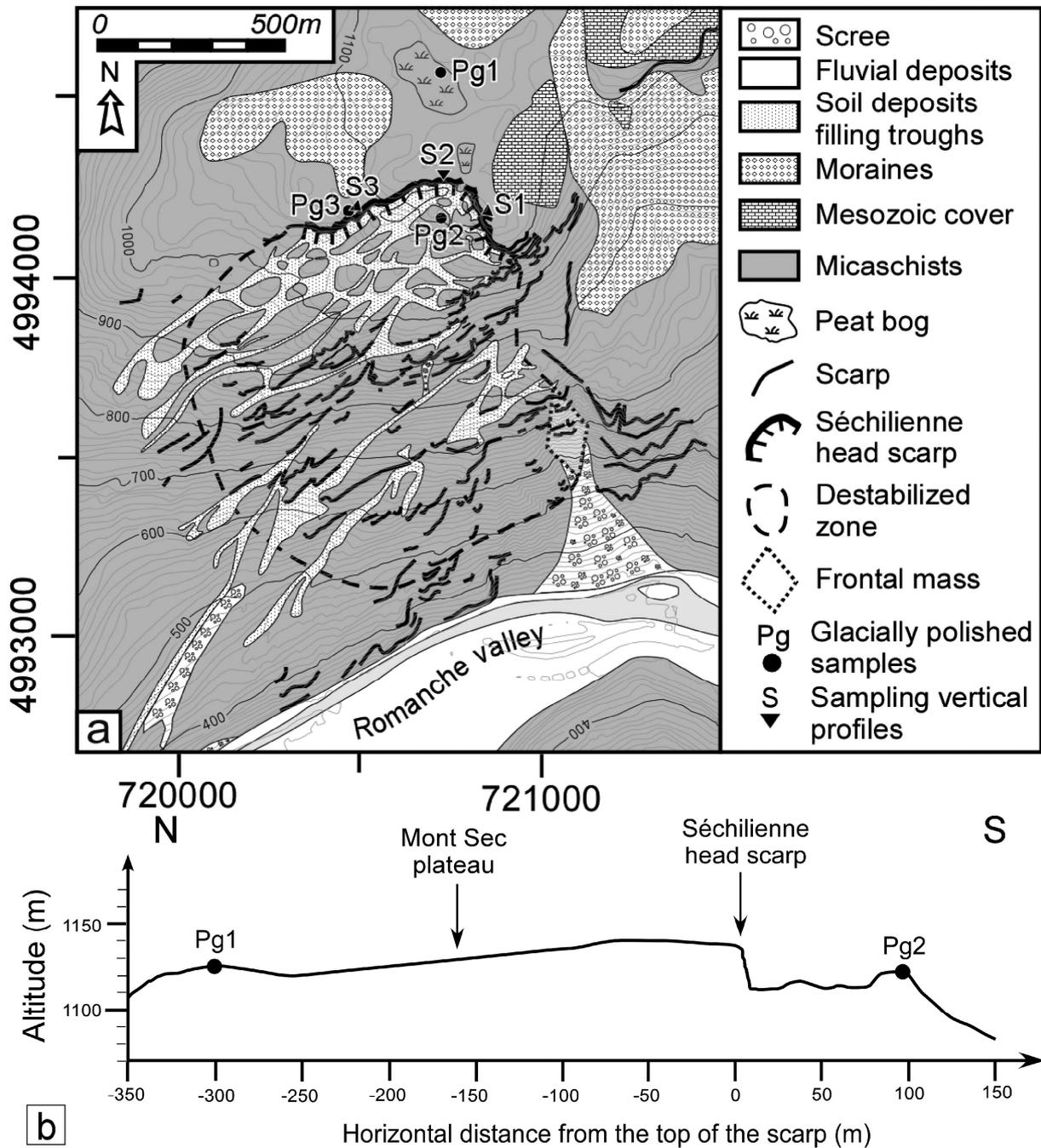


Fig. 8-14: (a) Geological and geomorphological detailed map of the Séchilienne landslide with the location of sampling sites. (b) North-South cross section between Pg1 and Pg2 show the Séchilienne head scarp at the upper boundary of the destabilized zone, scale 1/1.

8-5.3 Stratégie d'échantillonnage et méthodologie

Cosmic Ray Exposure dating is based on the accumulation of rare nuclides produced through nuclear reactions induced by high-energy cosmic radiation when rock is exposed at the earth's surface (Siame et al., 2000; Gosse and Philips, 2001). In this study we used *in situ* produced ^{10}Be resulting from spallation reactions on Si and O in quartz. Quartz was isolated and purified from samples and targets prepared for Accelerator Mass Spectrometer (AMS) analyses of ^{10}Be (Brown et al., 1991, 1998). All samples are crushed and sieved prior to initiating chemical procedures. The extraction method for ^{10}Be consists of isolation and purification of quartz and elimination of atmospheric ^{10}Be . Accurately 100 μl of a $3 \cdot 10^{-3}$ g/g ^9Be solution is added to decontaminated quartz. Beryllium was separated from the spiked solution obtained after its dissolution in HF by successive solvent extraction and precipitation. The final precipitate is dried and heated at 900°C to obtain BeO from which targets for measurements of the ^{10}Be concentration into our samples (N) are prepared. Measurements were performed at the new French AMS National Facility, ASTER, located at CEREGE in Aix-en-Provence. The data were calibrated directly against the National Institute of Standards and Technology (NIST) standard reference material 4325 by using the values recently determined by Nishiizumi et al. (2007), which are a $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $2.79 \pm 0.03 \cdot 10^{-11}$ and a ^{10}Be half-life ($T_{1/2}$) of $1.36 \pm 0.07 \cdot 10^6$ years, i.e. a radioactive decay (λ) of $5.10 \pm 0.26 \cdot 10^{-7}$.

A modern ^{10}Be production rate at sea-level and high-latitude of 4.5 ± 0.3 atoms/g/yr, computed for internal consistency, from the data of Stone (2000), according to the conclusions of the study on absolute calibration of ^{10}Be AMS standards by Nishiizumi et al. (2007), was used. This sea-level and high-latitude production rate has then been scaled for the sampling altitudes and latitudes using the scaling factors proposed by Stone (2000) because, using the atmospheric pressure as a function of altitude, he takes into account the physical properties of cosmic ray particle propagation in the atmosphere and includes an improved account for the muonic component in the total cosmogenic production. The obtained surface production rates (P_0) were then corrected for local slope and topographic shielding due to surrounding morphologies (S_t), following Dunne et al. (1999), and for the presence of snow (S_s) to yield the sampling location production rates (P):

$$P = P_0 S_t S_s \tag{8-29}$$

We divided the samples into two series. In the first series, samples collected from glacially polished bedrock surfaces allowed determination of the approximate timing of the last deglaciation on top of the Séchilienne landslide (Pg1 to Pg3) (Fig. 8-14a). In the second series, samples taken from 3 vertical profiles (with 4 to 11 samples per profile) down the head scarp allow us to determine the timing of the head scarp exposure and denudation (S1 to S3) (Fig. 8-14a). Figure 8-15 describes the exposure history considered to estimate the deglaciation (Tg) and the destabilization (Td) ages. Exposure ages were computed assuming no erosion since initiation of the landslide and with negligible chemical weathering. This assumption is supported by the: (1) short exposure duration (< 20 ka) with respect to the long ^{10}Be half-life; (2) quartz-rich composition of the rock; and (3) local preservation on the scarp of mechanical striae generated by the hanging wall block downward displacement. In this context the resulting ages are maximum ages. Before the retreat of the glacier (Tg) (Fig. 8-15a), ^{10}Be concentration in glacially polished bedrock samples (C_{Pg}) and scarp samples (C_S) is negligible due to the shielding effect of the glacier for cosmic rays. When the last glacier melted (Tg) (Fig. 8-15b), exposure to cosmic rays began. The snow shielding (S_s) is only considered for horizontal surfaces (Fig. 8-15b and c). Reasonable assumptions were taken into account for the height ($H_S = 1$ to 2 m), the duration in months ($M_S = 4$ months), physical properties (density ($\rho_S = 0.28$) and attenuation length ($\Lambda_S = 160$ g.cm $^{-2}$)) of snow:

$$S_s = \frac{M_S}{12} e^{\frac{-\rho_S H_S}{\Lambda_S}} + \frac{12 - M_S}{12} \quad (8-30)$$

For the glacially polished bedrock samples, nuclides concentration in quartz (C_{Pg}) accumulated directly at the surface between Tg and today (Fig. 8-15b and c) is given by:

$$C_{Pg} = \frac{P_{Pg}}{\lambda} (1 - e^{-\lambda Tg}) \quad (8-31)$$

where P_{Pg} is the normalized production rate of sample Pg.

For the scarp samples, the exposure history is more complex. Just before gravitational destabilization, between Tg and Td (Fig. 8-15b), the nuclide concentration (C_0) accumulated in quartz as a function of depth (Di) is given by:

$$C_0 = \frac{P_{S-0}}{\lambda} (1 - e^{-\lambda(Tg - Td)}) \left\{ P_{\eta} e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_{\eta}}} + P_{\mu_f} e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_{\mu_f}}} + P_{\mu_s} e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_{\mu_s}}} \right\} \quad (8-32)$$

where P_η , P_{μ_f} and P_{μ_s} refer to the relative contributions of neutrons, and fast and slow muons (97.85%, 0.65% and 1.5% respectively (Braucher et al., 2003)); Λ_η , Λ_{μ_f} and Λ_{μ_s} are the effective attenuation length for neutrons, and fast and slow muons (150, 5300 and 1500 g.cm⁻² respectively (Braucher et al., 2003)); ρ is the rock density (2.5) and P_{S-0} is the normalized production rate at the top of the scarp (Fig. 8-15). As soon as the scarp develops (between Td and the present day), the concentration of nuclides in the samples of this vertical surface results from two contributions (Fig. 8-15c). The first is the ¹⁰Be production resulting from cosmic rays penetrating the horizontal surface above the scarp. The resulting concentration (C_1) depends on half the normalized production rate at the top of the scarp (P_{S-0}) taking into account the attenuation of the cosmic rays due to the thickness Di of the rock above the sample. It is given by:

$$C_1 = \frac{1}{2} \frac{P_{S-0}}{\lambda} (1 - e^{-\lambda T_d}) \left\{ P_\eta e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_\eta}} + P_{\mu_f} e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_{\mu_f}}} + P_{\mu_s} e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_{\mu_s}}} \right\} \quad (8-33)$$

The second contribution results from cosmic rays striking straight the vertical surface of the scarp. The concentration (C_2) depends on the normalized production rate on the scarp sample (P_{S-i}) and is given by:

$$C_2 = \frac{P_{S-i}}{\lambda} (1 - e^{-\lambda T_d}) \quad (8-34)$$

At present, the ¹⁰Be concentration into the scarp samples is assumed to be:

$$C_S = C_0 + C_1 + C_2 \quad (8-35)$$

This equation allows determining Td using the value of Tg calculated from equation 8-31 using the concentrations measured in the glacially polished rock samples.

The resulting CRE ages are absolute ages given in ¹⁰Be ka. Their uncertainties derive from two types of sources, on one hand analytical uncertainties in the ¹⁰Be concentration in quartz samples (counting statistics, conservative estimate of 1% instrumental variability and uncertainty in the chemical blank) and on the other hand on a maximal 15% uncertainty on the ¹⁰Be production rates.

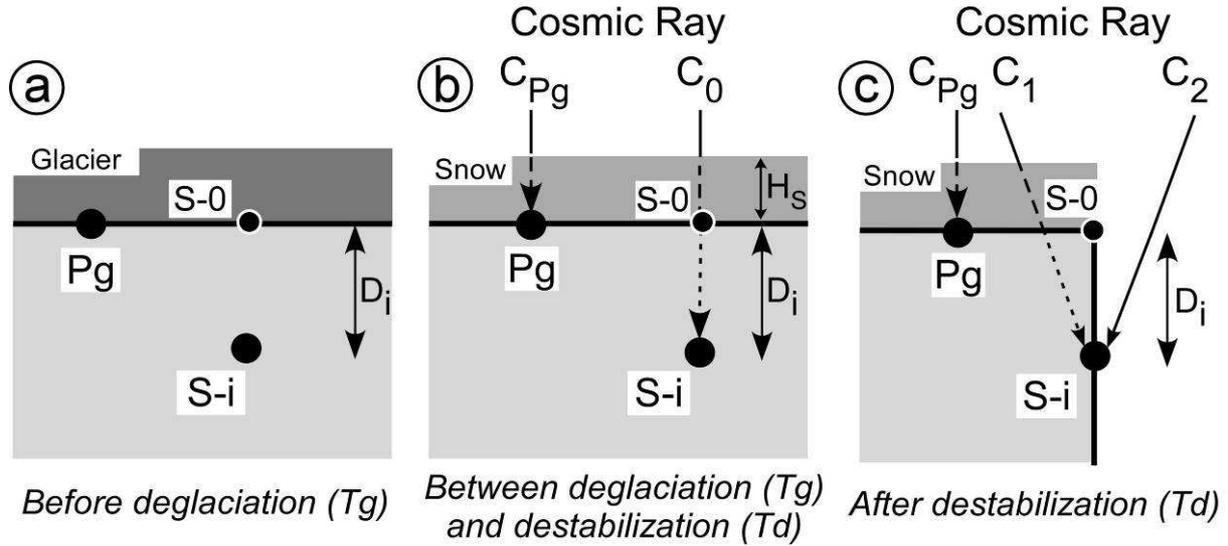


Fig. 8-15: Model used for the computation of the exposure ages with the Pg_2 age taken as the reference age of the deglaciation (a) $T < T_g$. (b) $T_g < T < T_d$. (c) $T_d < T < 0$. Pg : glacially polished bedrock sample. $S-i$: location of the sample on the vertical scarp. D_i : distance between the upper edge of the scarp and $S-i$. T_g : age of the retreat of the glacier. T_d : age of the destabilization.

8-5.4 Resultats et interpretation

Sample	Location WGS84 UTM 31N			D	P_0	St	Ss	P(0)	N_{10}	σN_{10}	C_0/N_{10}	C_1/N_{10}	C_2/N_{10}	Tmin	σT_{min}
	X (m)	Y (m)	Z (m)	(m)	(at/g/yr)			(at/g/yr)	(at/g)	(at/g)	(%)	(%)	(%)	(yr)	(yr)
Glacially polished surfaces															
Site 1															
Pg1-1	720 720	4 994 560	1 120.0		11.43	1.00	0.90	10.31	77 437	5 812				7 526	565
Pg1-2	720 720	4 994 570	1 120.0		11.43	1.00	0.90	10.31	126 746	4 534				12 334	441
Site 2															
Pg2	720 725	4 994 175	1 121.0		11.44	0.98	0.95	10.67	176 621	6 140				16 628	578
Site 3															
Pg3	720 490	4 994 160	1 080.0		11.08	0.93	0.90	9.32	139 574	4 028				15 059	435
Scarps															
Profile S1															
0	720 830	4 994 190	1 142.0	0.0	11.63	1.00	0.90	10.49							
1	720 830	4 994 190	1 139.0	3.0	11.61	0.50	1.00	5.80	30 408	1 804	8.2	1.7	90.1	4 727	280
2	720 830	4 994 190	1 137.0	5.0	11.59	0.50	1.00	5.79	33 962	4 699	3.8	1.0	95.2	5 589	773
3	720 830	4 994 190	1 131.8	10.2	11.54	0.50	1.00	5.77	20 542	1 794	4.4	0.6	95.0	3 387	296
4	720 830	4 994 190	1 125.0	17.0	11.48	0.50	1.00	5.74	11 061	901	5.0	0.3	94.6	1 825	149
5	720 830	4 994 190	1 124.0	18.0	11.47	0.50	1.00	5.73	7 740	1 103	6.9	0.3	92.8	1 252	178
6	720 830	4 994 190	1 123.6	18.4	11.47	0.50	1.00	5.73	10 392	1 581	4.9	0.3	94.8	1 720	262
7	720 830	4 994 190	1 121.0	21.0	11.44	0.50	1.00	5.72	11 695	1 236	3.6	0.3	96.2	1 969	208
8	720 830	4 994 190	1 119.3	22.7	11.43	0.50	1.00	5.69	6 982	2 023	5.6	0.2	94.1	1 155	335
9	720 830	4 994 190	1 116.0	26.0	11.40	0.49	1.00	5.60	5 982	864	5.5	0.2	94.4	1 008	146
10	720 830	4 994 190	1 112.3	29.7	11.36	0.48	1.00	5.42	3 370	970	8.1	0.2	91.8	571	164
11	720 830	4 994 190	1 109.0	33.0	11.33	0.47	1.00	5.34	1 730	722	13.5	0.1	86.4	280	117
Profile S2															
0	720 730	4 994 255	1 130.0	0.0	11.52	1.00	0.90	10.38							
1	720 730	4 994 255	1 128.0	2.0	11.51	0.45	1.00	5.19	15 444	1 718	49.8	2.5	47.8	1 423	158
2	720 730	4 994 255	1 126.5	3.5	11.49	0.45	1.00	5.18	6 915	1 271	37.6	1.0	61.4	819	151
3	720 730	4 994 255	1 125.5	4.5	11.48	0.45	1.00	5.18	7 576	2 628	26.0	0.9	73.1	1 070	371
4	720 730	4 994 255	1 120.0	10.0	11.43	0.55	1.00	6.25	17 978	2 196	5.2	0.5	94.3	2 712	331
Profile S3															
0	720 495	4 994 160	1 078.0	0.0	11.06	0.99	0.90	9.89							
1	720 495	4 994 160	1 071.0	7.0	11.00	0.55	1.00	6.08	29 833	3 334	2.8	0.6	96.6	4 742	530
2	720 495	4 994 160	1 066.5	15.0	10.96	0.50	1.00	5.47	6 127	1 509	12.0	0.4	87.6	982	242
3	720 495	4 994 160	1 062.5	17.5	10.92	0.50	1.00	5.45	9 194	2 534	5.6	0.3	94.1	1 589	438
4	720 495	4 994 160	1 057.5	23.0	10.88	0.50	1.00	5.41	10 617	1 931	3.4	0.2	96.4	1 892	344

Tableau 8-4: Cosmogenic ^{10}Be analytical data. X: latitude. Y: longitude. Z: altitude. D_i : distance between the upper edge of the scarp and the sample. P_0 : production rate. St: topographic shielding factor. Ss: snow shielding factor. P: normalized production rate. N_{10} : concentration of ^{10}Be in the sample. σN_{10} : analytical standard deviation on N_{10} . C_0 : concentration of ^{10}Be in the sample accumulated between T_g and T_d at depth D_i from the horizontal surface. C_1 : concentration of ^{10}Be in the sample accumulated between T_d and today at depth D_i from the half of the horizontal surface. C_2 : concentration of ^{10}Be in the sample accumulated between T_d and today at the surface of the cliff.

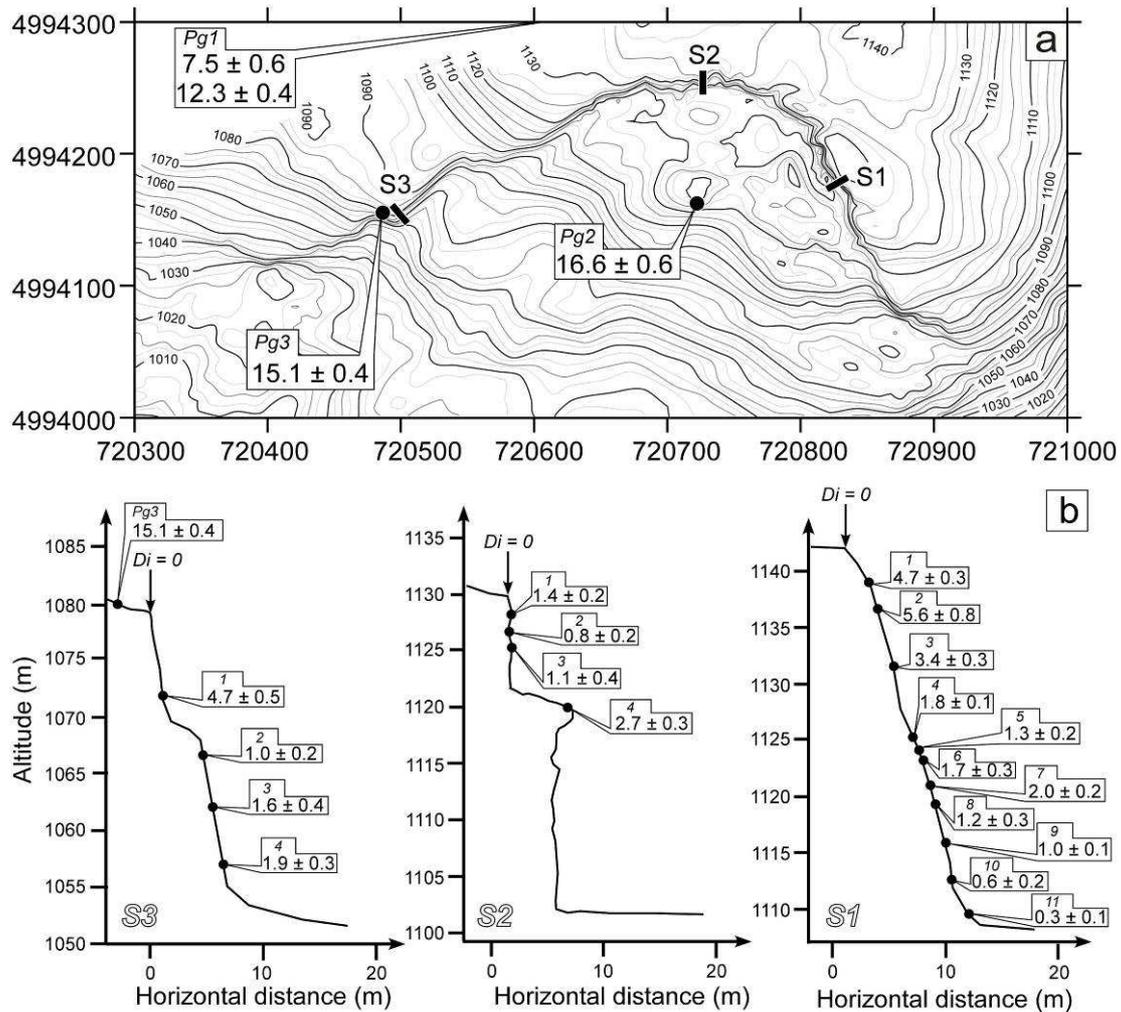


Fig. 8-16: (a) Topographical map of the Séchilienne head scarp area with the location and exposure ages (in ka) of analysed samples, Pg1 is located northward, out of the frame (see Fig. 8-14a). (b) Cross sections of sampling profiles S1, S2, S3 scale 1/1 with the location and exposure ages (in ka) of analysed samples. $D_i = 0$: location of the top of the scarp (see Fig. 8-15).

8-5.4.1 Datation de roches poli-glaciaires

Three sites were sampled on the glacial shoulder of the Mont Sec Plateau between 1080 and 1121 m a.s.l. (Tableau 8-4), two in the stable area (Pg1 and Pg3) and one in the landslide (Pg2) (Fig. 8-16a). The resulting CRE ages range from 7.5 to 16.6 ^{10}Be ka. At site Pg1 located on a glacially polished surface outcropping within a peat bog, two samples five meters apart yield significantly different ages of 7.5 ± 0.6 and 12.3 ± 0.4 ^{10}Be ka (Tableau 8-4, Fig. 8-16a). Sample Pg3 located 2 meters beside the head scarp is dated at 15.1 ± 0.4 ^{10}Be ka (Tableau 8-4, Fig. 8-16a and 8-16b). Pg2, sampled on the top of a bedrock block bounded by fractures and located inside the destabilized area, provides an age of 16.6 ± 0.6 ^{10}Be ka (Tableau 8-4, Fig. 8-16a).

In the case of surfaces shaped by glaciers, the interpretation of CRE ages is dependent on the presence of screens to cosmic rays such as moraine and/or peat bog. If no screen was deposited on the site, the exposure age corresponds to the ice retreat as it is assumed in our model (Fig. 8-15). However, if moraine deposits or peat bog were laid down, the significance of the CRE ages depends on the time these screens persisted on the bedrock. This age thus corresponds to the removal of any cover and in this case the resulting age is younger than time of ice retreat.

Given the scattered CRE ages obtained on the glacial shoulder for samples collected at similar elevations (~ 1100 m), we interpret the older age at Pg2 (16.6 ± 0.6 ^{10}Be ka) as the minimal age of the last retreat of the Romanche Glacier around 1100 m a.s.l. in the Séchilienne landslide area (*Tg* in Fig. 8-15). The timing of glacial retreat is consistent with the onset of the formation of the Mont Sec peat bog dated by ^{14}C at 11.5 ± 0.5 ka BP (Muller et al., 2007) in the vicinity of Pg1, in a place that was likely previously covered by moraine.

8-5.4.2 Datation le long de l'escarpement sommital

Three 30 to 35 m high vertical profiles (S1 to S3) were sampled along the landslide head scarp (see Fig. 8-14 for location, and Fig. 8-16). Eleven samples were collected along the 35 m high vertical profile S1, which exhibits a regular shape and whose foot is buried below fallen rock fragments of unknown thickness (Fig. 8-16b). Exposure ages T_d , along with error bars, are given in Tableau 8-4 and are plotted versus vertical distance along the scarp D_i in Figure 8-17a. As expected, exposure age values more or less regularly decrease from the top (4.7 ^{10}Be ka, point 1 in Fig. 8-17a and 8-17b) to the bottom (<1.0 ^{10}Be ka) of the scarp, showing a progressive head scarp exposure resulting from the downward vertical motion of the depletion zone. These results show the downward motion of the depletion zone along the scarp is continuous with time. We fitted a regression line to the 11 experimental data, shown in Figure 8-17c. Even if the linear equation with a constant scarp exposure rate of 0.6 cm/yr yields a satisfactory fit ($R^2=0.882$), it fails to explain the recent vertical motions. Indeed, more recent data (points 9 to 11 in Fig. 8-17a and 8-17b) provide a mean scarp exposure rate of about 1.08 cm/yr which is closer to measured present-day values (1.3 cm/yr). On the contrary, the linear law yields a twice lower rate. These results suggest that the scarp exposure rate increased with time since the failure initiation. If we draw the two envelope lines passing through the extreme values considering error bars (Fig. 8-17c), exposure scarp ages are distributed inside a narrow area (grey in Fig. 8-17c). The slopes of the envelopes suggest that

two periods with different scarp exposure rates can be distinguished with a rate increase at mid-scarp (Di between 17 and 20 m) between 1 and 2.3 ^{10}Be ka (dotted area in Fig. 8-17c). The first stage of exposure is characterized by low rate values (between 0.36 and 0.43 cm/yr, Fig. 8-17c) while the second stage displays high rate values (between 0.75 and 1.80 cm/yr, Fig. 8-17c), in agreement with measured present-day values. The intersections of the envelope lines with the horizontal axis $Di = 0$ allow the initiation time of the landslide failure to be bracketed between 5.0 and 7.8 ^{10}Be ka.

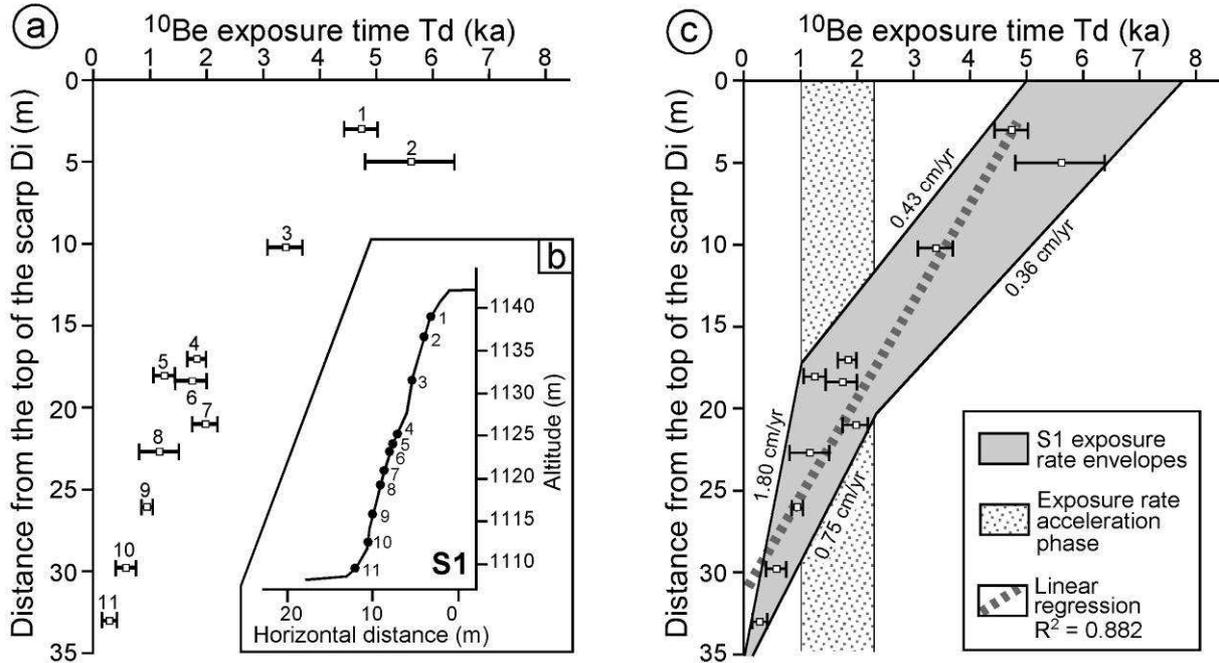


Fig. 8-17: (a) ^{10}Be exposure ages plotted versus Di with $\pm \sigma$ of analytical uncertainties of profile S1. (b) Cross section of sampling profile S1 on the Séchilienne head scarp. (c) The raw ^{10}Be exposure ages plotted versus Di with $\pm \sigma$ of analytical uncertainties of profile S1 are interpreted in terms of exposure rates variations.

The two other vertical profiles (S2 and S3) were located westward (Fig. 8-16a) of profile S1 and exhibit a topography less regular than profile S1 (Fig. 8-16b). Four samples were collected on each profile and the exposure ages are given in Tableau 8-4 and Figure 8-18a. In this figure are also plotted the envelopes determined from profile S1. For the same vertical position on the cliff (Di), exposure ages are similar or close to those of profile S1 (Tableau 8-4, Fig. 8-18a, 8-18b and 8-18c) except for the three upper samples of profile S2 (1 to 3, in Fig. 8-18a) which gave younger ages. These latter can be explained by the presence of an intermediate shelf on profile S2 (Fig. 8-18b), which suggests the occurrence of a rock-fall event at the top of the scarp posterior to the scarp exposure. Since the length of the landslide head scarp comprised between profiles S1 and S3 represents 65% of its total length (Fig. 8-

15a), the exposure ages (T_d) obtained for S2 and S3 plot within the S1 envelope (Fig. 8-18a), suggesting that the formation of the head scarp occurred either synchronously in every point between S1 and S3 or with a very fast lateral propagation. Additionally, the similar mean rate of head scarp exposure between S1 and S3 indicate synchronous settling kinematics of the depletion zone at the bottom of the head scarp as a whole.

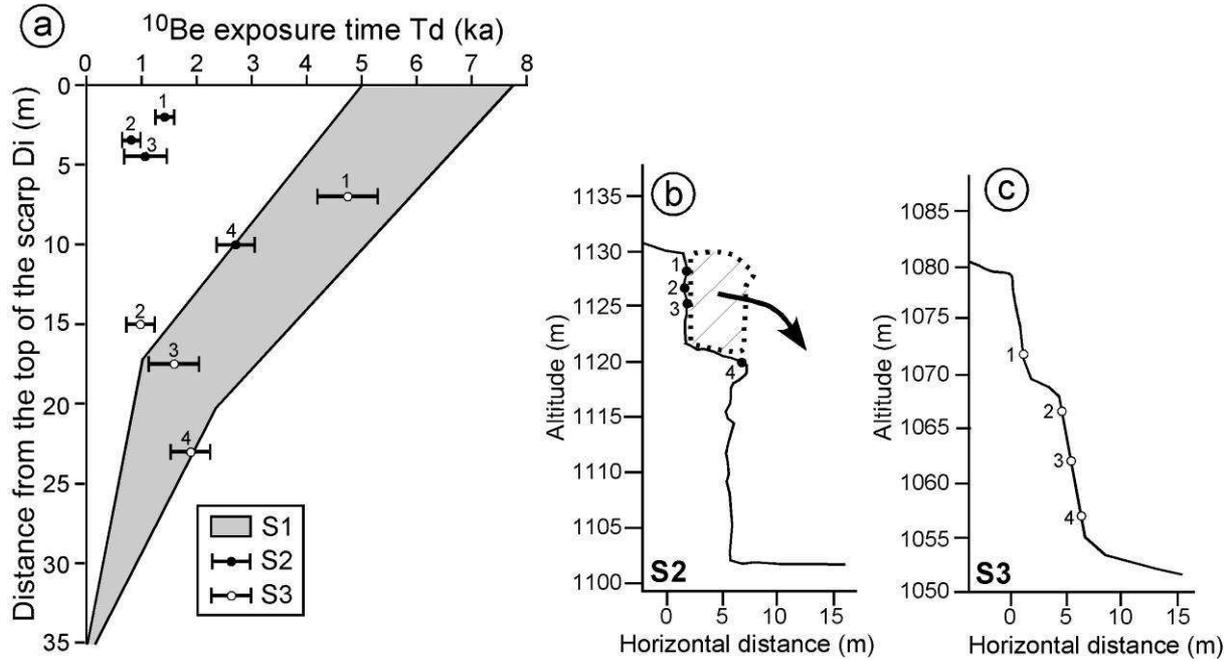


Fig. 8-18: (a) ^{10}Be exposure age plotted versus D_i with $\pm \sigma$ of analytical uncertainties of profiles S2 and S3 with the S1 exposure rate envelopes in grey. (b) Cross section of sampling profile S2 on the head scarp with model of the recent rockfall event to explain the young ages at the top of the scarp plotted on figure 8-18a. (c) Cross section of S3 on the head scarp.

8-5.5 Discussion

The CRE data obtained on the Séchilienne slope show the glacial retreat at 1100 m a.s.l. occurs at 16.6 ± 0.6 ^{10}Be ka. Moreover, at the same elevation the onset of the Séchilienne head scarp is dated 6.4 ± 1.4 ^{10}Be ka. This implies a minimal time span of 8,200 yr between the two events at 1100 m a.s.l., taking into account the error bars (Fig. 8-19a). However, these data restricted to the 1100 m elevation are not sufficient to understand the relationships between the glacier melting kinematics and the initiation of the whole slope instability. Temporal constraints are therefore needed to estimate the time span between the total downwastage of the ice and the initiation of the resulting instability. This duration expresses the slope response to progressive stress release following slope debuitressing. In the case of the Romanche Valley age data about the total downwastage of the glacier are not available.

We propose to transpose to the Romanche Valley, data available from another large alpine glacial valley, the Tinée Valley. Indeed, according to Vincent et al. (2004), temperature variations recorded over the last century at the scale of the Alpine Arc generate similar ice ablation dynamics for glaciers located several hundreds kilometres apart. The Tinée valley is located 130 km southeast from the Romanche Valley, in a similar geological setting (External Crystalline Massif of Argentera), and displays a similar geometry with a 1000 m height between the bottom of the valley and the glacial shoulder. This valley provides chronological constraints on its total downwastage. The bottom of the valley (1100 m a.s.l.) dates to 13.3 ± 0.1 ka BP (Bigot-Cormier et al., 2005) by ^{14}C age on travertine. At 13.3 ka BP the bottom of the Romanche Valley at 400 m a.s.l. was probably already ice-free. This estimation is consistent with ^{10}Be dates on glacial retreat ranging from 7 to 12 ka (Cossart et al., 2008) obtained in the neighbouring valleys (External Crystalline Massif of Pelvoux) for elevations above 2000 m a.s.l. These chronological constraints suggest that for the Romanche Valley, between the 16.6 ± 0.6 ^{10}Be ka exposure age of Pg2 glacially polished surface at 1100 m a.s.l. and the 13.3 ± 0.1 ka BP downwastage at 400 m a.s.l., 750 m of ice melted in 3,300 yr (Fig. 8-19a and 8-19b). In this case, the minimum time interval between the total downwastage of the Romanche Valley ice and the initiation of failure along the Séchilienne head scarp is therefore 5,400 yr (Fig. 8-19b). This duration can be considered as a pre-failure endurance (Ballantyne, 2002), i.e. the time interval following total melting of ice in the valley during which the slope endures the new state of stress before the initiation of failure. This duration therefore reveals the dynamic adjustment of the rocky slopes resulting from the interaction between debuitressing (stress variation stemming from glacial unloading) and the strength of the rock massif. The mechanical behaviour of the slope is controlled by internal factors including lithology, joint network density and orientation and external ones such as seismic events, climatic changes and anthropic activity. For the Séchilienne landslide the 5,400 yr value is compatible with the 5,700 yr average of pre-failure endurance obtained by Cruden and Hu (1993) from a negative exhaustion model and with the 7,000 yr limit value deduced from the study of Scottish rock-slope failures (Ballantyne, 2002).

At the scale of the Alpine Arc, the recent CRE studies of major landslides show that the initiation of instability does not immediately follow deglaciation but occurs several thousand years after the valley is totally ice-free. The estimated pre-failure endurance is thus more than 3,000 yr for la Clapière landslide (French Western Alps, Bigot-Cormier et al., 2005), more than 2,500 yr for the Flims rockslide (Swiss Central Alps, Ivy-Ochs et al., 2009), more than

4,000 yr for the Val Viola rockslide (Italian Central Alps, Hormes et al., 2008), and more than 2,000 yr for the Fernpass rockslide (Austrian Eastern Alps, Prager et al., 2009). Considering data available for major alpine landslides, Ivy-Ochs et al. (2009) suggest slope failure did not occur during deglaciation but during mid-Holocene time when climate became markedly warmer and wetter. In the case of the Séchilienne landslide, the CRE data show that the initiation stage occurred during the Holocene Climatic Optimum, an event ranging from 9.0 to 5.0 ka BP (grey on Fig. 8-19) In the case of the La Clapière landslide, the initiation stage also occurred during the Climatic Optimum. In the western Alps, this period is characterized by an increase of the mean temperature of 1 to 2° (Davis et al., 2003), an increase of the density of forest cover (de Beaulieu, 1977) and an increase in lake level due to heavy annual precipitation (Magny, 2004, 2007) (Fig. 8-19c). The combination of these different climatic characteristics indicates that the Climatic Optimum was a warmer and wetter period. The exposure rates (Fig. 8-19a) obtained from the Séchilienne head scarp show that the activity of the landslide is continuous from its triggering until present day, with an acceleration phase between 2.3 and 1.0 ka, which coincides with the subatlantic chronozone. (Fig. 8-19a and 8-19c). This warmer and wetter phase allows displacement rates to reach 0.75 to 1.80 cm/yr (Fig. 8-17c and 8-19a). We suggest that slide acceleration is due to the decrease of mechanical properties within the rock mass or along slip surfaces, resulting from progressive slope motion. These high displacement rates are similar to those recorded during the last twenty years by instrumental survey (0.7 to 1.6 cm/yr; Vengeon et al., 1999). Monitoring data suggest a correlation between the increase of displacement rate of the whole slope with heavy rainfall thus clearly pointing out the major role of precipitation in slope instability. Therefore, an external hydrological parameter seems to have a worsening effect, adding to the decrease of the mechanical properties of the rock mass to trigger and maintain the Séchilienne landslide dynamics. Nevertheless the mechanical properties of a massif can also be weakened by seismic events. In fact the Séchilienne landslide is located in a zone (Romanche Valley, Belledonne Massif) affected by recurring seismicity. The potential maximal magnitude estimated from the instrumental seismicity is lower than $M_L=3.5$ (Thouvenot et al., 2003). It cannot be excluded that seismic activity played a role in the Séchilienne landslide movement but this link is not demonstrated at the present time.

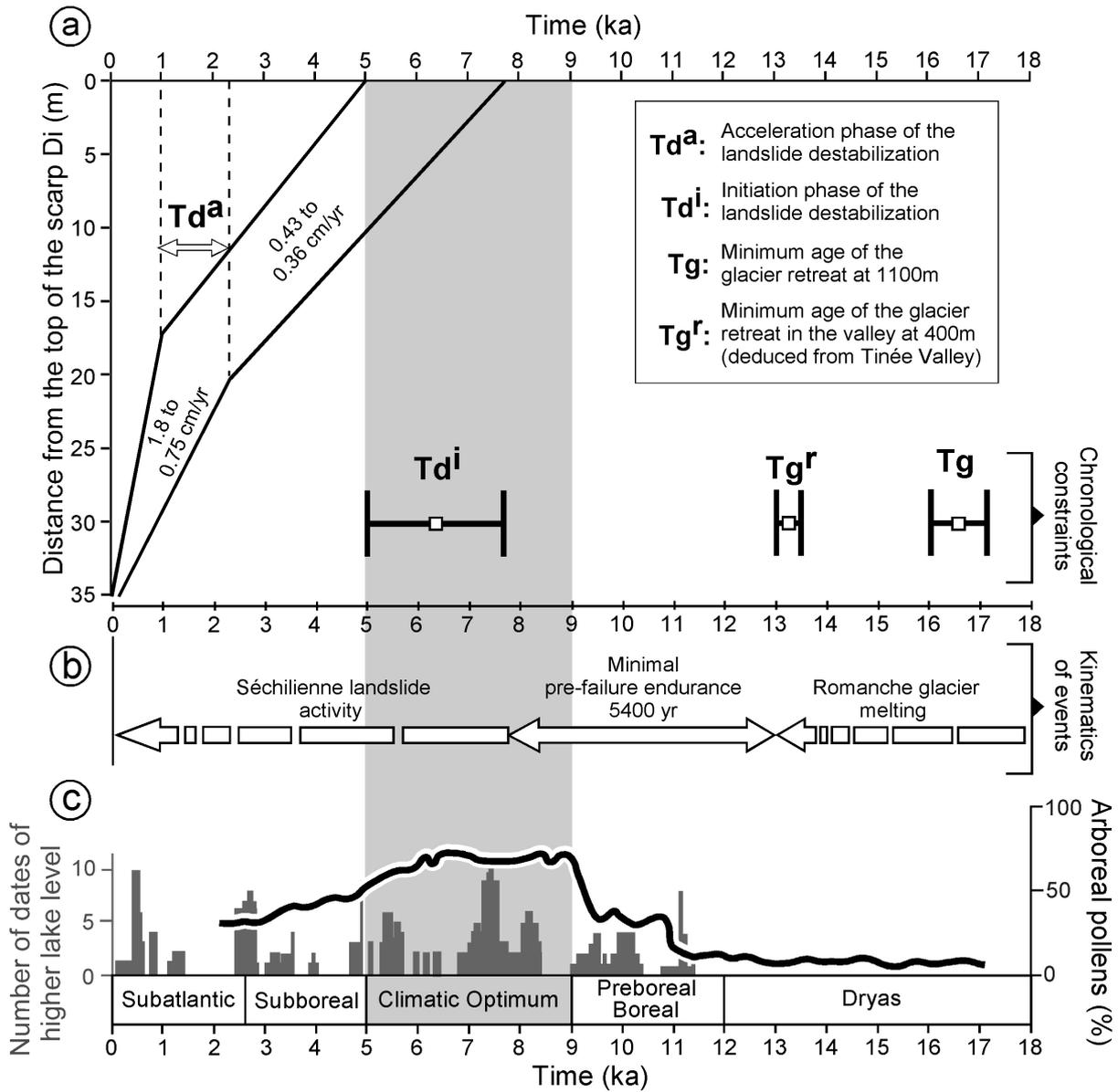


Fig. 8-19: (a) The ^{10}Be exposure age envelope of profile S1 plotted as a function of time provide chronological constraints (T_g , T_g^r , T_d^i) and show the relationship between the initiation phase (T_d^i) of the landslide and the Holocene Climatic Optimum. The acceleration phase of landslide destabilization (T_d^a) and displacement rates are also indicated. (b) Kinematics of the events deduced from the chronological data related to glacier melting and landslide activity yielded a minimal pre-failure endurance. (c) Distribution of the dates of higher lake-level events reconstructed in the Jura Mountains, the northern French Pre-Alps and the Swiss Plateau during the Holocene (histogram, Magny, 2004 and 2007) and evolution of arboreal pollens (curve, de Beaulieu, 1977) through late Quaternary.

8-5.6 Conclusion

CRE data acquired from vertical sampling profiles along the Séchilienne head scarp provide chronological constraints on the failure time of this major alpine landslide. Exposure ages at 1100 m a.s.l. in the head scarp area indicate that the glacier retreated at 16.6 ± 0.6 ^{10}Be ka and that the head scarp of the landslide was triggered at 6.4 ± 1.4 ^{10}Be ka. Comparing the date of the rock-slope failure initiation to the estimated age of total downwastage of the valley yields a minimal pre-failure endurance of 5,400 yr. Therefore slope destabilization does not appear as an immediate consequence of debuitressing in the Romanche Valley. This result is consistent with those obtained for other large alpine landslides (Flims, Val Viola, Fernpass, La Clapière). The initiation phase of the Séchilienne landslide occurred during the Holocene Climatic Optimum, a warmer and wetter interval. This result suggests that temperature and precipitation changes at that period had a significant – triggering or worsening – effect on the Séchilienne failure in the glacial Romanche Valley. High spatial resolution CRE data (3 m spacing) collected on vertical profiles provides an innovative contribution to understanding the Séchilienne landslide kinematics during the Holocene. Results show the head scarp exposure to be progressive – and then the sliding process to be continuous – from failure initiation to present with a mean rate of about 0.6 cm/yr. Exposure age distribution, however, suggest an increase of the exposure rate between 2.3 and 1 ka up to 1.08 cm/yr, mean value. After this acceleration phase, the exposure rates are similar to those obtained by present day monitoring (1.3 cm/yr).

Acknowledgments: We thank the two anonymous reviewers for thorough critical reviews. This work was supported by the ANR ANCEMT. We thank M. Arnold and G. Aumaître for their valuable assistance during the ^{10}Be measurements performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence) which is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA. We gratefully acknowledge M. Gidon for utilizing the photograph of the Séchilienne landslide.

CONCLUSION GENERALE

Le cycle glaciation – déglaciation d'une vallée génère des variations de contraintes dans les massifs rocheux, associées à la fois à la relaxation des contraintes qui suit le déchargement glaciaire et au surcreusement glaciaire. L'ajustement paraglaciale des pentes rocheuses reflète l'interaction entre ce changement de l'état de contraintes dans le massif et la résistance de la masse rocheuse, qui est contrôlée par sa lithologie et son système de fracturation. A ses facteurs internes, peuvent s'ajouter des facteurs externes tels que les sollicitations sismiques, climatiques et anthropiques. L'ensemble de ces interactions peut entraîner une réponse morphologique des versants rocheux sous la forme de mouvements de terrain.

L'objectif de ce travail de thèse était de comprendre le rôle de la déglaciation et l'influence de l'évolution morphologique d'une vallée glaciaire sur l'initiation et la localisation des instabilités gravitaires de ses versants rocheux. La recherche de cette relation a été réalisée à partir de l'exemple de la basse vallée de la Romanche localisée au Sud du massif cristallin externe de Belledonne au Sud-Est de l'agglomération grenobloise. Les versants de cette vallée glaciaire soumise à plusieurs cycles de glaciation et déglaciation durant le Quaternaire présentent en effet de nombreux indices de déstabilisations gravitaires. En particulier, un mouvement majeur des Alpes françaises, le mouvement de Séchilienne, affecte les pentes rocheuses de la rive droite de la Romanche. Nous avons donc cherché à évaluer les facteurs prédominants dans l'initiation des instabilités gravitaires affectant cette région. Pour tenter de répondre à cette question et d'obtenir une vue spatio-temporelle des processus en action, nous avons mené une étude multidisciplinaire combinant des données géologiques, morphologiques, géophysiques, et chronologiques.

La première étape a consisté à étudier en détail la morphologie de surface de la basse vallée de la Romanche. Dans ce but, un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à haute résolution (5.7 m) a été généré par photogrammétrie numérique à partir de couples de photographies aériennes. Plusieurs étapes de traitement ont été nécessaires afin d'obtenir un MNT exploitable pour la caractérisation géomorphologique de la vallée. Malgré nos efforts, un MNT n'a pas pu être généré sur une surface non négligeable (environ 25 %) de la zone d'étude en raison des variations d'altitude importantes et surtout de la densité du couvert végétal. Néanmoins, sur la surface exploitable, trois mouvements de terrain de grande dimension (surface affectée comprise entre 80 et 90 ha) ont pu être localisés et caractérisés au niveau géomorphologique : le tassement rocheux du Péage de Vizille et les deux glissements rocheux de Montfalcon Ouest et de Vaulnavéy le Bas. Alors que 37 % de la zone d'étude est

couverte par des amphibolites, tous les mouvements de terrain observés se localisent dans le domaine externe constitué de micaschistes, montrant le contrôle de la lithologie sur la génération des instabilités gravitaires.

Les domaines externes (micaschistes) et internes (amphibolites) sont séparés par l'Accident Médian de Belledonne (BMF) le long duquel est localisé, à son intersection avec la vallée de la Romanche, le bassin de Séchilienne qui présente une forme losangique. Une étude géophysique, géologique et géomorphologique détaillée de cette zone a été réalisée de manière à évaluer le rôle des processus érosifs glaciaires, paraglaciers et/ou tectoniques sur cette géométrie particulière. L'étude des rapports spectraux H/V calculés à partir du bruit de fond sismique enregistré le long de la vallée a d'abord permis de mettre en évidence une diminution très nette des fréquences de résonance (f_{HV}) au niveau du bassin de Séchilienne, résultant d'un important surcreusement de la vallée à son intersection avec l'Accident Médian de Belledonne. A partir des données de sismique active (profils de sismique réfraction et réflexion), la profondeur du substratum au niveau du bassin de Séchilienne a pu être évaluée à plus de 350 m alors qu'elle atteint 50 à 100 m à l'amont (dans les amphibolites) et 100 à 200 m à l'aval (dans les micaschistes). En fonction du rapport de forme (épaisseur sur largeur) de la vallée, notre étude sur le bruit de fond mesuré et simulé a permis de montrer que la fréquence mesurée correspond à des modes de résonance 1D, 2D ou 3D de la structure sédimentaire. En particulier, un effet 3D a été mis en évidence au niveau du bassin de Séchilienne, au dessus duquel la fréquence mesurée est 20% supérieure à la fréquence de résonance théorique 1D des ondes S mais reste liée à l'épaisseur locale des sédiments. L'approfondissement du substratum est aligné avec la branche Sud de l'Accident Médian de Belledonne qui a pu être localisé par quatre profils de tomographies électriques. Il apparaît être décalé de plus de 375 m vers l'Est, par rapport au tracé observé sur la carte géologique. Ce déplacement est interprété comme la conséquence de l'activité d'une zone de faille (la Faille de Séchilienne, SFZ) orientée N80°, qui a été observée à l'amont du bassin de Séchilienne dans les falaises d'amphibolites. D'après les relevés géologiques et morphologiques réalisés, cette faille ancienne ne montre pas de signe d'activité récente. L'interprétation de l'ensemble de ces données suggère que la morphogenèse du bassin de Séchilienne résulte principalement de l'érosion glaciaire Quaternaire et n'a pas été influencée par des phénomènes tectoniques récents. L'emplacement du bassin de Séchilienne correspond donc à un ombilic glaciaire qui s'est formé en raison de la présence d'un contraste lithologique majeur (amphibolites résistantes à l'Est et micaschistes plus érodables à l'Ouest).

L'effet de ce contraste a été accentué par l'intersection, à cet endroit, de deux structures héritées, l'Accident Médian de Belledonne et la Faille de Séchilienne. Après la dernière glaciation, la morphologie de la vallée et du bassin a été modifiée par deux phénomènes paraglaciers majeurs, (i) la sédimentation d'épaisses séries d'alluvions fluvio-glaciaires qui ont masqué le surcreusement, et (ii) la génération de crues de vidange de lacs naturels, provoquant une érosion importante des cônes de déjection, comme celui de Saint Barthélémy de Séchilienne. La morphologie actuelle du bassin de Séchilienne semble donc principalement résulter de l'effet de processus érosifs et sédimentaires glaciaires et paraglaciers plutôt que d'une activité tectonique récente.

Le massif étudié a cependant subi les déformations résultant de deux orogènes (hercynienne et alpine) et est affecté par plusieurs familles de fractures. Un levé structural à différentes échelles spatiales a été réalisé afin d'étudier la répartition de la fracturation au sein des versants rocheux surplombant la basse vallée de la Romanche. Cette étude a été menée à partir de l'analyse stéréoscopique de photographies aériennes couvrant l'ensemble de la basse vallée de la Romanche, de l'analyse d'un Modèle Numérique de Terrain très haute résolution (4 m) précédemment réalisé par relevé LIDAR sur le mouvement de terrain de Séchilienne, et de la mesure de plans de discontinuités sur des affleurements particuliers. Les massifs rocheux sont principalement affectés par deux familles de fractures, avec une différence significative entre les domaines externe et interne. Dans les amphibolites, la famille principale montre une orientation $N80 \pm 10^\circ$ tandis qu'elle est orientée $N30 \pm 10^\circ$ dans les micaschistes. Par contre, la famille minoritaire de fractures présente une orientation $N140 \pm 10^\circ$, similaire de part et d'autre de l'Accident Médian de Belledonne. A l'échelle du versant déstabilisé du mouvement de Séchilienne (domaine externe), même si ces deux familles ont été mesurées, une autre famille d'orientation $N60 \pm 10^\circ$ est majoritairement présente. Ce jeu de fractures, qui correspond à des escarpements et à des dépressions linéaires, est probablement lié à l'effet de la déformation gravitaire. Des mesures réalisées sur l'escarpement sommital du Mont Sec montrent qu'il résulte probablement de la combinaison en relais des fractures préexistantes $N20$ à $N40^\circ$ et $N130$ à $N150^\circ$.

En vue de dater l'initiation et l'évolution du mouvement de Séchilienne, des échantillons ont été pris sur 24 surfaces d'exposition glaciaires et gravitaires dans la partie sommitale du Mont Sec. Les datations par cosmonucléides ont permis d'estimer à 16.6 ± 0.6 ^{10}Be ka l'âge minimal du retrait du glacier de la Romanche à 1100 m d'altitude. Moyennant certaines

hypothèses sur la vitesse de fonte verticale du glacier, ces résultats suggèrent que la vallée de la Romanche a été totalement désenglacée il y a au moins 13300 ans. A partir des datations réalisées le long de trois profils verticaux sur l'escarpement sommital du Mont Sec, l'âge d'initiation de la déstabilisation gravitaire a pu être évalué entre 5.0 et 7.8 ¹⁰Be ka. Le délai entre le retrait glaciaire et l'initiation du mouvement a donc pu être estimé à au moins 5400. La déstabilisation gravitaire de Séchilienne n'apparaît donc pas synchrone avec la décompression élastique du massif suite au retrait glaciaire. Elle semble plutôt s'être produite durant l'optimum climatique de l'Holocène, qui se caractérise, dans les Alpes occidentales, comme une période chaude et très humide. Le paramètre externe hydrologique pourrait donc être un facteur prédominant dans le déclenchement de l'instabilité. De plus, 11 mesures de datation réalisées le long d'un profil vertical de 33 m de haut sur l'escarpement du Mont Sec ont montré que la subsidence verticale est continue depuis son initiation jusqu'à aujourd'hui. La courbe de subsidence montre la présence d'une phase d'accélération il y a 1000 à 2300 ans, avec un accroissement des vitesses de dénudation verticale de 0.36 - 0.43 cm/an à 0.75 - 1.80 cm/an. Les valeurs sur les 1000 dernières années sont cohérentes avec les vitesses de subsidence mesurées actuellement (0.50 - 2.00 cm/an). Cette phase d'accélération résulte probablement d'une diminution des propriétés mécaniques du massif liée à sa déformation progressive. Enfin, la similitude des âges de déstabilisations obtenues sur les trois profils verticaux suggère que la dénudation de la niche d'arrachement du Mont Sec s'est produite de manière synchrone sur une grande partie de son extension latérale. Du point de vue méthodologique, la datation cosmogénique d'échantillons multiples et dispersés le long de profil verticaux apparaît comme étant particulièrement performante pour la compréhension des âges d'exposition calculés. En effet, la haute résolution spatiale permet une interprétation globale de la dynamique de l'instabilité et élimine les artefacts liés aux réajustements érosifs locaux de la niche d'arrachement.

Les résultats obtenus dans ce travail suggèrent les relations suivantes entre l'évolution géomorphologique de la basse vallée de la Romanche et le déclenchement des instabilités gravitaires affectant ses versants rocheux :

- (1) Les grands mouvements de terrain observés dans cette région ont tous été recensés dans les micaschistes qui sont caractérisés par une moindre résistance et un système de fracturation différent de celui observé dans les amphibolites.

- (2) Le surcreusement glaciaire très important de la vallée mis en évidence au niveau du bassin de Séchilienne (et dans une moindre mesure en aval) a probablement engendré une modification importante de l'état des contraintes dans le massif rocheux constitué de micaschistes.
- (3) Ce processus érosif, associé à la décompression élastique générée par la fonte des glaciers et au facteur lithologique, ne semble pas avoir été suffisant pour déclencher des instabilités gravitaires de manière immédiate après le retrait glaciaire. Les données chronologiques obtenues sur l'escarpement sommital de Séchilienne suggèrent que ce mouvement a été déclenché avec un retard d'au moins 5400 ans par rapport au retrait glaciaire, et probablement suite à une sollicitation externe climatique. Le facteur hydrologique semble donc jouer un rôle majeur, même si l'effet de séismes ne peut pas être complètement exclu dans l'état actuel des connaissances.

Ce travail de recherche pointe l'importance, pour la caractérisation des mouvements de terrain, du développement d'une étude pluridisciplinaire qui associe l'instabilité gravitaire au contexte géologique régional. En intégrant le mouvement de Séchilienne dans une échelle spatio-temporelle large, cette étude ouvre de nombreuses perspectives possibles de recherche. Tout d'abord, l'intégration de ces nouvelles données spatio-temporelles dans une modélisation numérique 3D permettrait d'étudier et de mieux comprendre l'initiation du mouvement de Séchilienne et son évolution jusqu'à la situation actuelle. Cette compréhension est indispensable pour une évaluation correcte du risque. Deuxièmement, la datation des escarpements internes du mouvement de Séchilienne permettrait d'établir la chronologie du mécanisme 3D de la déformation gravitaire du versant. Les datations pourraient également être étendues aux autres mouvements de terrain présents dans la basse vallée de la Romanche de manière à obtenir une vue régionale sur le déclenchement des instabilités gravitaires. Ce type d'études pourrait aussi être étendu à d'autres vallées alpines de manière à valider les résultats obtenus et en particulier le rôle du changement climatique sur l'initiation des instabilités gravitaires des versants rocheux. Enfin, la comparaison des volumes érodés avec ceux sédimentés permettrait de quantifier les bilans de matière à l'échelle de la vallée afin d'évaluer le couplage entre les dynamiques transversales (mouvement de terrain) et les dynamiques longitudinales (érosion fluviale). L'implication des mouvements de terrain sur les transferts de matière à l'échelle de l'orogène pourrait alors être estimée.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

Agliardi F, Crosta G, Zanchi G (2001) Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59:83-102

Aki K and Larner KL (1970): Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves. *Journal of Geophysical Research*, 75:933-954

Alfonsi P (1997) Relation entre les paramètres hydrogéologiques et la vitesse dans les glissements de terrain. Exemples de La Clapière et de Séchilienne (France). *Revue Française de Géotechnique*, 79:3-12

Anderson RS, Molnar P, Kessler A (2006): Features of glacial valley profiles simply explained. *Journal of Geophysical Research*, 111:F01004

Angeli MG, Pasuto A, Silvano S (2000) A critical review of landslide monitoring experiences. *Engineering Geology*, 55:133-147

Angelier and Mechler (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7:1309-1318

Antoine P and Cruden DM (1984) The slide from Mont Granier, Isère and Savoie, France, on November 24, 1248. In *International Symposium on Landslides*, Toronto

Antoine P, Camporata P, Giraud A, Rochet L (1987) La menace d'écroulement des « Ruines » de Séchilienne (Isère). *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 150-151: 55-64

Asten MW (1978) Geological control of the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(6):1623-1636

Asten MW and Henstridge JD (1984) Arrays estimators and the use of microseisms for the reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics* 49(11): 1828-1837

Augustinus PC (1995a) Rock mass strength and stability of some glacial valley slopes. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39:55-68

Augustinus PC (1995b) Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with exemples from the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology*, 14:87-97

Azzoni AS, Chiesa FA, Govi M (1992) The Valpola landslide. *Engineering Geology*, 33:59-70

Bailly-Maître MC, Montjuvent G, Mathoulin V (1997): Les quatre ancien lacs de l'Oisans (Alpes françaises du Nord). *Revue de géographie alpine*, 1:33-52

Balco G (2006) Converting Al and Be isotope ratio measurements to nuclide concentrations in quartz. http://hess.ess.washington.edu/math/docs/common/ams_data_reduction.pdf

Ballantyne CK and Benn DI (1994) Paraglacial slope adjustment and residementation following glacier retreat, Fabergstolsdalen (Norway). *Artic and Alpine Research*, 26:255-269

Ballantyne CK and Benn DI (1996) Paraglacial slope adjustment during recent deglaciation and its implications for slope evolution in formerly glaciated environments. In Anderson MG, Brooks S (Eds), *advances in hillslope processes*, vol 2, John Wiley and Sons, Chichester, 1173-1195

Ballantyne CK, Stone JO, Fifield LK (1998) Cosmogenic CL-36 dating of postglacial landsliding at the Storr, Isle of Skye, Scotland. *The Holocene*, 8:347-351

Ballantyne CK (2002) Paraglacial geomorphology. *Guaternary Science Reviews*, 21:1935-2017

Ballantyne CK (2003) Paraglacial landform succession and sediment storage in deglaciated mountain valley: theory and approaches to calibration. *Zeitschrift fuer Geomorphologie N.F.*, 132:1-18

Ballantyne CK and Stone JO (2004) The Beinn Alligin rock avalanche, NW Scotland: cosmogenic Be-10 dating, interpretation and significiance. *The Holocene* 14:461-466

Bard PY and Bouchon M (1985): The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(2):519-541

Bard PY (1998): Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan, 3:1251-1279

Bard PY and the SESAME team (2004) Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations - Measurements, processing and interpretation. SESAME report D23.12

Barféty JC, Gidon M, Montjuvent G (1970) Extension et importance des glissements superficiels aux abords méridionaux de Grenoble. *Geologie Alpine*, 46:17-22

Barféty JC, Bordet P, Carme F, Debelmas J, Meloux M, Montjuvent G, Mouterde R, Sarrot-Reynaud J (1972) Notice explicative, carte géologique de la France (1/50.000), feuille Vizille (797). BRGM, Orléans

Beaudoin AB and King RH (1994) Holocene, paleoenvironment record preserved in a paraglacial alluvial fan, Sunwapta pass, Jasper National Park, Alberta, Canada. *Catena*, 22:227-248

Ben-Menahem A and Singh SJ (1981): *Seismic waves and sources*. Springer-Verlag, New-York, 1108 pp

Benn DI and Evans DJ (1998) *Glaciers and glaciations*. Oxford University Press, New York, 734 pp

Berger A, Loutre MF, Laskar J (1992) Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. *Science*, 255:560-566

Besson L (2005) *Les risques naturels. De la connaissance pratique à la gestion administrative*. Collection dossier d'experts, Institut des Risques Majeurs, Voiron

Biggs JM (1964): *Introduction to structural dynamics*. McGraw-Hill, New-York

Bigot-Cormier F, Braucher R, Boulès D, Guglielmi Y, Dubar M, Stéphan JF (2005): Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 235:141-150

Blair RW (1994) Moraine and valley wall collapse due to rapid deglaciation in Mount Cook National Park, New Zealand. *Mountain Research and Development*. 14:347-358

Bonnefoy-Claudet S (2004): Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site. Thèse de doctorat de l'université Joseph Fourier, Grenoble 1, 241 pp

Bonnefoy-Claudet S, Cornou C, Bard PY, Cotton F, Moczo P, Kristek J, Fäh D (2006) H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1D noise simulations. *Geophysical Journal International*, 167:827-837

Bonnefoy-Claudet S., Koehler A, Cornou C, Wathelet M, Bard PY (2008) Effects of Love waves on microtremors H/V ratio. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98:288-300

Brabham PJ and McDonald RJ (1992) Imaging a buried river channel in an intertidal area of South Wales using high-resolution techniques. *The Quarterly Journal of Engineering Geology*, 25(3):227-238

Bradford JH, Liberty LM, Lyle MW, Clement WP, Hess S (2006) Imaging complex structure in shallow seismic-reflection data using prestack depth migration. *Geophysics*, 71(6):175-181

Braucher R (1998) Utilisation du ^{10}Be cosmogénique produit in-situ pour l'étude de la dynamique des latérites en zones intertropicale. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille III, 118 pp

Braucher R, Boulès D, Colin F, Brown ET, Boulangé B (1998a) Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . *Earth and Planetary Science Letters*, 163:197-205

Braucher R, Brown ET, Boulès D, Colin F, Bamba O, Raisbeck GM, Yiou F, Koud JM (1998b) African laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 62:1501-1507

Braucher R, Brown ET, Boulès D, Colin F (2003) In situ-produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, 211:251-258

Brocard G (2003) Origine, variabilité spatio-temporelle et signature morphologique de l'incision fluviale dans les Alpes dauphinoises (SE France). Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble I, Géologie Alpine, mémoire HS n°43, 165 pp

Brown ET, Edmond JM, Raisbeck GM, Yiou F, Kurz MD, Brook EJ (1991) Examination of surface exposure ages of moraines in Arena Valley, Antarctica, using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 55: 2269-2283

Brown ET, Bourlès D, Colin F, Sanfo Z, Raisbeck GM, Yiou F, Desgarceaux S (1995) Evidence for muon-induced production of ^{10}Be in near surface rocks from Congo. *Geophysical Research Letters*, 22:703-706

Brown ET, Bourlès D, Burchfield B, Deng Q, Li J, Molnar P, Raisbeck GM, Yiou F (1998) Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans. *Geological Society of America Bulletin*, 110: 377-386

Burger HR (1992) *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface*. Prentice Hall, New Jersey, 1-489

Caputo R, Piscitelli S, Oliveto A, Rizzo E, Lapenna V (2003) The use of electrical resistivity tomographies in active tectonics: examples from the Tyrnavos Basin, Greece. *Journal of Geodynamics* 36:19–35

Carcaillet J, Thouveny N, Bourlès D (2003) Geomagnetic moment instability between 0.6 and 1.3 Ma from cosmnuclide evidence. *Geophysical Research Letters*, 30(15):1792

Carlson AE, Clark PU, Raisbeck GM, Brook EJ (2007) Rapid Holocene Deglaciation of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. *Journal of Climate*, 20:5126-5133

Carvalho J, Cabral J, Gonçalves R, Torres L, Mendes-Victor L (2006) Geophysical methods applied to fault characterization and earthquake potential assessment in the Lower Tagus Valley, Portugal. *Tectonophysics* 418:277–297

Casson B, Delacourt C, Baratoux D, Allemand P (2003) Seventeen years of the “La Clapière” landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs. *Engineering geology*, 68:123-139

Casson (2004) Apports de l'imagerie optique haute résolution pour l'étude 3D des glissements de terrain. Thèse de doctorat, Université Claude Bernard, Lyon, 277 pp

Church M and Ryder JM (1972) Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83:3059-3071

Cœur (1995) Risque d'éboulement des Ruines de Séchilienne. Etude de vulnérabilité. Recherches historiques.

Cornou C and the SESAME team (2004). Simulation for real sites: set of noise synthetics for H/V and array studies from simulation of real sites and comparison for test sites. SESAME Deliverable D11.10 and D17.10, SESAME EVG1-CT-2000-00026 project, 62 pp

Corsini A, Marchetti M, Soldati M (2001) Holocene slope dynamics in the area of Corvora in Badia (Dolomites, Italy): chronology and paleoclimatic significance of some landslides. *Geografia Fisica e Quaternaria*, 24:127-139

Cossart E (2005) Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du Sud, France) depuis la dernière glaciation. Thèse de doctorat, Université Paris 7, 360 pp

Cossart E, Braucher R, Fort M, Bourlès DL, Carcaillet J (2008) Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95:3-26

Cottes L (1924) Le lac d'Oisans. *Bulletin de la Société Dauphinoise d'Ethnographie et d'Archéologie*, 62-78

Cruden DM and Hu XQ (1993) Exhaustion and steady-state models for predicting landslide hazards in the canadian Rocky Moutains. *Geomorphology*, 8:279-285

Cruden DM (1997) Rapid mass movement and climate: a North American perspective. *Paläoklimaforschung*, 19:371-378

Curry AM (1999) Paraglacial modification of slope form. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24:1213-1228

Cushing EM, Bellier O, Nechtschein S, Sébrier M, Lomax A, Volant P, Dervin P, Guignard P, Bove L (2007) A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of Middle Durance Fault (SE France). *Geophysical Journal International* (In press)

Davis BAS, Brewer S, Stevenson AC, Guiot J (2003) The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22: 1701–1716

de Beaulieu JL (1977) Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille III, 391pp

de Graaf LW (1996) The fluvial factor in the evolution of alpine valleys and ice-marginal topography in Vorarlberg (W-Austria) during the Upper Pleistocene and Holocene. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 104:129-159

Debon F and Lemmet M (1999) Evolution of Mg/Fe ratios in Late Variscan plutonic rocks from the External Crystalline Massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). *Journal of Petrology*, 40: 1151-1185

Delacourt C, Allemand P, Casson B, Vadon H (2004) Velocity field of the "La Clapière" landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images. *Geophysical Research Letters*, 31:L15619

Delacourt C, Allemand P, Berthier E, Raucoules D, Casson B, Grandjean P, Pambrun C, Varel E (2007) Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics: a review. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(2):89-100

Delgado J, Lopez Casado C, Estevez AC, Giner J, Cuenca A, Molina S (2000) Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of applied geophysics*, 45:19–32

Delmas M, Gunnell Y, Braucher R, Calvet M, Bourlès D (2008) Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69:231-241

Demant D, Renardy F, Vanneste K, Jongmans D, Camelbeeck T, Megrahoui M (2001) The use of geophysical prospecting for imaging active faults In the Roer Graben, Belgium. *Geophysics*, 66:78–89

Denton GH and Karlen W (1973) Holocene climatic variations – Their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3:155-205

Deplazes G, Anselmetti FS, Hajdas I (2007) Lake sediments deposited on the Flims rockslide mass: the key to date the largest mass movement of the Alps. *Terra Nova*, 19:252-258

Derron MH, Jaboyedoff M, Blikra LH (2005) Preliminary assessment of rockslide and rockfall hazards using a DEM (Oppstadhornet, Norway). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5:285-292

Desvarreux P (1970) Recherche d'une méthode d'étude des mouvements de terrains et applications pratiques. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 180 pp

Dewitte O and Demoulin A (2005) Morphometry and kinematics of landslides inferred from precise DTMs in West Belgium. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5:259-265

Dix CH (1955) Seismic velocities from surface measurement. *Geophysics* 20:68-86

Dobry R, Oweis I, Urzua A (1976): Simplified procedures for estimating the fundamental period of a soil profile. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(4):1293-1321

Dunne A, Elmore D, Muzicar P (1999) Scaling of cosmogenic nucleide production rates for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology*, 27:3-11

Duranthon JP, Effendiantz L, Memier M, Previtali I (2003) Apport des méthodes topographiques et topométriques au suivi du versant rocheux instable des ruines de Séchilienne. *Revue XYZ*, 94: 31-38

Durville JL, Effendiantz L, Pothérat P, Marchesini P (2004) The Séchilienne landslide. *In* Identification and mitigation of large landslide risks in Europe. *Edited by* Bonnard C, Forlati F, Scavia C. A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 253-269

Eberhardt EH, Willenberg D, Stead D, Coggan J (2002) An integrated numerical analysis approach applied to the Randa rockslide. In *Landslide. Edited by Stemberk P, Wagner J, Rybar J. Swets Zeitlinger, Lisse*, 355-362

Erismann TH and Abele G (2001) *Dynamics of Rockslides and Rockfalls*. Springer-Verlag, Berlin, 316 pp

Evans SG and Clague JJ (1994) Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology*, 10:107-128

Evrard H, Gouin T, Benoit A, Duranthon JP (1990) Séchilienne, risques majeurs d'éboulements en masse. Point sur la surveillance du site. *Bulletin de Liaison des Ponts et Chaussées*, 165:7-16

Eyles N (1983) The glaciated valley landsystem. In Eyles N (Ed), *Glacial Geology*, Oxford, Pergamon Press, 91-110

Fernandez A, Guillot S, Menot RP, Ledru P (2002) Late Paleozoic polyphased tectonics in the SW Belledonne massif (External Crystalline Massifs, french Alps). *Geodinamica Acta*, 15:127-139

Field EH (1996): Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin-edge-induced waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86:991-1005

Fort M, Burbank D, Freytet P (1989) Lacustrine sedimentation in a semi-arid alpine setting, an example from Ladakh (Northwestern Himalaya). *Quaternary Research*, 31:332-350

Frank M (2000) Comparison of cosmogenic radionuclide production and geomagnetic field intensity over the last 200,000 years. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 358:1089-1107

Gamond JF (1994). Normal faulting and tectonic inversion driven by gravity in a thrusting regime. *Journal of structural Geology*, 16:1-9

Gardner JS (1980) Frequency, magnitude, and spatial distribution in the Highwood Pass area, Alberta, Canada. In: Coates, D.R., Vitek, J.D. (Eds.), *Thresholds in Geomorphology*. Allen and Unwin, Boston, pp. 171-192

Giraud A, Rochet L, Antoine P (1990) Processes of slope failure in cristallophyllian formations. *Engineering Geology*, 29:241-253

Goffé B, Schwartz S, Lardeaux JM, Bousquet R (2004) Exploratory notes to the map: metamorphic structure of the Alps, Western and Ligurian Alps. *Mitteilungen der Osterreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 149, 125-144

Gosse JC, Klein J, Evenson EB, Lawn B, Middleton R (1995) Beryllium-10 dating of the duration and retreat of the last Pinedale glacial sequence. *Science* 268:1329-1333

Gosse JC and Phillips FM (2001): Terrestrial in situ cosmogenic nucleides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20:1475-1560

Gratier JP, Ménard G, Arpin R (1989) Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpine of the western Alps. *Geological Society Special Publication*, 45:65-81

Green A, Gross R, Holliger K, Horstmeyer H, Baldwin J (2003) Results of 3-D georadar surveying and trenching the San Andreas fault near its northern landward limit. *Tectonophysics*, 368:7-23

Guéguen P, Cornou C, Garambois S, Banton J (2007) On the Limitation of the H/V Spectral Ratio Using Seismic Noise as an Exploration Tool: Application to the Grenoble Valley (France), a Small Apex Ratio Basin. *Pure and applied geophysics*, 164:115–134

Guglielmi Y, Vengeon JM, Bertrand C, Mudry J, Follacci JP, Giraud A (2002) Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (case study of La Clapière and Séchilienne alpine landslides). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 61:311–324

Guillier B, Cornou C, Krister J, Moczo P, Bonnefoy-Claudet S, Bard PY, Fäh D (2006) Simulation of seismic ambient vibrations: does the H/V provide quantitative information in 2D-3D structures? Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion Grenoble, France, 30 August - 1 September 2006 Paper Number 185

Guillot S and Ménot RP (1999) Nappe stacking and late Variscan extension in the Belledonne Massif (ECM, French Alps). *Geodinamica Acta*, 12:97-111

Guttenberg B (1958) Microseisms. *Advence in Geophysics*, 5:53-92

Hallet B, Hunter L, Bogen J (1996) Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12:213-235

Hambrey M and Alean J (2004) *Glaciers*. Cambridge University Press, 375 pp

Haskell NA (1953) The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 43:17-34

Harbor JM, Hallet B, Raymond CF (1988) A numerical model of landform development by glacial erosion. *Nature*, 333:347-349

Harbor JM (1992) Numerical modelling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion. *Bulletin of the Geological Society of America*, 104:1364-1375

Hastenrath S and Ames A (1995) Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *Journal of Geophysical Research*, 100:5105-5112

Heidbreder E, Pinkau K, Reppin C, Schönfelder V (1971): Measurement of the distribution in energy and angle of high-energy neutrons in the lower atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 76:2905-2916

Hewitt K (2002) Postglacial landform and sediment associations in a landslide-fragmented river system: the Transhimalayan Indus streams, Central Asia. In Hewitt et al. (Eds), *Landscape of transition*, 63-91

Hippolyte JC, Brocard G, Tardy M, Nicoud G, Bourlès D, Braucher R, Ménard G, Souffaché B (2006) The recent fault scarps of the Western Alps (France): Tectonic surface ruptures or gravitational sacking scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ^{10}Be dating approach. *Tectonophysics*, 418:255-276

Hobiger M (2005) Caractérisation expérimentale et numérique des resonances globales de la vallée grenobloise. Stage de M2R de l'université Joseph Fourier, Grenoble 1, 78 pp

Holm K, Bovis MJ, Jakob M (2004) The landslide response of alpine basins to post-Little Ice Age glacial thinning and retreat in southwestern British Columbia. *Geomorphology* 57:201-216

Hormes A, Ivy-Ochs S, Kubik PW, Ferrel L, Michetti AM (2008) ^{10}Be exposure ages of rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. *Quaternary International*, 190:136-145

Howard A and Kerby G (1983) Channel changes in badlands. *Bulletin of the Geological Society of America*, 94:739-752

Ivy-Ochs S, Poschinger AV, Synal HA, Maisch M (2009) Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland. *Geomorphology*, 103:104-112

Jaboyedoff M (2003) Conefall v 1.0. A program to estimate propagation zones of rockfall, based on cone method (Quanterra). <http://www.quanterra.ch>

Jaboyedoff M and Baillifard F (2004) Structural analysis using DEM and COLTOP-3D computer program. 2nd Swiss Geoscience Meeting, Lausanne, 2 pp

Jaboyedoff M, Baillifard F, Couture R, Locat J, Locat P (2004a) New insight of geomorphology and landslide prone area detection using DEM. In *Landslides Evaluation and Stabilization*. Edited by Lacerda WA, Ehrlich M, Fontoura AB, Sayo A. Balkema 199-205

Jaboyedoff M, Ornstein P, Rouiller JD (2004b) Design of a geodetic database and associated tools for monitoring rock-slope movements: the example of the top of Randa rockfall scar. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4:187-196

Jaboyedoff M, Metzger R, Oppikofer T, Couture R, Derron MH, Locat J, Turmel D (2007) New insight techniques to analyze rock-slope relief using DEM and 3D-imaging cloud points: COLTOP-3D software. *Rock Mechanics: Meeting Society's Challenges and Demands*, Volumes 1 and 2, 61-68

Jackson LE, MacDonald GM, Wilson MC (1982) Paraglacial origin for terraced river sediments in Bow Valley, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19:2219-2231

Jansson P, Hock R, Schneider T (2003) The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology*, 282:116-129

Jensen RJ (2000) *Remote Sensing of the Environment. An Earth Resource Perspective*. Prentice Hall Series in Geographic Information Science, Upper Saddle River (New-Jersey), 544 pp

Jomard H (2006) *Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera, Mercantour*. Thèse de doctorat, Université Nice Sophia-Antipolis, 268 pp

Jones AP (2000) Late quaternary sediment sources, storage and transfers within mountain basins using clast lithological analysis (Pineta Basin, central Pyrenees, Spain). *Geomorphology*, 34:145-161

Jongmans D, Pitilakis K, Demanet D, Raptakis D, Riepl J, Horrent C, Tsokas, G, Lontzetidis K, Bard PY (1998): EURO-SEISTEST: Determination of the geological structure of the Volvi basin and validation of the basin response. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88:473-487

Jouzel J, Masson-Delmotte V, Cattani O, Dreyfus G, Falourd S, Hoffmann G, Minster B, Nouet J, Barnola JM, Chappellaz J, Fischer H, Gallet JC, Johnsen S, Leuenberger M, Loulergue L, Luethi D, Oerter H, Parrenin F, Raisbeck G, Raynaud D, Schilt A, Schwander J, Selmo E, Souchez R, Spahni R, Stauffer B, Steffensen JP, Stenni B, Stocker TF, Tison JL, Werner M, Wolff EW (2007) Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science* 317:793-796

Jouzel J, Lorius C, Raynaud D (2008) Planète blanche – Les glaces, le climat et l'environnement. Edition Odile Jacob, 304 pp

Keefer DK (1984) Landslides caused by earthquakes. Bulletin of the Geological Society of America, 95:406-421

Koller MG, Chatelain JL, Guillier B, Duval AM, Atakan K, Lacave C Bard PY (2004) Practical user Guidelines and software for the implementation of the H/V ratio technique: measuring conditions, processing method and results interpretation. Proceedings of the 13th World Conference in Earthquake Engineering, Vancouver, August 2004, Paper 3132

Konno K and Ohmachi T (1998) Ground motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor - Bulletin of the Seismological Society of America, 88(1):228-241

Korup O, Clague JJ, Hermanns RL, Hewitt K, Strom AL, Weidinger JT (2007) Giant landslides, topography, and erosion. Earth and Planetary Science Letters, 261:578-589

Korup O (2008) Rock type leaves topographic signature in landslide-dominated mountain ranges. Geophysical Research Letters, 35:L11402

Kraus K. and Waldhäusl P (1994) Photogrammetry, Fundamentals and Standard processes - vol 1. Hermès editor, Paris, 407 pp

Lal D (1991) Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in-situ nucleide production rates and erosion models. Earth and Planetary Science letters, 104:424-439

Lal D (1988) In-situ produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 16:355-388

Lan HX, Zhou CH, Wang LJ, Zhang HY, Li RH (2004) Landslide hazard spatial analysis and prediction using GIS in the Xiaojiang watershed, Yunnan, China. Engineering Geology, 76:109-128

Le Roux O (2005) Recherche d'indices géologiques, géomorphologiques et géophysiques confirmant la présence de structures cassantes dans le massif de Belledonne. Stage de M2R STUE, Grenoble I, 31 pp

Le Roux O, Schwartz S, Gamond JF, Jongmans D, Tricard P, Sébrier M (in press a) Interaction between tectonic and erosion processes on the morphogenesis of an alpine valley: geological and geophysical investigations in the lower Romanche valley (Belledonne massif, western Alps). *International Journal of Earth Sciences*, in press

Le Roux O, Schwartz S, Gamond JF, Jongmans D, Boulès D, Braucher R, Mahaney W, Carcaillet J, Leanni L (in press b) Cosmic Ray Exposure dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters*, in press

Lliboutry L (1975) *Traité de glaciologie*. 2 tomes, édition Masson, Paris

Loke MH and Barker RD (1996) Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60(6):1682-1690

Loke MH (1998) *Res2dInv, Rapid 2D Resistivity and IP inversion using the least squares method - User's manual*

MacBride JH (2003) Contributions to neotectonics and seismic hazard from shallow geophysical imaging. *Tectonophysics*, 368:1-5

MacGregor KR, Anderson RS, Anderson SP, Waddington ED (2000) Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution. *Geology*, 28(11):1031-1034

MacKean J and Roering J (2004) Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology*, 57:331-351

Magny M (2004) Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113(1):65-79

Magny M (2007) Climate oscillations and hydrological variations in Europe over the last 15 000 years. *Lettre pigb-pmrc-France*, 20:72-76

Malischewsky P and Scherbaum F (2004): Love's formula and H/V ratio (ellipticity) of Rayleigh waves. *Wave Motion*, 40(1):1745-1764

Mantovani F, Soeters R, van Westen CJ (1996) Remote sensing techniques for landslide studies and hazard zonation in Europe. *Geomorphology*, 15:213-225

Martinod J, Jouanne F, Taverna J, Ménard G, Gamond JF, Darmendrail X, Notter JC, Basile C (1996) Present-day deformation of the Dauphiné (SE France) Alpine and Subalpine massifs. *Geophysical Journal International*, 127:189-200

Martinod J, Roux L, Gamond JF, Glot JP (2001) Present-day deformation of the Belledonne Massif (External Alps, France): comparison triangulation-GPS. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172:713-721

Meierding TC (1982) Late Pleistocene equilibrium-line altitudes in the Colorado Front range: a comparison of methods. *Quaternary Research*, 18:289-310

Ménot RP (1988) An overview of the geology of the Belledonne massif (external crystalline massifs of Western Alps). *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology*, 70:33-53

Meric O, Garambois S, Jongmans D, Wathelet M, Chatelain JL, Vengeon JM (2005) Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France. *Canadian Geotechnical Journal*, 42:1105-1115

Mewaldt RA, Cummings AC, Stone EC (1994) Anomalous cosmic rays: Interstellar interpoles in the heliosphere and magnetosphere. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 75:185

Mikhail EM, Bethel JS, MacGlone JC (2001) *Introduction to Modern Photogrammetry*. New-York, 479 pp

Moczo P and Kristek J (2002): FD code to generate noise synthetics. SESAME deliverable D09.02

Moczo P, Kristek J, Vavrycuk V, Archuleta RJ, Halada L (2002): 3D heterogeneous staggered-grid finite-difference modelling of seismic motion with volume harmonic and arithmetic averaging of elastic moduli and densities. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(8):3042-3066

Molnar P, Anderson RS, Anderson SP (2007) Tectonics, fracturing of rock, and erosion. *Journal of Geophysical Research*, 112: F03014, doi:10.1029/2005JF000433

Monjuvent G (1978) Le Drac, morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin. Thèse de doctorat d'état, Université Joseph Fourier, Grenoble I, CNRS édition, 431 pp

Montjuvent G and Winistorfer J (1980) Glaciations quaternaires dans les Alpes franco-suissees et leur piedmont. *Geologie Alpine*, 56:251-282

Muller SD, Nakagawa T, de Beaulieu JL, Court-Picon M, Carcaillet C, Miramont C, Roiron P, Boutterin C, Ali AA, and Bruneton H (2007) Postglacial migration of silver fir (*Abies alba* Mill.) in the southwestern Alps. *Journal of Biogeography*, 34: 876-899

Nakamura Y (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of the Railway Technical Research Institut*, 30(1):25-30

Nesje A and Dahl SO (2000) *Glaciers and Environmental Change*. Arnold, London, 347 pp

Nguyen F, Garambois S, Chardon D, Hermitte D, Bellier O, Jongmans D (2007) Subsurface electrical imaging of anisotropic formations affected by a slow active reverse fault, Provence, France. *Journal of Applied Geophysics*, In Press

Nicoud G, Royer G, Corbin JC, Lemeille F, Paillet A (2002) Glacial erosion and infilling of the Isère Valley during the recent Quaternary. *Géologie de la France*, 4:39-49

Nishiizumi K (1989) Productio rates of ^{10}Be and ^{26}Al of the surface of the Earth and underground. *Radiocarbon*, 38:164

Nishiizumi K, Imamura M, Caffee MW, Southon JR, Finkel RC, McAninch J (2007) Absolute calibration of ^{10}Be standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 258:403-413

Nogoshi M and Igarashi T (1972) "On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2) (in Japanese with English abstract)". *Journal of Seismological Society of Japan*, 24:26-40

Ohrnberger M, Scherbaum F, Krüger F, Pelzing R, Reamer SK (2004) How good are shear wave velocity models in the Lower Rhine Embayment (NW-Germany) obtained from inversion of ambient vibrations? *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 45(3):215-232

Owen LA, Gualtieri L, Finkel RC, Caffee MW, Benn DI, Sharma MC (2001) Cosmogenic radionuclide dating of glacial landforms in the Lahul Himalaya: defining the timing of Late Quaternary glaciation. *Journal of Quaternary Science*, 16(6):555-563

Paolini M and Vacis G (1997) *Il racconto del Vajont*

Paolucci S (1999) Shear resonance frequencies of alluvial valleys by Rayleigh's method. *Earthquake Spectra*, 15(3):503-521

Parolai S, Bormann P, Milkert C (2002) New relationships between V_s , thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for Cologne Area (Germany). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92:2521-2527

Peiry JL (1988) *Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intra-montagnard : exemple de la plaine alluviale de l'arve (Haute Savoie)*. Thèse de doctorat, Université Jean Moulin, Lyon III, 378 pp

Petit JR, Jouzel J, Raynaud D, Barkov NI, Barnola JM, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, Delmotte M, Kotlyakov VM, Legrand M, Lipenkov VY, Lorius C, Pépin L, Ritz C, Saltzman E, Stievenard M (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399:429-436

Pothérat P, Doridot M, Chahine M (1999) *L'utilisation de la photo-interprétation dans l'établissement des plans de prévention des risques liés aux mouvements de terrain*. Laboratoires des Ponts et Chaussées, Paris

Pothérat P and Alfonsi P (2001) Les mouvements de versant de Séchilienne (Isère). Prise en compte de l'héritage structural pour leur simulation numérique. *Revue Française de Géotechnique*, 95/96:117-131

Prager C, Ivy-Ochs S, Ostermann M, Synal HA, Patzelt G (2009) Geology and radiometric ¹⁴C, ³⁶Cl and Th/U dating of the Fernpass rockslide (Tyrol, Austria). *Geomorphology*, 103:93-103

Reedy RC, Arnold JR, Lal D (1983) Cosmic ray record in a solar system matter. *Science*, 219:127-135

Rial JA (1989): Seismic wave resonances in 3-D sedimentary basins. *Geophysical Journal International*, 99:81-90

Riepl J (1997): Effets de site: évaluation expérimentale et modélisations multidimensionnelles: application au site EURO-SEISTEST (Grèce). Thèse de doctorat de l'université Joseph Fourier-Grenoble 1, 227 pp

Rochet L, Giraud A, Antoine P, Evrard H (1994) La déformation du versant Sud du Mont sec dans le secteur des ruines de Séchilienne (Isère, France). *Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 50:75-87

Roten D, Fäh D, Cornou C, Giardini D (2006): Two-dimensional resonances in Alpine valleys identified from ambient vibration wafefields. *Geophysical Journal International*, 165(3):889-905

Roten D and Fäh D (2007): A combined inversion of Rayleigh wave dispersion and 2-D resonance frequencies. *Geophysical Journal International*, 168(3):1261-1275

Ryder JM (1971) The stratigraphy and morphology of para-glacial alluvial fans in the South-central British Columbia. *Canadian Journal of earth sciences*, 8:279-298

Sartori M, Baillifard F, Jaboyedoff M, Rouillier JD (2003) Kinematics of the 1991 Randa rockslide (Valais, Switzerland). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3:423-433

Seijmonsbergen AC, Woning M P, Verhoef PNW, de Graaff LWS (2005) The failure mechanism of a Late Glacial Sturzstrom in the Subalpine Molasse (Leckner Valley, Vorarlberg, Austria). *Geomorphology*, 66:277-286

Sharma P and Middleton R (1989) Radiogenic production of ^{10}Be and ^{26}Al in uranium and thorium ores: Implication for studying terrestrial samples containing low levels of ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53:709-716

Sharp M (1984) Annual moraine ridges at Skalafelljökull, South-East Iceland. *Journal of Glaciology*, 30:82-93

Shields G, Allander K, Brigham R, Crosbie R, Trimble L, Sleeman M, Tucker R, Zhan H, Louie JN (1997) Shallow Geophysical Survey across the Pahrump Valley Fault Zone, California-Nevada Border. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1):270-275

Siame L, Braucher R, Bourlès D (2000) Les nucléides cosmogéniques produits in-situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171(4):383-396

Siame L, Bellier O, Braucher R, Sébrier M, Cushing M, Bourlès D, Hamelin B, Baroux E, de Voogd B, Raisbeck G, Yiou F (2004) Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (South-East France). *Earth and Planetary Science Letters*, 220(3-4): 345-364

Soldati M, Corsini A, Pasuto A (2004) Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late Glacial. *Catena*, 55:141-161

Spear FS (1993) *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Monograph series, 799 pp

Stephenson WJ, Odum JK, Williams RA, Anderson ML (2002) Delineation of Faulting and Basin Geometry along a Seismic Reflection Transect in Urbanized San Bernardino Valley, California, *Bulletin of the Seismological Society of America* 2002; 92:2504-2520

Sugden D and John B (1976) *Glaciers and landscape*. Arnold, London, 376 pp

Suzuki K, Toda S, Kusunoki K, Fujimitsu Y, Mogi T, Jomori A (2000) Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick Quaternary. *Engineering Geology* 56:29–45

Stone JO (2000) Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, 105: 23753-23759

Sue C, Delacou B, Champagnac JD, Allanic C, Tricard P, Burkhard M (2007) Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *International Journal of Earth Science*, 96:1101-1129

Swift DA, Nienow PW, Hoey TP, Mair DWF (2005) Seasonal evolution of runoff from Haut glacier d'Arollas, Switzerland and implications for glacial geomorphic processes. *Journal of Hydrology*, 309:133-148

Telford WM, Geldart LP, Sheriff RE (1990) *Applied Geophysics*, second edition. Cambridge University Press, 751 pp

Thomson WT (1950) Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. *Journal of Applied Physics* 21:89-93

Thouvenot F, Frechet J, Jenatton L, Gamond JF (2003) The Belledonne Border Fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophysical Journal International*, 155:174-192

Tokimatsu K (1997) Geotechnical site characterization using surface waves. In Ishihara (eds), editor, *Proc. 1st Intl. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering*, volume 3, pages 1333-1368

Tullen P (2002) *Méthodes d'analyse du fonctionnement hydrogéologique des versants instables*. Thèse de doctorat, Ecole polytechnique fédérale, Lausanne, 301 pp

Uebayashi H (2003) Extrapolation of irregular subsurface structures using the horizontal to vertical spectra ratio of long period microtremors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(2):570-582

van der Beek P and Bourbon P (2008) A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps. *Geomorphology*, 97:52-72

Vallon M (1999) Estimation de l'épaisseur d'alluvions et sédiments quaternaires dans la région grenobloise par inversion des anomalies gravimétriques. IRSN/CNRS Internal Report, 34 pp

Vengeon JM (1998) Deformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope. Apport de l'étude des ruines de Séchilienne. Thèse de doctorat de l'université Joseph Fourier (Grenoble I), 186 pp

Vengeon JM, Giraud A, Antoine P, Rochet L (1999) Analysis of the deformation and toppling of rock slopes in crystallophyllian terrain. *Canadian Geotechnical Journal*, 36:1123-1136

Vincent C, Kappenberger G, Valla F, Bauder A, Funk M, Le Meur E (2004) Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. *Journal of Geophysical Research* 109,D10104

Vivian R (1975) Les glaciers des Alpes occidentales. Thèse de doctorat d'état, Université Joseph-Fourier, Grenoble I, 470 pp

von Raumer JF, Ménot RP, Abrecht J, Biino G (1993) The Pre-Alpine evolution of the External massifs, in: J. von Raumer, F. Neubauer (Eds.), *The Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York 221-240

Wathelet M (2003) Report on the inversion of velocity profile and version 0 of the inversion software. SESAME report D14.07

Welch DM (1970) Substitution of space for time in a study of slope development. *Journal of geology*, 78:234-239

Wells DL and Coppersmith J (1994) New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84:974-1002

Whiteley RJ, Hunter JA, Pullan S (1986) High-resolution common-offset seismic reflection profiling in the Chaophraya basin, Bangkok, Thailand. SEG Technical Program Expanded Abstracts 104-106

Wolf PR and Dewitt BA (2000) Elements of Photogrammetry with Applications in GIS. New-York, 608 pp

Wyrwoll KH (1977) Causes of rock-slope failure in a cold area: Labrador-Ungava. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, 3:59-67

Caractérisation de l'évolution géomorphologique de la basse vallée de la Romanche en relation avec les instabilités gravitaires de ses versants rocheux

L'objectif de ce travail de thèse est de comprendre le rôle de la déglaciation et l'influence de l'évolution géomorphologique d'une vallée glaciaire sur l'initiation et la localisation des instabilités gravitaires de ses versants rocheux.

La recherche de cette relation a été réalisée à partir de l'exemple de la basse vallée de la Romanche localisée au Sud du massif cristallin externe de Belledonne au Sud-Est de l'agglomération grenobloise. Les versants de cette vallée glaciaire, soumise à plusieurs cycles de glaciation et déglaciation durant le Quaternaire, présentent de nombreux indices de déstabilisations gravitaires. En particulier, un mouvement majeur des Alpes françaises, le mouvement de Séchilienne, affecte les pentes rocheuses de la rive droite de la Romanche.

Afin d'évaluer les facteurs prédominants dans l'initiation des instabilités gravitaires affectant cette région et d'obtenir une vue spatio-temporelle des processus en action, nous avons mené une étude multidisciplinaire combinant des données géologiques, morphologiques, géophysiques, et chronologiques à deux échelles spatiales différentes : celle de la basse vallée de la Romanche et celle du mouvement de terrain de Séchilienne.

La localisation des mouvements de terrain et la détermination de la fracturation du massif, obtenues par morphologie de surface, indiquent que les caractéristiques lithologiques et structurales sont des facteurs importants dans la localisation et l'initiation des instabilités gravitaires. De plus, le surcreusement glaciaire très important de la vallée, mis en évidence par prospection géophysique, a probablement engendré une modification importante de l'état des contraintes dans le massif rocheux. Cependant, ce processus érosif, associé à la décompression élastique générée par la fonte des glaciers et aux facteurs litho-structuraux, ne semble pas avoir été suffisant pour déclencher des instabilités gravitaires de manière immédiate après le retrait glaciaire. Les données chronologiques obtenues sur l'escarpement sommital de Séchilienne suggèrent en effet que ce mouvement a été déclenché avec un délai d'au moins 5400 ans par rapport au retrait glaciaire, et probablement suite à une modification brusque du climat correspondant à l'optimum climatique de l'Holocène. En particulier, le régime pluviométrique apparaît être un facteur majeur dans l'initiation et dans la dynamique du mouvement de terrain de Séchilienne.

Mots clés : *vallée glaciaire, mouvement de terrain, morphologie, prospection géophysique, géochronologie, morphogenèse, évolution paraglaciale.*

Characterization of the geomorphological evolution of the lower Romanche valley in relation to the gravitational instabilities of its rock slopes

This work aims at understanding how deglaciation and geomorphological evolution of a glacial valley are linked to the initiation and the localization of gravitational instabilities.

To achieve such a goal, we focused on the lower Romanche valley, localized in the Southern part of the external crystalline massif of Belledonne (South-East Grenoble). The slopes of this glacial valley, which went through glaciation and deglaciation phases during Quaternary, show many signs of gravitational destabilization. Of particular interest is the Séchilienne landslide, one of the most important mass movements in the French Alps, which affects the right bank of the Romanche River.

In order to evaluate the main processes controlling the initiation of the gravitational instabilities in this zone and their spatio-temporal relations, a multidisciplinary study coupling geological, morphological, geophysical and chronological data was conducted at two different spatial scales: the lower Romanche valley and the Sechilienne landslide.

The localization of the mass movements and the study of the mass fracturing, performed from surface morphological investigation, indicate that lithological and structural characteristics are significant factors in the localization and initiation of gravitational instabilities. Moreover, the glacial oversteepening of the Séchilienne basin, determined by sub-surface geophysical prospecting, probably created a major redistribution of stresses within the rock mass. However, this erosive process, associated with the debulking of the massif and the litho-structural characteristics, has apparently not been sufficient to trigger gravitational instabilities. In fact, the chronological data obtained along the Séchilienne head scarp suggest that this landslide was triggered with a delay of at least 5400 years after the total deglaciation of the valley. The onset of this landslide probably resulted during a major climatic change corresponding to the Holocene climatic optimum. In particular, the pluviometric factor seems to have played and still play a major role in the triggering and dynamic of the Séchilienne landslide.

Keywords : *glacial valley, landslide, morphology, geophysical prospecting, geochronology, morphogenesis, paraglacial evolution.*
